

## Геохимическая характеристика источника пород вулкана Дзотол на Юго-Востоке Монголии: финальная генерация расплавов позднего кайнозоя в зоне транстенсии на границе литосферы–астеносферы

С.В. Рассказов<sup>1,2</sup>, И.С. Чувашова<sup>1,2</sup>, Т.А. Ясныгина<sup>1</sup>,  
Е.В. Саранина<sup>1,3</sup>, А.А. Бокарева<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

<sup>3</sup>Институт геохимии СО РАН им. А.П. Виноградова, Иркутск, Россия

**Аннотация.** Цель исследования – установить соотношение источника финальных извержений на вулкане Дзотол с источниками всего предшествующего позднекайнозойского вулканизма на поле Дариганга. Однородный массив данных (петрогенные оксиды, микроэлементы и изотопные отношения Pb), полученный для пород вулканического поля, свидетельствует о генерации магматических расплавов в единой мантийной области. В породах финальных извержений вулкана Дзотол выявляются, с одной стороны, промежуточные геохимические характеристики совокупности пород Дариганги, с другой стороны, – пониженные изотопные отношения Pb. Мы приходим к выводу о том, что источники вулканических пород Дариганги были производными глубинной дегазации протомантии возрастом около 4.47 млрд лет и были рассредоточены на астеносферно-литосферной границе, нарушенной транстенсией. Источник финальных расплавов вулкана Дзотол соответствовал по глубине центральной части магмогенерирующей области. В нем проявился Pb-изотопный протомантийный компонент, обозначившийся в квартере в редко встречающихся породах Дариганги.

**Ключевые слова:** Азия, Монголия, Китай, вулканизм, кайнозой, геодинамика, астеносфера, литосфера.

## Geochemical Signatures of Source for Rocks from the Dzotol Volcano in Southeast Mongolia: Final Generation of Late Cenozoic Melts in Transtension Zone at the Lithosphere–Asthenosphere Boundary

S.V. Rasskazov<sup>1,2</sup>, I.S. Chuvashova<sup>1,2</sup>, T.A. Yasnygina<sup>1</sup>,  
E.V. Saranina<sup>1,3</sup>, A.A. Bokareva<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

<sup>3</sup>A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

**Abstract.** The purpose of this study is to establish relationship between a source for final eruptions on the Dzotol volcano and those for the whole preceded Late Cenozoic volcanism in the Dariganga field. Major oxides, trace elements, and Pb isotopic ratios in rocks of the volcanic field are indicative for generation of magmatic melts in a homogeneous mantle region. In final eruptions of the Dzotol volcano, rocks show, on the one hand, intermediate geochemical signatures relative to those of other Dariganga volcanic rocks, and, on the other hand, lower Pb isotope ratios. We infer that Dariganga volcanic rocks were derived due to deep degassing of the about 4.47 Ga protomantle and were dispersed at the asthenospheric–lithospheric boundary affected by transtension. The source for the final Dzotol rocks corresponded in depth to the central part of the magma-generating region

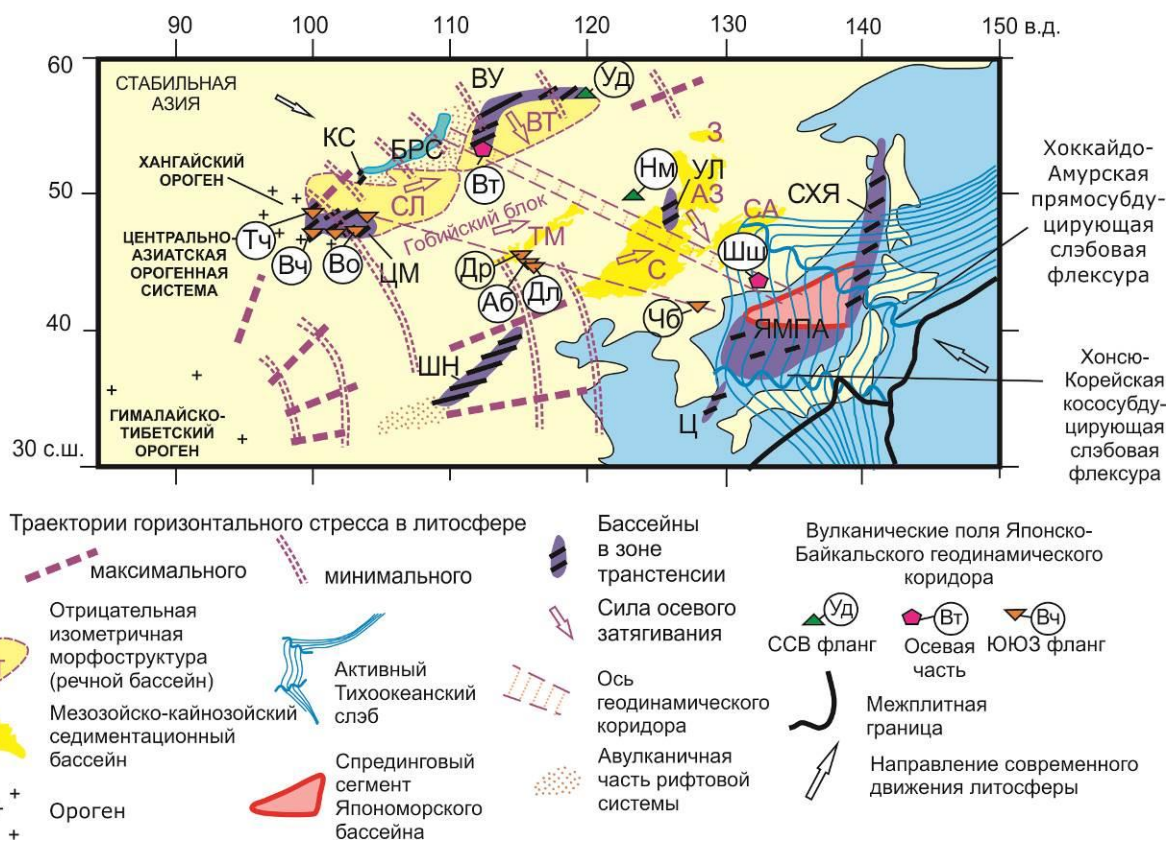
and displayed the Pb-isotopic protomantle component, previously designated in rare Quaternary Dariganga rocks.

**Keywords:** Asia, Mongolia, China, volcanism, Cenozoic, geodynamics, asthenosphere, lithosphere.

### Введение

Кайнозойский вулканизм Центральной и Восточной Азии контролируется процессами, развивающимися в Японо-Байкальском геодинамическом коридоре (ЯБГК), – в ограниченной по латерали подвижной полосе литосферы и подлитосферной мантии, характеризующейся действием сил затягивания материала от периферии коридора к его оси.

При запад-северо-западном простирании геодинамического коридора силы затягивания к оси приводят к образованию субмеридиональных и субширотных зон трансенсии литосферы (рис. 1). Активность источников вулканизма зависит от расположения вулканических полей в структуре ЯБГК и отражается в их пространственно-временной смене.



**Рис. 1.** Схема пространственного распределения горячих зон трансенсии относительно оси ЯБГК и пространственного наложения на его ЮЮЗ фланг тектонического стресса из зоны Индо-Азиатской конвергенции. Япономорский пулл-апарт (ЯМПА) и его зоны трансенсии: СХЯ – Сахалин-Хоккайдо-Япономорская, Ц – Цусимская. Байкальская рифтовая система (БРС) и ее зоны трансенсии: ВУ – Витимо-Удоканская, КС – Камарско-Становая, ЦМ – Центрально-Монгольская. Зоны трансенсии в центральной части ЯБГК: УЛ – Удаляньчи, ШН – Шанси. Вулканические поля (в кружках): ось ЯБГК (ВТ – Витимское, Ш – Шкотовское, Шуфанское), его ЮЮЗ фланг (Вч – Верхне-Чулутынское, Тч – Тарят-Чулутынское, Во – Верхнеорхонское, Др – Даригангское, Аб – Абага, Дл – Далинуор, Чб – Чангбай), его ССВ фланг (Уд – Удоканское, Ул – Удаляньчи, НМ – Нуоминхе). Крупные отрицательные морфоструктуры БРС: СЛ – Селенгинский, ВТ – Витимский. Седиментационные бассейны Восточной Азии: С – Сунляо, АЗ – Амурско-Зейский, З – Зейский, СА – Средне-Амурский, ТМ – Тамцагский (кайнозойский). Схема ЯБГК из работы (Chuvashova et al., 2017) с изме-

нениями. Структуры Японского моря и Татарского пролива показаны по работе (Jolivet et al., 1994), траектории горизонтального стресса в литосфере Центральной и Восточной Азии – по работам (Xu et al., 1992; Саньков и др., 2011).

**Fig. 1.** Scheme of spatial distribution of hot transtension zones relative to the axis of the Japan-Baikal geodynamic corridor and spatial overlap of the Indo-Asian convergence tectonic stress on its SSW flank. Transtension structures: ВУ – Vitim-Udokan, КС – Kamar-Stanovoi, ЦМ – Central Mongolia, УЛ – Wudalianchi, ШН – Shanxi. The Japan Sea (ЯМ) pull-apart structure, its transtension zones: СХЯ – Sakhalin-Hokkaido-Japan Sea, Ц – Tsushima. Volcanic fields (in circles): axis of the Japan-Baikal corridor (Вт – Vitim, Шш – Shkotov-Shufan), its SSW flank (Вч – Upper-Chulutyn, Тч – Taryat-Chulutyn, Во – Upper-Orkhon, Др – Dariganga, Аб – Abaga, Дл – Dalinuer, Чб – Changbai), and its NNE flank (Уд – Udokan, Ул – Wudalianchi, Нм – Nuominhe). Large basins: СЛ – Selenga, ВТ – Vitim. Sedimentary basins of East Asia: С – Songlyao, АЗ – Amur-Zeya, З – Zeya, СА – Middle Amur. Scheme of the Japan-Baikal geodynamic corridor is modified after (Chuvashova et al., 2017). Pull-apart structures of the Sea of Japan and Tatar Strait are shown after (Jolivet et al., 1994). Horizontal stress trajectories in the lithosphere of Central and East Asia are indicated after (Xu et al., 1992; Sankov et al., 2011).

В северо-восточной части Байкальской рифтовой системы оформляется транстензионная структура в результате развития северо-северо-восточного фланга ЯБГК. На осевом Витимском поле геодинамического коридора вулканизм позднего кайнозоя длится во временном интервале 16–0.6 млн лет назад, на периферическом Удоканском поле – во временном интервале последних 14 млн лет. Один из показателей разной эволюции вулканизма – пространственно-временная смена серий умеренной и повышенной щелочности – отчетливо выражается в разном составе финальных извержений этих вулканических полей. На Витимском поле последними извергаются высокощелочные лавы в интервале 1.1–0.6 млн лет назад, на Удоканском поле умереннощелочные лавы продолжают извергаться до конца квартала и проявляются в конце плейстоцена и в голоцене, 14–2 тыс. лет назад (Рассказов, Чувашова, 2018).

На юго-западе Байкальской рифтовой системы, соответствующем юго-юго-западному флангу ЯБГК, литосфера, подвергаясь транстензии, испытывает существенное влияние процессов Индо-Азиатской конвергенции. В Южной и Центральной Монголии реконструируется единая пространственно-временная последовательность вулканизма, начинающаяся около 90 млн лет назад и продолжающаяся в течение всего позднего мела и кайнозоя (Девят-

кин, Смелов, 1978; Девяткин, 1981, 2004; Ярмолук и др., 1994; Рассказов и др., 2012). В Восточном Хангае, на Верхне-Орхонском вулканическом поле, финальные умеренно-щелочные базальтовые лавы изливаются 38–35 тыс. лет назад из обогащенных источников, получивших развитие в результате деляминации Восточно-Хангайского орогена, сопровождавшейся плавлением нижней коры (Рассказов и др., 2012; Чувашова и др., 2022).

Вулканическое поле Дариганга Юго-Восточной Монголии также находится на юго-юго-западном фланге ЯБГК. Между ярко выраженными структурами Японского моря и Байкала это поле смещено от бассейна Сунляо Восточной Азии к западу, вдоль геодинамического коридора к структурам Центральной Азии. Тектоническое развитие территории Даригангского поля в мезозое и кайнозое было тесно связано с тектоническим развитием Южной и Средней Гоби (Нагибина, 1975; Нагибина и др., 1977).

Детальное опробование вулканических пород Дариганги (Салтыковский, Геншафт, 1985) свидетельствует о равномерном пространственном распределении на нем пород умеренной и повышенной щелочности. Обнаруживается, однако, неравномерность в распределении в протяженные линейные зоны высоко-Mg пород ( $MgO = 11.0–15.8$  мас. %) при фоновом распределении пород умеренно-Mg состава ( $MgO = 3.0–11.0$  мас. %)

между зонами высоко-Mg пород и по периферии вулканического поля (Чувашова и др., 2012).

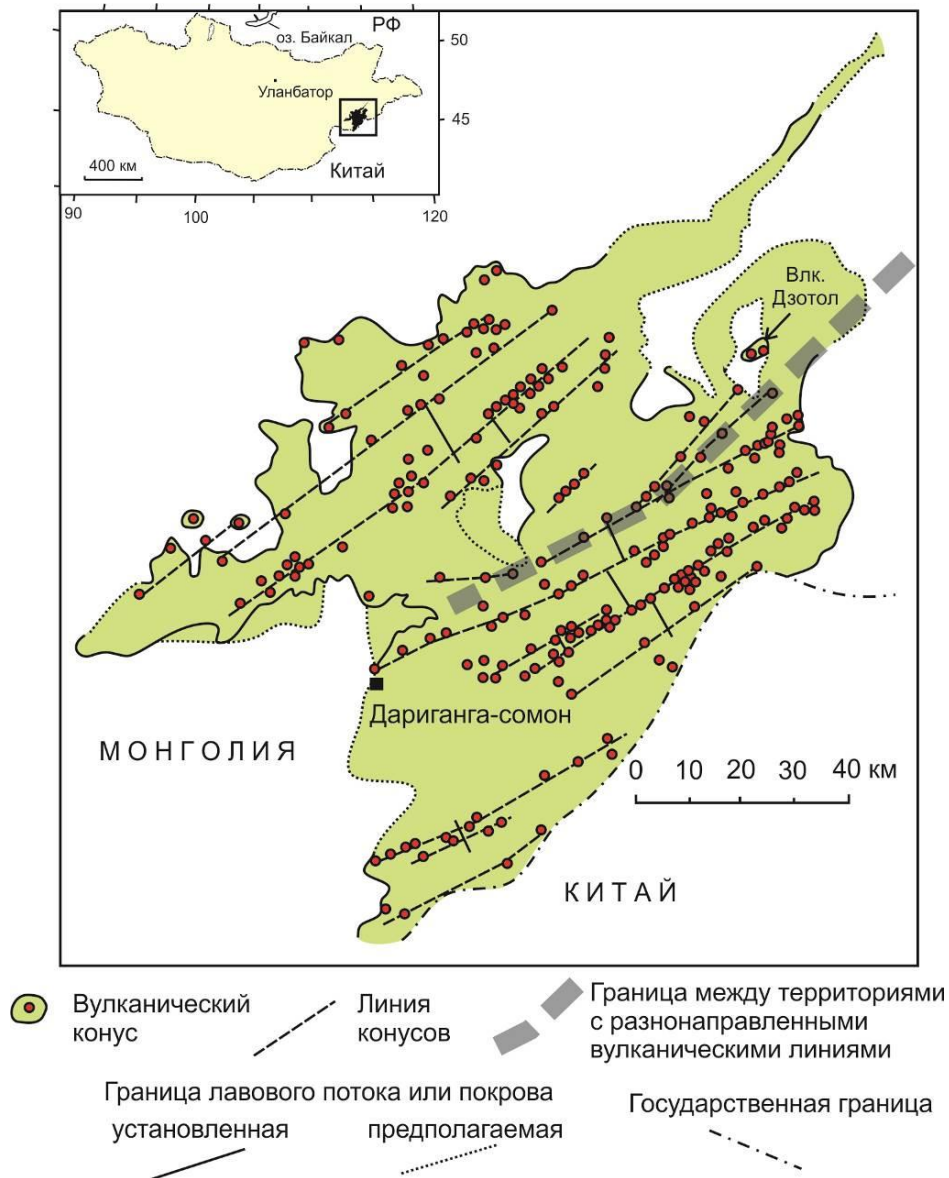
Для выявления источников кайнозойского вулканизма Внутренней Азии определяющее значение имеет Rb-изотопная систематика вулканических пород в терминах компонентов LOMU (Low  $\mu$ ) и ELMU (Elevated  $\mu$ ), соответственно, с низким и повышенным  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Rb}$ . Предполагается генерация компонента LOMU в источнике первородной мантии гадейского магматического океана, кристаллизовавшегося 4.54–4.51 млрд лет назад, и компонента ELMU в порции его запаздывающей кристаллизации около 4.44 млрд лет назад. Так, разновозрастные вулканические породы северо-западной части Удоканского вулканического поля, включая финальные (четвертичные) умереннощелочные базальты, характеризуют протомантийный источник возрастом 4.51 млрд лет. Финальные (четвертичные) базаниты и фонотефриты восточной части Витимского поля обнаруживают резкое снижение  $\mu$  по сравнению с источниками предшествующего вулканизма. На диаграмме  $^{207}\text{Rb}/^{204}\text{Rb} - ^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$  компактное фигуративное поле точек молодых лав смещено левее метеоритной геохроны и аппроксимируется вторичной изохронной линией с наклоном, соответствующим возрасту 0.66 млрд лет (Rasskazov et al., 2020b). В вулканических породах Дариганги отношение  $^{206}\text{Rb}/^{204}\text{Rb}$  снижается по сравнению с этим отношением в кайнозойских вулканических породах полей Абага и Далинуор сопредельной территории Северного Китая. Пространственные вариации этого изотопного отношения в вулканических породах связаны с латеральным изменением возраста компонента ELMU источника протомантии от 4.44 млрд лет под полями Абага и Далинуор до 4.47 млрд лет под полем Дариганга (Чувашова и др., 2022).

Учитывая разный характер источников финального вулканизма Удоканского, Витимского и Верхне-Орхонского полей в структуре ЯБГК, мы исследуем геохимическую специфику источника пород финальных извержений Даригангского поля и определяем соотношение петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопных отношений Rb пород финальных извержений в сопоставлении с петрогенетическими группами пород всего предшествующего вулканизма территории.

### **Самое молодое вулканическое сооружение Дариганги – вулкан Дзотол**

К молодым относятся извержения вулкана Дзотол, «долинных» потоков урочищ Арагол, Баин-Булак и долины р. Цамхак. Самой молодой постройкой считается вулкан Дзотол (Влодавец, 1955; Кепежинская, 1979). Этот вулкан находится на северо-восточном краю поля Дариганга, на вулканической линии, ориентированной в северо-восточном направлении, по азимуту  $45^\circ$  (рис. 2).

Главный вулканический конус Дзотол сложен шлаками в виде полумесяца, открытого на северо-запад. Пирокластический материала мог выбрасываться направленно из магмовыводящего канала западно-северо-западного падения. Диаметр конуса около 800 м, максимальная высота около 1360 м. К северо-востоку, в 500 м от основного конуса, находится сателлитный конус диаметром 200 м и высотой около 30 м (рис. 3). Он также устроен в виде полумесяца, обращенного вогнутой стороной к северо-западу. Диаметр кратера 70–80 м. Проводник магм северо-восточной ориентировки прослеживается между конусами в виде лавового вала протяженностью 50–60 м и шириной 5–7 м.



**Рис. 2.** Местоположение вулкана Дзотол на северо-восточном краю вулканического поля Дариганга. 1 – вулканические конусы; 2 – предполагаемые разломы, соответствующие линиям вулканических конусов; 3 – граница между территориями с разнонаправленными вулканическими линиями, ориентированными на северо-восток (азимут  $45^\circ$ ) и восток-северо-восток (азимут  $70^\circ$ ); 4–5 – границы лавовых потоков и покровов: установленные (4) и предполагаемые (5); 6 – государственная граница. Использована основа схемы из работы (Влодавец, 1955) с изменениями.

**Fig. 2.** Location of the Dzutol volcano on the northeastern margin of the Dariganga volcanic field. 1 – volcanic cones; 2 – assumed faults corresponding to lines of volcanic cones; 3 – boundary between areas with differently directed volcanic lines oriented to the northeast (azimuth  $45^\circ$ ) and east-northeast (azimuth  $70^\circ$ ); 4–5 – boundaries of lava flows and volcanic covers: observed (4) and assumed (5); 6 – state border. The scheme is modified after (Vlodavets, 1955).



**Рис. 3.** Главный (высокий) и сателлитный (низкий) шлаковые конусы вулкана Дзотол. На переднем плане находится базальтовый бугор (гарнитос) лавового потока.

**Fig. 3.** Main (high) and satellite (low) cinder cones of the Dzotol volcano. In the foreground is a basalt mound (garnitos) of a lava flow.

Базальтовая магма изливалась между конусами по трещине северо-восточного простирания (рис. 4). На юго-западном продолжении трещины в основании главного конуса образовались две паразитические малые воронки вулканического взрыва диаметром около 50 м и глубиной 7–8 м (рис. 5). Магмовыводящая трещина вулкана Дзотол протягивается на расстояние не менее 1.5 км.

Между ветвями шлакового полумесяца главного конуса и лавовым потоком образовалась бессточная котловина с ровным дном (рис. 6). Лавовый поток протягивается от шлаковых конусов на северо-восток на расстояние около 5 км. Средняя высотная отметка лавового потока рядом со шлаковыми конусами – 1170 м. Юго-западный край лавового потока отчетливо выражен скальными выходами базальтов, возвышающимися над эрозионно-аккумулятивной равниной, которая образует обширную террасу речной долины (рис. 7).

На поверхности лавового потока наблюдаются многочисленные бугры – гарнитосы и купола диаметром первые десятки метров и высотой первые метры. Расстояние между

куполами в среднем 30–50 м. В плане они, как правило, изометричны. Образование куполов обусловлено своеобразной динамикой остывания потока с вспучиванием его поверхности. С удалением от шлаковых конусов лавовые купола на поверхности потока сменяются беспорядочным нагромождением глыб.

Морфологическая сохранность вулканических конусов, паразитических воронок взрыва в основании главного конуса, а также поверхности и краев лавового потока Дзотол сопоставляется с сохранностью шлаковых конусов и потоков вулканических построек Хангая, датированных U–Th методом интервалом 38–35 тыс. лет (Чувашова и др., 2022). Внешнее различие построек свидетельствует о низкой роли (или отсутствии) в позднем плейстоцене эоловой активности на Хангае и существенном эоловом переносе обломочного материала в пустыне Гоби, из-за которой основные кратерные углубления вулкана Дзотол были нивелированы, а поверхность лавового потока была частично перекрыта песчано-алевритовыми наносами.



**Рис. 4.** Выход закристаллизовавшейся базальтовой магмы между конусами вулкана Дзотол по трещине северо-восточного простирания.

**Fig. 4.** Output of crystallized basaltic magma between cones of the Dzotol volcano along a NE-trending fissure.



**Рис. 5.** Малая (паразитическая) воронка вулканического взрыва, образовавшаяся в основании главного шлакового конуса вулкана Дзотол на продолжении магмовыводящей трещины, показанной на рис. 4. На переднем плане находится дно бессточной котловины между шлаковым конусом и лавовым потоком.

**Fig. 5.** Small (parasitic) crater of a volcanic explosion formed at the base of the main cinder cone in the Dzotol volcano on the continuation of the magma vent shown in Fig. 4. In the foreground is a bottom of a drainless basin between the cinder cone and lava flow.



**Рис. 6.** Вид с вершины главного конуса вулкана Дзотол на бугристую поверхность лавового потока (на заднем плане) и кратер, заполненный эоловыми отложениями и превратившийся в бессточную котловину с ровным днищем (на переднем плане).

**Fig. 6.** View from the top of the main cone of the Dzotol volcano at hilly surface of the lava flow (in the background) and at a crater filled with aeolian deposits and turned into a drainless basin with a flat bottom (in the foreground).



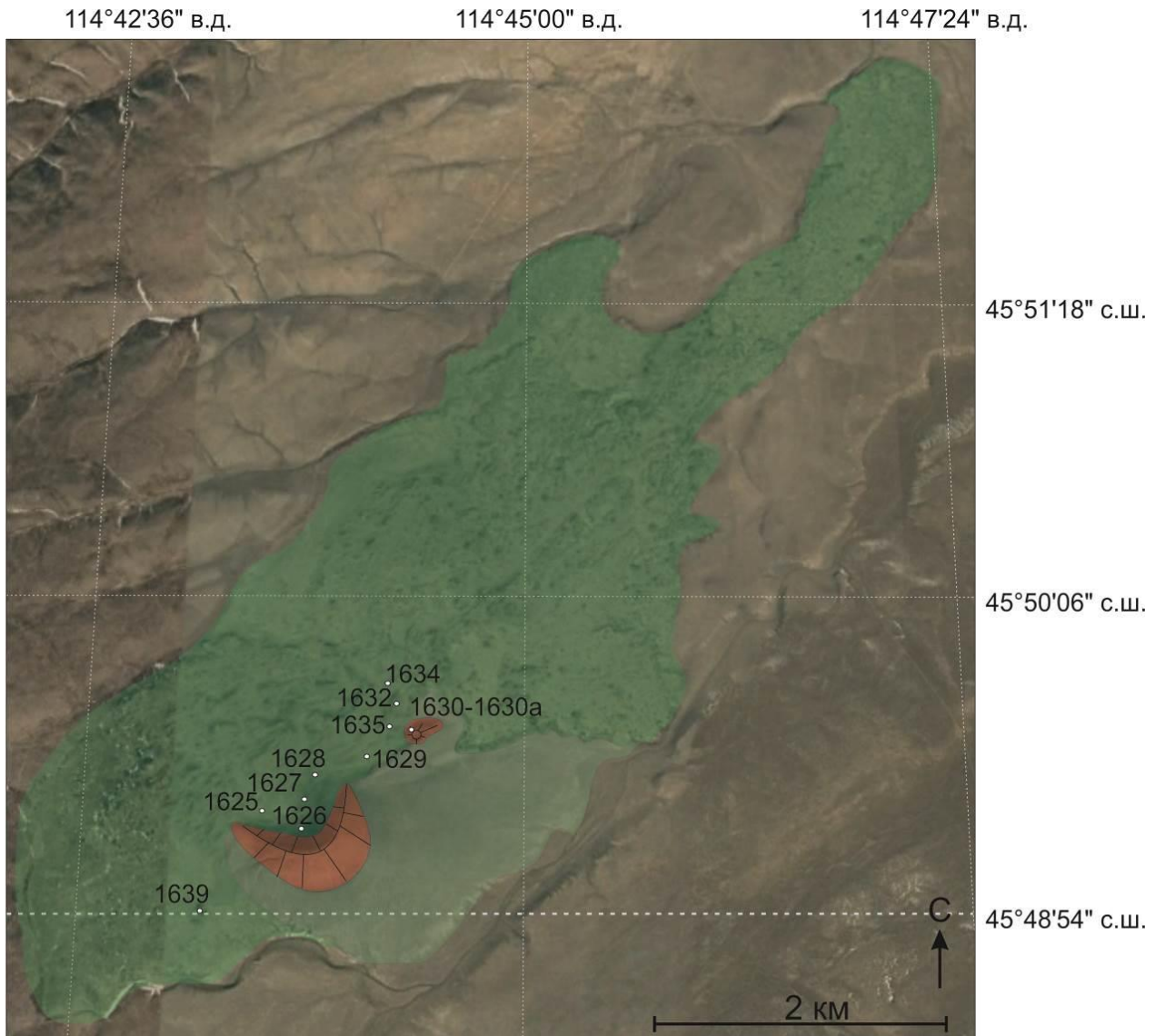
**Рис. 7.** Вид бугристой поверхности с вершины главного конуса на юго-восточный край лавового потока, протягивающегося в северо-восточном направлении, и сопредельную эрозионно-аккумулятивную равнину.

**Fig. 7.** View from the top of the main cone at a hilly surface of the southeastern edge of lava flow that extends in the northeast direction and adjacent erosional-accumulative plain.



Для геохимических исследований опробовались массивные базальты сателлитного конуса, магмовыводящей трещины между

конусами и лавового потока на расстоянии первых км от конусов. Точки опробования показаны на рис. 8.



**Рис. 8.** Схема опробования пород вулкана Дзотол. Зеленым цветом показан лавовый поток, коричневым – шлаковые конусы. Юго-западнее конусов видна плоская равнина (поверхность речной террасы), фрагменты которой прослеживаются вдоль речной долины. Отбирались только массивные вулканические породы. Главный вулканический конус, сложенный шлаками и обломками пористых базальтов, не опробован. Между главным и сателлитным конусами рельефно выделяется магмовыводящий разрыв северо-восточного простирания. Для упрощения в номерах образцов опущена часть «MN-09». Обр. MN-09-1625 дает изотопные отношения ураногенного Pb, соответствующие геохроне 4.474 млрд лет (объяснения в тексте).

**Fig. 8.** Sampling scheme for rocks of the Dzotol volcano. Lava flow is shown in green, cinder cones are shown in brown. To the southwest of the cones, a flat plain (the surface of a river terrace) is visible, fragments of which are be traced along the river valley. Only massive volcanic rocks were sampled. The main volcanic cone, composed of cinders and fragments of porous basalts, was not sampled. It is. Between the main and satellite cones, northeast-trending magma-output rupture stands out in relief. For simplicity, the part "MN-09" has been omitted from the sample numbers. Sample MN-09-1625 yields isotopic ratios of uranogenic Pb corresponding to the geochron of 4.474 Ga (explanations in the text).

### **Предшествующие работы о составе вулканических пород Дариганги**

В.В. Кепежинская (1979) рассматривала вулканические породы Даригангского поля как типичную натровую серию Азии, исходя из распространения в щелочных базальтоидах анортоклазовых мегакристаллов. При детальном опробовании вулканических аппаратов и лавовых потоков, выполненном А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом (1984, 1985), получен массив данных с интервалом  $\text{SiO}_2$  от 39.9 мас. % (обр. 517/79, поток в 5 км севернее влк. Думду-Нарт-Ула, юго-восточный борт урочища Удын-Бурун-Шире) до 51.38 мас. % (обр. 5/76, поток влк. Асхатын-Дзун-Цаган-Тологой). Приведение суммы петрогенных оксидов к 100 мас. % на классификационной диаграмме TAS (total alkalis – silica, без потерь при прокаливании) дает интервал содержаний  $\text{SiO}_2$  по массиву данных этих авторов от 40.75 до 52.03 мас. %. Исследуя соотношения калия и натрия в вулканических породах Дариганги с применением распространенных диаграмм, авторы пришли к выводу об их принадлежности к калий-натровой серии пород умеренной щелочности.

В цитированных работах А.Я. Салтыковского и Ю.С. Геншафта вулканические породы Даригангского поля отнесены к десяти петрохимическим типам: 1) кварцевым толеитам, 2) толеитам, 3) оливиновым базальтам, 4) щелочным оливиновым базальтам, 5) гавайитам, 6) муджиеритам, 7) нефелиновым базанитам, 8) нефелиновым гавайитам, 9) нефелиновым муджиеритам, 10) нефелиновым бенморитам. Однако на вариационных диаграммах, включающих  $\text{SiO}_2$ , сумму щелочей,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  показано сплошное распределение фигуративных точек без какого-либо группирования. Такой характер вариаций состава вулканических пород Дариганги подтверждается новым представительным опробованием территории (Чувашова и др., 2012). Однако в новой коллекции образцов вулканических пород нижний предел измеренных содержаний  $\text{SiO}_2$  составляет 42.38 мас. % (обр. MN-09-1570 группы II, линза массивных базальтоидов

в желтых туфах основания постройки Авгойт-Ула в восточной части вулканического поля), верхний предел – 52.21 мас. % (обр. MN-09-1407 группы VI, древний («вершинный») лавовый поток в борту слабо врезанной долины, заполненной пористыми базальтами в северной части вулканического поля). Приведенные к 100 % концентрации  $\text{SiO}_2$  на классификационной диаграмме щелочи – кремнезем (без потерь при прокаливании) составляют, соответственно, 43.50 и 52.34 мас. % (рис. 3). Расхождение в содержании  $\text{SiO}_2$  на нижнем пределе около 2.5 мас. % может быть связано с систематической лабораторной ошибкой. Совместное нанесение петрохимических данных на вариационные диаграммы делает тренды расплывчатыми, поэтому массив петрохимических данных, приведенный А.Я. Салтыковским и Ю.С. Геншафтом, используется только для общей ориентировки, а все графики приводятся по результатам новых силикатных анализов авторов.

Силикатные анализы и микроэлементные данные для отдельных образцов вулканических пород Дариганги приводились в работах, посвященных изучению глубинных кристаллических включений (Ionov et al., 1999; и др.). Целенаправленное геохимическое исследование вулканических пород Дариганги было выполнено недавно для сопоставления с породами вулканических полей двух других территорий Монголии (северовосточного побережья оз. Хубсугул и Долины Озер), а также сопредельной территории Китая (Togtokh et al., 2018). В 10 образцах вулканических пород Дариганги, включенных в эту работу, содержание  $\text{MgO}$  ограничено интервалом 7.43–10.66 мас. % и  $\text{La/Yb}$  отношение – интервалом 14–26. В этой коллекции отсутствуют высоко-Mg породы и породы с высоким  $\text{La/Yb}$  отношением, охарактеризованные в работе (Чувашова и др., 2012).

### **Методика аналитических исследований**

Аналитические исследования микроэлементного состава вулканических пород выполнены методом ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7500ce. Характеристи-

ка использованных методик приведена в работе (Ясныгина и др., 2015). Петрогенные оксиды определены классическим методом химического анализа (Сизых, 1985). Изотопный анализ свинца проводился на приборе MC-ICP-MS Neptune Plus по методике, приведенной в статье (Rasskazov et al., 2020b).

### **Петрогенетические группы вулканических пород Дариганги**

В петрогенетическом отношении, вулканические породы Дариганги разделяются на диаграмме La/Yb – MgO на 6 групп (рис. 9):

I) с интервалом высокого отношения La/Yb (40–47) при умеренном содержании MgO (9.5–6.5 мас. %); II) с интервалом более низких значений La/Yb (32–40) при более высоком содержании MgO (8.6–15.8 мас. %); III) с интервалом отношения La/Yb = 25–32 при содержании MgO 6.7–12.7 мас. %; IV) с интервалом отношения La/Yb = 18–25 при содержании MgO 5.5–10.6 мас. %; V) с интервалом отношения La/Yb = 15–18 при содержании MgO 6.8–8.1 мас. % и VI) с интервалом низкого отношения La/Yb (12.0–14.4) при низком содержании MgO (6.7–7.7 мас. %) (табл. 1).

Таблица 1

**Петрогенные оксиды (мас. %) и микроэлементы (мкг/г) в представительных образцах вулканических пород петрогенетических групп Дариганги**

№ п/п	1	2	3	4	5
№ образца	Mn-10-1686	Mn-09-1583	Mn-09-1569	Mn-10-1726	Mn-09-1573
Группа	I	I	II	II	III
SiO <sub>2</sub> , мас. %	45.98	43.42	47.00	43.71	47.08
TiO <sub>2</sub>	2.77	3.59	2.80	2.91	2.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.86	12.38	12.37	9.65	12.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.89	4.03	5.58	4.72	2.05
FeO	7.93	8.76	6.74	7.48	9.63
MnO	0.15	0.18	0.15	0.16	0.17
MgO	7.98	9.39	9.81	15.81	12.16
CaO	7.77	9.57	7.64	8.54	8.34
Na <sub>2</sub> O	4.90	4.64	3.39	3.36	3.30
K <sub>2</sub> O	3.04	1.20	2.14	0.80	1.77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.02	1.13	0.91	0.84	0.58
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.21	0.19	0.23	0.33	0.10
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.91	1.58	0.77	1.59	0.74
CO <sub>2</sub>	0.23			0.19	
Сумма	99.65	100.06	99.53	100.09	100.49
Sc, мкг/г	13.8	22.0	31.8	19.9	22.0
V	168	265	229	239	245
Cr	338	289	360	739	452
Co	45	68	53	104	64
Ni	242	236	441	589	457
Rb	59.2	13.4	35.3	30.0	29.5
Sr	1367	1396	1134	801	897
Y	31.1	39.5	37.3	23.4	30.5
Zr	366	451	470	206	257
Nb	107	126	88	62	73
Cs	0.99	0.94	0.91	0.12	0.24
Ba	860	920	761	330	544
La	78	87	59	40	46
Ce	152	169	115	49	91
Pr	17.0	19.2	12.5	6.0	10.1
Nd	66	74	55	27	42
Sm	12.8	15.7	10.9	6.3	9.2
Eu	4.2	4.8	3.4	2.2	2.8
Gd	11.7	13.6	9.9	6.4	8.2
Tb	1.4	1.8	1.3	0.8	1.2
Dy	8.0	9.2	6.5	5.1	5.7
Ho	1.1	1.4	1.1	0.8	1.0
Er	2.7	3.4	2.5	2.0	2.3

Yb	1.7	2.2	1.5	1.1	1.6
Lu	0.19	0.26	0.18	0.18	0.19
Hf	8.3	9.5	9.4	3.4	5.5
Ta	6.5	6.8	5.0	1.8	3.8
Pb	5.8	5.6	4.8	1.7	6.1
Th	11.5	11.1	7.4	3.4	5.2
U	2.31	2.24	1.86	0.11	0.81

Окончание табл. 1

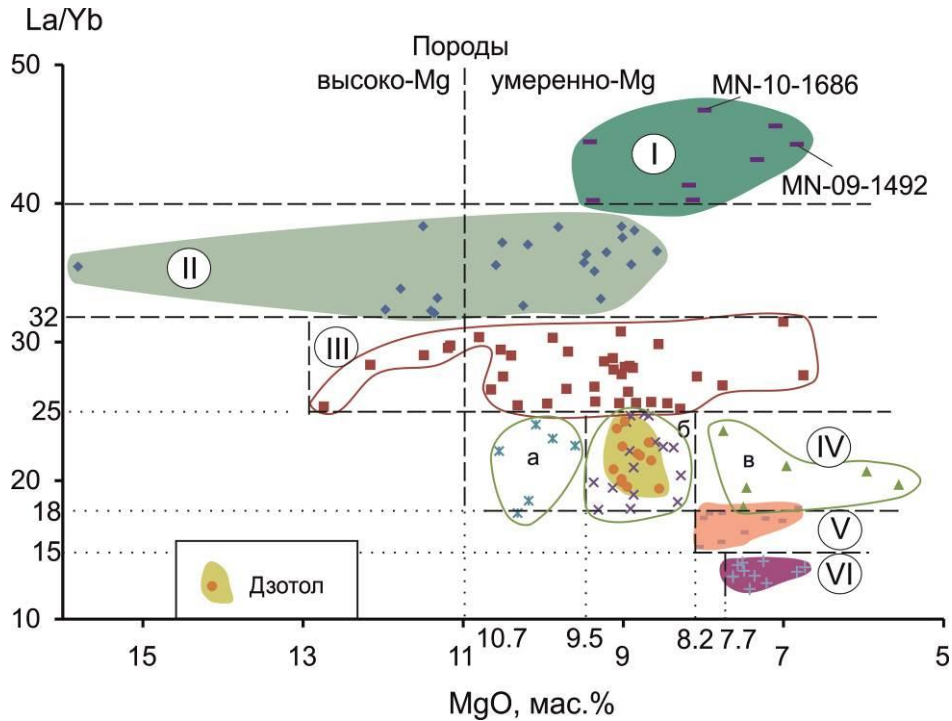
№ п/п	6	7	8	9
№ образца	Mn-09-1611	Mn-09-1597	Mn-09-1402	Mn-09-1406
Группа	III	IV	V	VI
SiO <sub>2</sub> , мас. %	45.60	48.29	49.58	49.60
TiO <sub>2</sub>	2.80	2.80	2.91	2.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.18	13.64	13.21	13.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.69	2.58	1.97	2.18
FeO	7.45	8.84	9.43	9.57
MnO	0.15	0.15	0.15	0.13
MgO	9.71	6.96	7.80	7.63
CaO	9.41	9.25	8.46	9.09
Na <sub>2</sub> O	3.30	3.62	3.33	3.28
K <sub>2</sub> O	2.00	1.73	1.61	1.21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.73	0.69	0.58	0.43
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.39	0.69	0.08	0.13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.73	0.78	0.74	0.76
Сумма	100.14	100.02	99.85	99.90
Sc, мкг/г	23.8	20.9	25.1	22.1
V	209	211	230	204
Cr	286	171	207	216
Co	61	48	58	51
Ni	243	160	189	174
Rb	36.6	29.8	29.5	17.5
Sr	1024	932	677	557
Y	25.8	29.1	28.0	25.4
Zr	258	218	296	177
Nb	62	54	47	30
Cs	0.29	0.99	0.51	0.11
Ba	526	2034	474	358
La	39	37	32	21
Ce	80	77	66	44
Pr	9.2	8.7	7.9	5.4
Nd	39	37	33	25
Sm	8.7	8.6	7.8	6.4
Eu	2.7	2.9	2.4	2.1
Gd	7.8	8.1	7.4	6.4
Tb	1.1	1.2	1.0	1.0
Dy	5.0	5.7	5.8	5.0
Ho	1.0	1.0	0.9	0.9
Er	2.1	2.5	2.4	2.2
Yb	1.5	1.8	1.8	1.6
Lu	0.25	0.28	0.23	0.26
Hf	5.3	4.6	6.3	4.0
Ta	3.7	3.4	2.5	1.8
Pb	4.6	4.1	5.5	2.7
Th	4.9	4.6	4.1	2.3
U	1.32	0.71	0.95	0.77

Порода с максимальным содержанием MgO определяется в группе II. По отношению к породам этой группы, в группе I содержание MgO резко снижается с возраста-

нием La/Yb отношения, а в группах III–VI содержание MgO снижается ступенчато с последовательным понижением La/Yb отношения.

Вулканические породы постройки Дзотол (табл. 2) по значениям La/Yb соответствуют группе IV, а по узкому интервалу MgO (8.5–9.1 мас. %) – средней части диапазона этого оксида. Для сопоставлений с породами вулкана Дзотол породы группы IV разделяются на подгруппы а, б и в с содержанием MgO, соответственно, 9.3–10.5, 8.1–9.3 и 5.5–8.2 мас. %. Фигуративные точки пород вулкана

Дзотол попадают в фигуративное поле подгруппы б. В последующих построениях петрогенные и микроэлементные характеристики пород вулкана Дзотол сравниваются с характеристиками более древних пород Даригангского вулканического поля: с одной стороны, – групп I–III, с другой стороны, – групп IV (в подгруппах а, б, в), V и VI.



**Рис. 9.** Петрогенетические группы вулканических пород Дариганги на диаграмме La/Yb – MgO. В группах II–III содержатся высоко-Mg и умеренно-Mg породы, в группах I, IV–IV – только умеренно-Mg породы. В группе III различаются подгруппы а, б и в с разными диапазонами содержания MgO. Базальты вулкана Дзотол попадают в фигуративное поле подгруппы IVб (MgO = 8.1–9.3 мас. %).

**Fig. 9.** Petrogenetic groups of Dariganga volcanic rocks on La/Yb vs MgO diagram. Groups II–III include high-Mg and moderate-Mg rocks, while groups I, IV–IV contain only moderate-Mg rocks. Group III shows subgroups a, b, and c with different ranges of MgO content. Basalts from the Dzotol volcano fall into the data field of subgroup IVb (MgO = 8.1–9.3 wt %).

Т а б л и ц а 2

**Петрогенные оксиды (мас. %) и микроэлементы (мкг/г) в породах вулкана Дзотол**

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ образца	Mn-09-1625	Mn-09-1626	Mn-09-1627	Mn-09-1628	Mn-09-1629	Mn-09-1630-1
Высота	1195	1210	1218	1217	1180	1173
С.ш.	45° 49.291'	45° 49.238'	45° 49.323'	45° 49.419'	45° 49.484'	45° 49.578'
В.д.	114° 43.602'	114° 43.822'	114° 43.805'	114° 43.896'	114° 44.172'	114° 44.398'
SiO <sub>2</sub> , мас. %	47.87	47.68	49.06	47.28	46.66	48.29
TiO <sub>2</sub>	2.41	2.41	2.44	2.42	2.61	2.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.78	12.98	12.86	13.05	12.80	12.67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.75	5.24	1.36	3.23	3.41	2.96
FeO	8.11	6.76	8.91	8.56	8.56	8.71

MnO	0.13	0.14	0.17	0.15	0.16	0.16
MgO	8.95	9.02	9.12	9.02	8.79	9.08
CaO	8.97	8.88	8.99	9.01	9.33	8.93
Na <sub>2</sub> O	3.64	3.54	3.62	3.80	3.95	3.62
K <sub>2</sub> O	1.74	1.76	1.66	1.78	1.92	1.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.69	0.69	0.68	0.68	0.79	0.69
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.21	0.21	0.05	0.23	0.31	0.25
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.56	0.45	0.66	0.73	0.55	0.50
CO <sub>2</sub>						0.22
Сумма	99.81	99.76	99.58	99.94	99.84	100.23
Sc, мкг/г	22.6	21.1	21.1	21.6	22.2	25.3
V	223	221	201	223	223	268
Cr	349	351	333	360	312	458
Co	63	58	54	60	60	59
Ni	250	249	251	258	232	320
Rb	33	31	29	32	32	38
Sr	910	882	797	890	1015	918
Y	32.9	31.8	28.8	31.9	34.1	32.1
Zr	267	255	242	282	287	291
Nb	61	60	54	60	76	71
Cs	0.42	0.29	0.35	0.40	0.40	0.52
Ba	570	527	471	539	543	543
La	41	40	36	40	45	44
Ce	85	83	74	84	95	85
Pr	9.9	9.6	8.6	9.7	11.1	10.8
Nd	42	41	37	42	47	43
Sm	9.6	9.4	8.4	9.4	10.7	9.4
Eu	3.1	3.0	2.6	3.0	3.4	3.1
Gd	9.2	9.0	7.8	9.0	10.2	9.2
Tb	1.3	1.3	1.1	1.3	1.4	1.2
Dy	6.4	6.2	6.0	6.3	6.8	6.5
Ho	1.2	1.2	1.0	1.2	1.2	1.1
Er	2.8	2.8	2.4	2.8	2.9	2.7
Yb	2.1	2.0	1.7	2.0	2.1	1.8
Lu	0.34	0.33	0.28	0.32	0.32	0.23
Hf	5.6	5.3	4.9	6.1	5.9	5.2
Ta	3.6	3.5	3.0	3.6	4.3	3.6
Pb	5.0	4.0	9.6	3.7	5.1	2.2
Th	5.2	4.9	4.2	5.0	5.7	4.8
U	1.45	1.43	1.19	1.39	1.64	0.94

Окончание табл. 1

№ п/п	7	8	9	10	11	12
№ образца	Mn-09-1630A	Mn-09-1630	Mn-09-1632	Mn-09-1633	Mn-09-1634	Mn-09-1635
Высота	1173	1173	1550	1149	1161	1167
С.ш.	45° 49.578'	45° 49.578'	45° 49.719'	45° 49.787'	45° 49.783'	45° 49.593'
В.д.	114°	114°	114°	114°	114°	114°
	44.398'	44.398'	44.432'	44.458'	44.385'	44.246'
SiO <sub>2</sub> , мас. %	47.3	45.49	47.88	48.41	48.09	46.06
TiO <sub>2</sub>	2.52	2.75	2.65	2.57	2.55	2.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.86	12.7	12.67	13.07	12.81	12.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.28	3.6	2.54	2.54	3.05	3.19
FeO	8.71	8.71	8.76	8.76	8.84	9.17
MnO	0.16	0.17	0.18	0.17	0.16	0.15
MgO	8.98	8.65	9.01	8.82	8.55	8.68
CaO	8.69	9.69	8.99	8.82	8.5	9.45
Na <sub>2</sub> O	3.66	4.01	3.87	3.79	3.66	4.14
K <sub>2</sub> O	1.78	1.95	1.77	1.73	1.79	1.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.76	0.86	0.8	0.76	0.76	0.86
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.28	0.29	0.11	0.03	0.20	0.17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.69	0.72	0.68	0.56	0.58	0.54
CO <sub>2</sub>	0.11	0.28			0.22	
Сумма	99.78	99.87	99.91	100.03	99.76	99.76

Sc, мкг/г	24.3	20.4	18.3	18.3	19.1	23.4
V	266	319	200	193	290	233
Cr	616	189	306	327	245	295
Co	62	44	54	54	41	60
Ni	407	154	233	241	190	221
Rb	40	28	29	28	26	32
Sr	1002	773	881	845	675	1083
Y	33.5	32.2	30.3	29.7	29.4	36.4
Zr	308	312.99	245	237	261.78	318
Nb	79	66	63	60	54	84
Cs	0.52	0.31	0.32	0.28	0.25	0.40
Ba	585	529	491	471	518	557
La	48	39	40	39	36	48
Ce	92	80	85	81	73	100
Pr	11.7	10.2	9.7	9.3	9.2	11.7
Nd	46	41	42	39	38	50
Sm	10.3	10.9	9.3	9.0	9.8	11.2
Eu	3.5	3.1	2.9	2.8	2.8	3.6
Gd	9.8	8.9	8.7	8.4	8.2	10.7
Tb	1.4	1.2	1.2	1.2	1.1	1.5
Dy	6.9	6.2	6.0	5.7	5.8	7.1
Ho	1.2	1.1	1.1	1.1	1.0	1.3
Er	2.8	2.4	2.5	2.5	2.4	3.0
Yb	2.0	1.8	1.8	1.8	1.8	2.1
Lu	0.23	0.23	0.29	0.28	0.22	0.32
Hf	5.6	6.4	5.0	4.8	5.5	6.9
Ta	4.1	3.9	3.7	3.5	3.4	4.8
Pb	14.1	4.3	3.5	2.6	4.1	4.4
Th	5.2	5.1	4.9	4.6	4.8	6.1
U	1.11	1.40	1.37	1.26	1.19	1.74

**Распределение петрогенетических вулканических пород классификационной щелочи – кремнезем групп на диаграмме**

На рис. 10а фигуративные точки групп I–III распределяются в области базанита–тефрита, трахибазальта и базальта. Все породы с  $MgO = 11–13$  мас. % относятся к базанитам. Точки пород такого состава концентрируются в нижней части поля базанита–тефрита вдоль границ поля трахибазальта с общим интервалом  $SiO_2$  44.0–47.5 мас. % и суммой  $Na_2O+K_2O = 4.0–5.9$  мас. %. Состав базанита с максимальным содержанием  $MgO = 15.8$  мас. % (обр. MN–10–1726) отличается от основной группы базанитов пониженным содержанием суммы щелочей.

Рой фигуративных точек умеренно-Mg пород групп I–III ( $MgO = 3.0–11.0$  мас. %) перекрывает основную группу базанитов и трахибазальтов и распространяется в целом выше фигуративного поля базанит+тефрит в виде веера, расходящегося от Mg базанита (обр. MN–10–1726) через основную группу базанитов к умеренно-Mg тефритам и трахи-

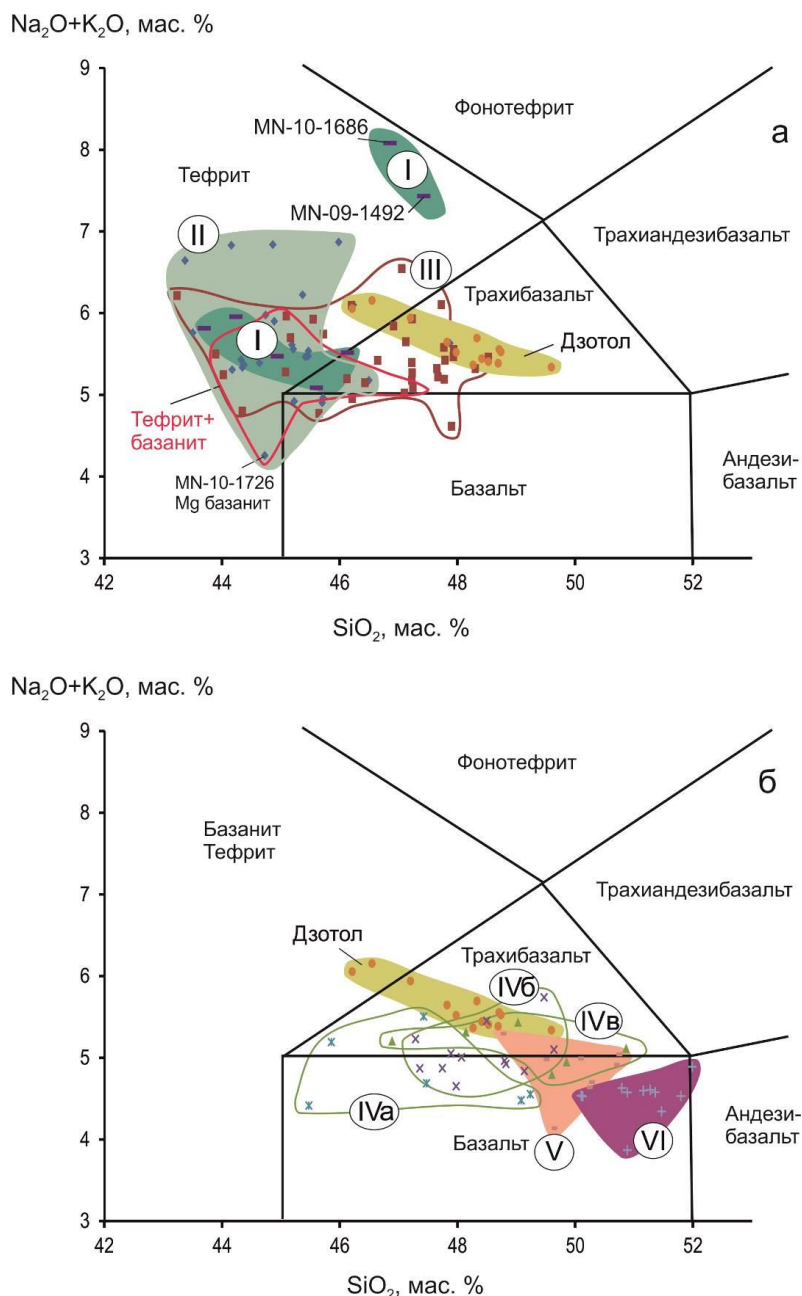
базальтам. Фигуративные точки группы I находятся в основном в области перекрытия фигуративных полей групп II и III, но в двух породах этой группы (MN-09-1492 и MN-10-1686) содержания  $SiO_2$  и  $Na_2O+K_2O$  существенно возрастают. Фигуративное поле тефритов и базанитов группы II вытянуто из нижней части диаграммы в верхнюю, фигуративное поле тефритов, базанитов и трахибазальтов группы III – из левой в правую часть диаграммы. Фигуративное поле пород вулкана Дзотол находится на окончании полосы точек группы III и образует узкий трахибазальт-тефритовый тренд.

На рис. 10б фигуративные поля умеренно-Mg пород групп IV–VI занимают пограничное положение между базальтом и трахибазальтом. Фигуративные поля подгрупп IVа, IVб и IVв последовательно смещаются с возрастанием  $SiO_2$ . Фигуративное поле пород группы V частично перекрывается по содержанию  $SiO_2$  с фигуративным полем подгруппы IVв, а фигуративное поле пород группы VI смещается относительно фигуративного поля пород группы V с возрастанием содержания  $SiO_2$ . Тренд трахибазальтов–тефритов вулкана Дзотол лишь частично

совпадает с фигуративным полем пород подгруппы IVб и протягивается от него в поле тефрита.

На графиках рис. 10а,б породы вулкана Дзотол имеют менее щелочной (обогащен-

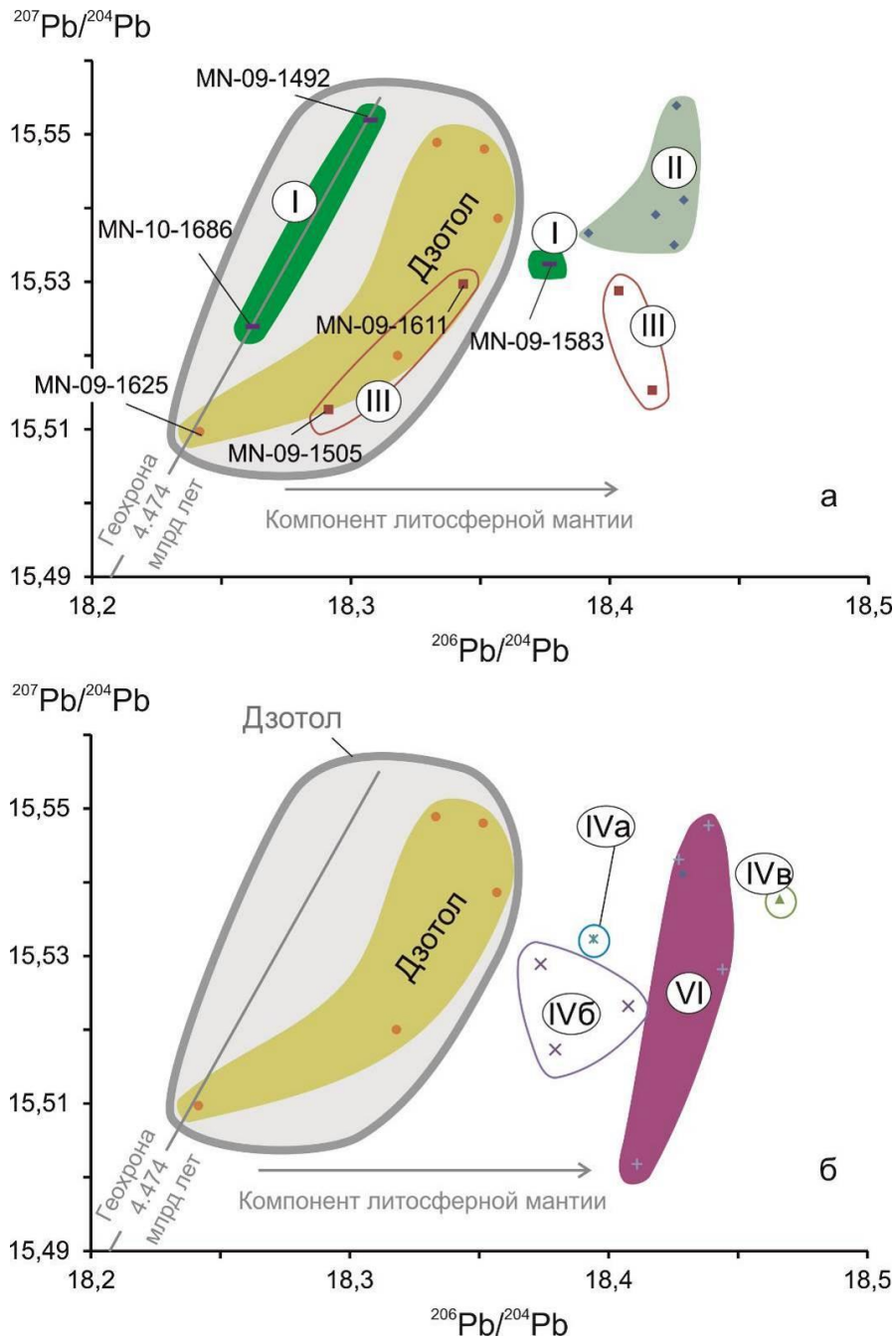
ный кремнеземом) состав, чем породы групп I–III, и более щелочной (обедненный кремнеземом) состав, чем породы групп IV–VI. Состав пород вулкана Дзотол промежуточный между этими группами.



**Рис. 10.** Положение петрогенетических групп вулканических пород Дариганги на классификационной диаграмме щелочи–кремнезем Международного союза геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991): а – группы I–III, б – группы IV–VI. Условные обозначения см. на рис. 9. Фигуративное поле трахибазальтов–тефритов вулкана Дзотол занимает промежуточное положение между фигуративными полями базанитов–тефритов и трахибазальтов групп I–III (панель а) и фигуративными полями базальтов и трахибазальтов групп III–V (панель б). Базанит отличается от тефрита содержанием MgO более 10 мас. % (Le Bas, 1989). Сумма петрогенных оксидов пересчитана на 100 мас. % без потерь при прокаливании.

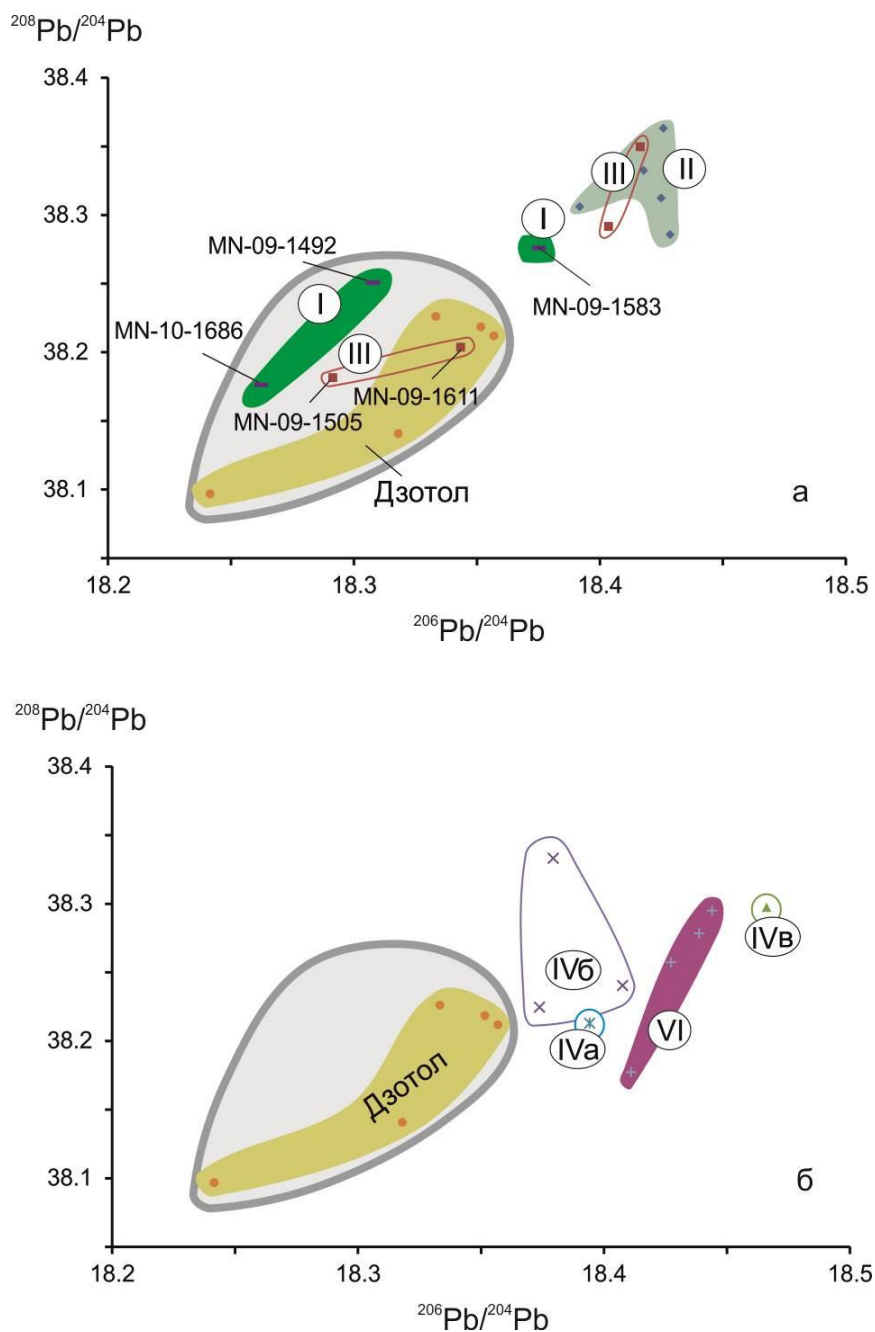


**Fig. 10.** Position of the petrogenetic groups of Dariganga volcanic rocks on the alkali–silica classification diagram of the International Union of Geological Sciences (Le Bas, Streckeisen, 1991): *a* – groups I–III, *b* – groups IV–VI. Symbols are as in Fig. 9. The trachybasalt–tephrite data field of the Dzotol volcano show intermediate position between those of basanite–tephrites, trachybasalts of groups I–III (panel *a*) and basalts, trachybasalts of groups IV–VI (panel *b*). Basanite differs from tephrite by the MgO content of more than 10 wt. % (Le Bas, 1989). Major oxides are recalculated per 100 wt. % without loss on ignition.



**Рис. 11.** Диаграммы  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , показывающие соотношение фигуративного поля пород вулкана Дзотол с фигуративными полями петрогенетических групп I–III (*a*) и IV–VI (*б*) вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 9.

**Fig. 11.**  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagrams showing relationships between data field of rocks from the Dzotol volcano and those of Dariganga petrogenetic groups I–III (*a*) and IV–VI (*b*). Symbols are as in Fig. 9.



**Рис. 12.** Соотношение фигуративного поля пород вулкана Дзотол с фигуративными полями петрогенетических групп I–III (а) и IV–VI (б) вулканических пород Дариганги на диаграммах  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Условные обозначения см. на рис. 9.

**Fig. 12.** Relationship between data field of rocks from the Dzotol volcano and those of Dariganga petrogenetic groups I–III (a) and IV–VI (b) in the  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagrams. Symbols are as in Fig. 9.

### Изотопные отношения Pb в вулканических породах

На диаграммах изотопных отношений Pb (рис. 11, 12) по значениям  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  вулканические породы Дариганги разделяются на две совокупности с интервалами значений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  18.36–18.46 и 18.24–18.35. К первой совокупности относятся породы всех

петрогенетических групп, ко второй принадлежат две точки группы I (MN-09-1492 и MN-10-1686), две точки группы III (MN-09-1505 и MN-09-1611), а также породы вулкана Дзотол.

Пара фигуративных точек MN-09-1492 и MN-10-1686 группы I лежит на геохроне 4.474 млрд лет. Пара фигуративных точек MN-09-1505 и MN-09-1611) группы III сме-

щена правее этой геохроны. Точки пород вулкана Дзотол распределяются от геохроны до обозначенной пары точек группы III. Основная совокупность точек, представленная частично породами групп I и III и всеми породами групп II, IV и VI, продвинута в правую часть диаграммы. Следовательно, Rb-изотопные отношения пород вулкана Дзотол явно отличаются от этих отношений основной совокупности пород Дариганги и характеризуются значениями, свойственными редко встречающимся породам групп I и III.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Линейные высоко-Mg зоны и распределение на вулканическом поле пород с низким отношением Rb*

Содержание MgO в вулканической породе дает потенциальную температуру ( $T_p$ ) в мантийном источнике (Arndt et al., 2008; Herzberg et al., 2007). В Азии высоко- и умеренно-Mg лавы (с высокой и низкой  $T_p$ ) либо разобщены во времени и пространстве, либо тесно связаны между собой. Рассредоточенные извержения высоко-Mg оливиновых меланефелинитов ( $MgO = 11-13$  мас. %) проявляются в центральной и северо-восточной частях хр. Хэнтэй около 3 млн лет назад без сопровождения менее магнезиальными лавами (Рассказов, 1987). В Центральной Монголии и Восточном Саяне, наоборот, высоко-Mg лавы отсутствуют (Рассказов и др., 2012).

На некоторых территориях извержения высоко-Mg лав обозначают начало вулканической деятельности, продолжавшейся затем извержениями умеренно-Mg лав миллионы лет, иногда – до полутора десятка млн лет. Первые извержения Удоканского вулканического поля представлены извержениями оливиновых мелалейцититов около 14 млн лет назад, а затем, начиная с 8 млн лет назад до голоцена включительно, извергались умеренно- и высокощелочные дифференцированные серии щелочной оливиновый базальт – трахит и базанит – нефелиновый муджиерит. Более молодые единичные лавовые слои натровых высоко-Mg базанитов отмечены только в толще возрастом 4.0–3.5 млн лет (Рассказов, Чувашова, 2018). На Шкотовском поле Южного Приморья после продолжительного перерыва (начавшегося 22–21 млн лет назад) около 15–14 млн лет назад имела место фаза извержений высокомагнезиальных оливиновых лейцититов, а

последующий вулканизм различного состава, от базальтов до андезитов, продолжался с 13 до 3 млн лет назад (Рассказов и др., 2003; Сахно и др., 2004; Rasskazov et al., 2010). В зоне Удаляньчи Северо-Восточного Китая высокомагнезиальные оливиновые лейцититы извергались на поле Келуо начиная с 5 млн лет назад, хотя на других полях зоны (Удаляньчи и Еркешан) извержения высоко-Mg лав отсутствуют (Rasskazov et al., 2016).

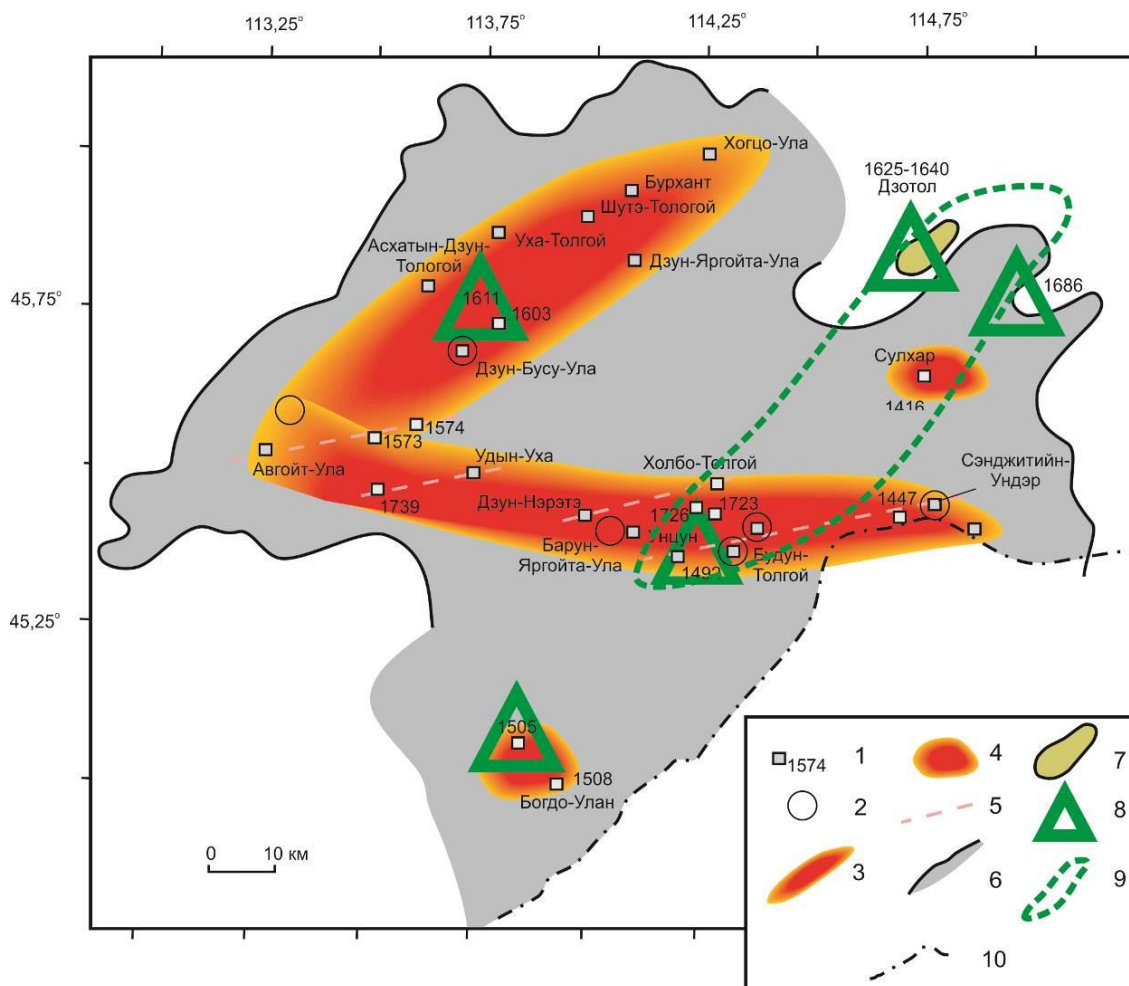
На Даригангском вулканическом поле высоко-Mg породы петрогенетических групп II и III трассируют субширотную (СШ) и северо-восточную (СВ) зоны. Ширина зон составляет 10–20 км. СШ-зона притягивается от вулкана Авгойт-Ула на западе до вулкана Сэнджитийн-Ундэр на востоке, на расстояние не менее 110 км. СВ-зона сочленяется с западным окончанием СШ-зоны на вулкане Авгойт-Ула и протягивается на северо-восток до вулкана Хорцо-Ула, на расстояние не менее 90 км. Обособляются также локальные центры с высоко-Mg лавами в группе вулканов Богдо-Улан (юг поля) и на вулкане Сулхар (северо-восток поля).

Основное значение СШ-зоны в структуре вулканического поля Дариганга подчеркивается распространением в ней, наряду с высоко-Mg вулканическими породами, мегакристаллов граната и полиминеральных гранатосодержащих нодулей. Между группами вулканов с включениями граната Сэнджитийн-Ундэр и Бурун-Тологой–Майхант, простирающимися на восток-северо-восток, имеется разрыв около 20 км, в котором СШ-зона трассируется постройками, сближенными между собой и контролирующимися локальными восток-северо-восточными разрывами. По отношению к СШ-зоне эта и подобные ей линии вулканов обозначают кулисы, образовавшиеся в условиях горячей левосторонней трансформации (Рассказов и др., 2022).

Умеренно-Mg породы вулкана Дзотол находятся вне СШ- и СВ-трасс высоко-Mg пород. Сопоставляя породы вулкана Дзотол с двумя породами группы III, имеющими низкое отношение  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (см. рис. 11–12), отметим, что в одном из образцов (MN-09-1611) содержится 9.71 мас. % MgO, в другом (MN-09-1505) – 11.16 мас. %. Порода MN-09-1505 с высоко-Mg составом (базанит) отобрана в группе вулканов Богдо-Улан, пространственно обособленной от других вулканов Даригангского поля. Вулкан Дзотол входит в зону вулканов типа Шилийн-Богд с проявлением средней (агглютинато-

вой) фазы извержения протомантийного флюидного материала (рис. 13). Эта зона контролируется юго-западным окончанием

структурного перехода от хр. Нукут-Дабан к Тамцагскому четвертичному предгорному прогибу (Rasskazov et al., 2023).



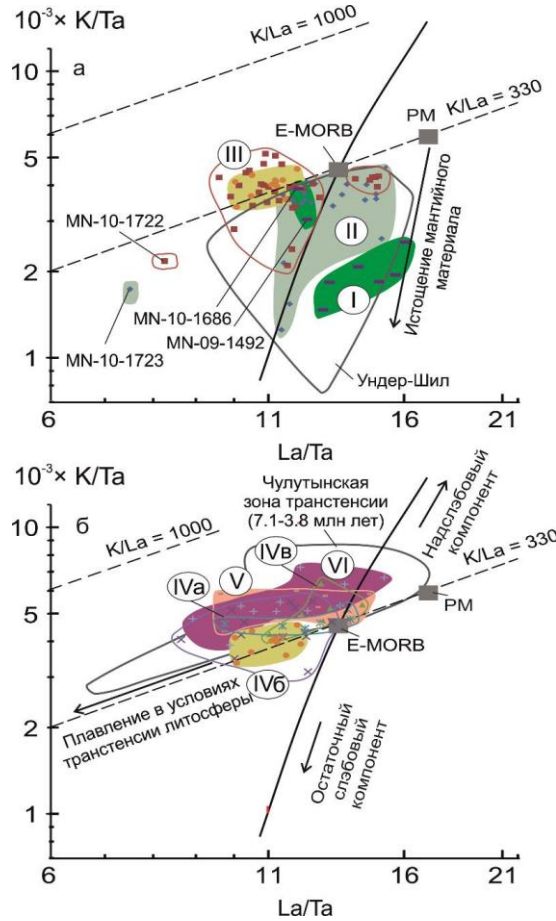
**Рис. 13.** Схема пространственного распределения высоко-Mg пород и редких пород, обогащенных компонентом нерадиогенного Pb, на Даригангском вулканическом поле. 1 – вулканы с высоко-Mg породами (MgO = 11–16 мас. %); 2 – находки гранатсодержащих включений (Геншафт, Салтыковский, 1990; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Ionov et al., 1999); 3 – СШ- и СВ-зоны, трассированные высоко-Mg породами; 4 – обособленные вулканы с высоко-Mg породами; 5 – восток-северо-восточная кулиса в СШ-зоне высоко-Mg пород; 6 – контур вулканического поля Дариганга; 7 – поток вулкана Дзотол; 8 – находки пород, обогащенных компонентом нерадиогенного Pb, включая вулкан Дзотол; 9 – зона вулканов типа Шилийн-Богд с проявлением средней (агглютинатовой) фазы извержения протомантийного флюидного материала (Rasskazov et al., 2023); 10 – государственная граница Монголии и Китая; Использованы схемы (Чувашова и др., 2012; Рассказов и др., 2022).

**Fig. 13.** Scheme of spatial distribution of high-Mg rocks and rare rocks enriched in the non-radiogenic Pb component in the Dariganga volcanic field. 1 – volcanoes with high-Mg rocks (MgO 11–16 wt %); 2 – findings of garnet-bearing inclusions (Genshaft, Saltykovsky, 1990; Saltykovsky, Genshaft, 1984, 1985; Ionov et al., 1999); 3 – WE and NE zones of high-Mg rocks; 4 – localized volcanoes with high-Mg rocks; 5 – east-northeast locus in the WE zone of high-Mg rocks; 6 – contour of the Dariganga volcanic field; 7 – flow of the Dzotol volcano; 8 – findings of rocks enriched by component of unradiogenic Pb, including the Dzotol volcano; 9 – zone of the Shiliin-Bogd type volcanoes with displaying of the middle (agglutinate) phase of erupting proto-mantle fluid material (Rasskazov et al., 2023); 10 – the state border between Mongolia and China. Modified after (Chuvashova et al., 2012; Rasskazov et al., 2022).

Соотношение  $K/Ta - La/Ta$

Основной процесс преобразования мантии – ее истощение с удалением несовместимых элементов в частичных выплавках. Истощенный материал находится в субдупированном океаническом слэбе, в котором регистрируется низкое отношение  $K/La$  после удаления из него надслэбового компо-

нента с высоким отношением  $K/La$ . Общее извлечение обогащенного материала из слэба (и/или привнос несовместимых элементов в надслэбовый мантийный источник) отражается в относительных вариациях  $K$ ,  $La$  и  $Ta$  вулканических пород зоны перехода от Тихого океана к восточной окраине Азии (Рассказов и др., 2012).



**Рис. 14.** Диаграммы  $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$ . Условные обозначения см. на рис. 9. На панели *a* фигуративные поля пород групп I–III смещаются ниже линии  $K/La = 330$ , на панели *б* фигуративные поля пород групп IV–VI смещаются выше этой линии. Для сопоставления показаны фигуративные поля Ундер-Шил Средней Гоби и Чулутынской зоны трансенсии Хангая (Рассказов и др., 2012). На панели *б* показана линия комплементарных составов слэбового и надслэбового материала относительно E-MORB. PM – состав примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

**Fig. 14.** Diagrams  $10^{-3} \times K/Ta$  vs  $La/Ta$ . Symbols are as in Fig. 9. In panel *a*, data fields of groups I–III occur below the line  $K/La = 330$ ; in panel *b*, data fields of rocks of groups IV–VI shift above this line. For comparison, data fields of the Under-Shil (Middle Gobi) and Chulutyn transtension zone (Hangay) are shown (Rasskazov et al., 2012). Plotted on panel *b* is a line of complementary compositions of slab and above-slab material relative to E-MORB. PM is the primitive mantle composition (Sun, McDonough, 1989).

В породах петрогенетических групп I–III Дариганги отношение  $K/La$  снижается (рис. 14а), а в породах петрогенетических групп IV–VI – возрастает (рис. 14б). Промежуточное значение  $K/La$  (около 330) в породах вулкана Дзотол соответствует отношению в

примитивной мантии (PM) и обогащенном базальте срединного океанического хребта (E-MORB). Тенденция плавления истощенного источника, сходная со смещением точек групп I–III Дариганги, проявляется в породах среднегобийских мел-палеогеновых

вулканических полей Ундер-Шил, Алтан-Ширэ и Мандал-Гоби. Тенденция, сходная со смещением точек групп IV–VI Дариганги, обозначается в вулканических породах возрастного интервала 7.1–3.8 млн лет Чулутынской зоны горячей трансенсии, на Верхне-Чулутынском и Тарят-Чулутынском вулканических полях Центральной Монголии. В условиях трансенсии литосферы под Даригангским вулканическим полем генерируются компоненты с низким значением  $La/Ta$ , характерным для обедненного (реститового) мантийного материала (группы I–III) и обогащенного материала (группы IV–VI).

### Соотношение $Th/Yb - Ta/Yb$

На диаграмме  $Th/Yb - Ta/Yb$  в мантийных вулканических породах обычно идентифицируются компоненты континентальной ко-

ры по смещению фигуративных точек выше направления OIB+MORB (Pearce, 1983). Диаграммой этого типа (рис. 15) иллюстрируется участие реститовых мантийных компонентов в источниках вулканических пород Дариганги. На панели б рис. 15 фигуративные поля петрогенетических групп пород Дариганги в общем распределяются вдоль этого направления. Эталонному составу OIB (Sun, McDonough, 1989) соответствует область перекрытия фигуративных полей групп V и VI. Точки группы VI имеют почти изометричное распределение с небольшим смещением правее и ниже направления OIB+MORB. Точки группы V образуют узкий тренд вдоль этого направления, переходящий в верв трендов подгрупп IVa, IVб и IVв.

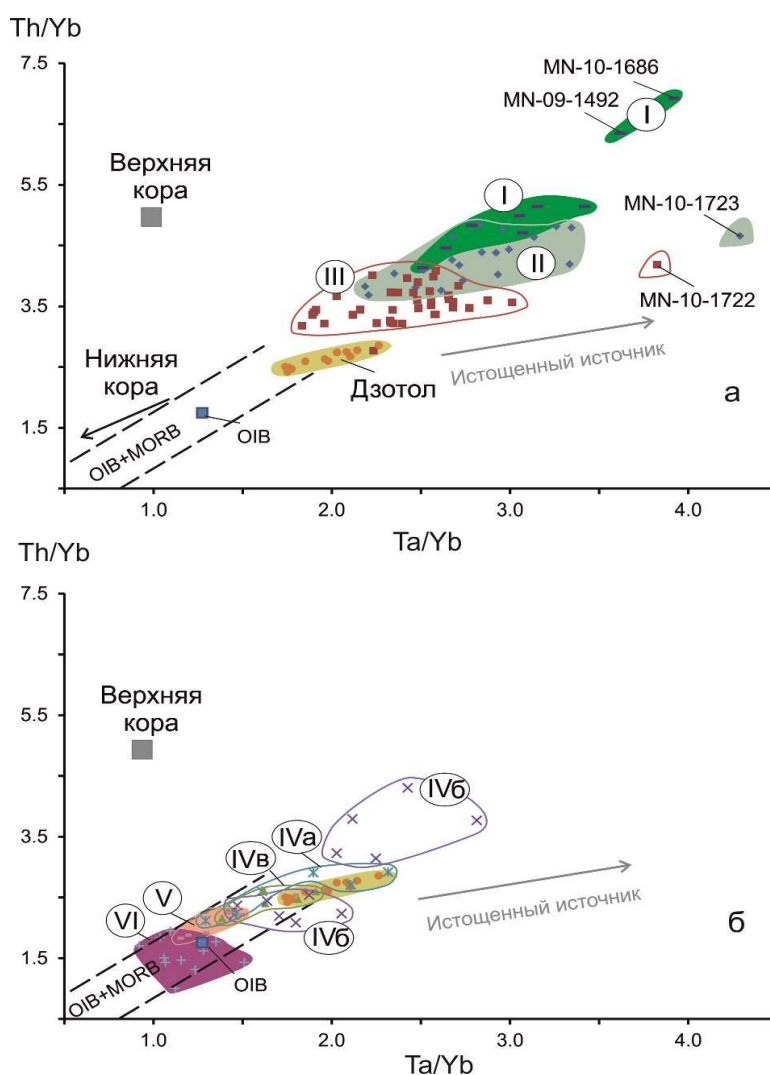


Рис. 15. Диаграммы  $Th/Yb - Ta/Yb$ . Условные обозначения см. на рис. 9.

Fig. 15. Diagrams  $Th/Yb - Ta/Yb$ . Symbols are as in Fig. 9.

На панели *a* рис. 15 фигуративные поля петрогенетических групп I–III продвинуты от состава OIB вдоль направления OIB+MORB. Фигуративные точки группы I распределяются вдоль направления OIB+MORB с максимальным смещением обр. MN-10-1668. В группах II и III наблюдается тенденция возрастания отношения Ta/Yb с косым распределением фигуративных точек по отношению к направлению OIB+MORB. Высокое отношение Ta/Yb с максимальным смещением показывают точки образцов MN-10-1722 и MN-10-1723, по которым обозначается максимальный трансензионный эффект в снижении отношения La/Ta.

Тренд пород вулкана Дзотол находится ниже пород групп I–III и соответствует центральной части веера пород подгрупп IVa, IVб и IVв. Точками вулкана Дзотол отчетливо трассируется косой тренд сочетания реститового мантийного компонента и комплексного компонента коры.

Продвинутый компонент мантийного источника, модифицированного извлечением частичных выплавов, соответствующих континентальной коре, был установлен по распределению точек петрогенетических групп на диаграмме Th/Yb – Ta/Yb в вулканических породах Центральной Монголии и Тункинской долины (Рассказов и др., 2012; Rasskazov et al., 2021; Чувашова и др., 2022). В источниках вулканических пород Дариганги роль OIB-подобного материала выше, что сближает их с OIB-подобными источниками вулканических пород Чулутынской зоны трансенсии, идентифицированными в ее пределах на фоне источников пород, отличающихся от OIB на всей территории Центральной Монголии (Чувашова и др., 2022).

#### *Карбонат в источниках*

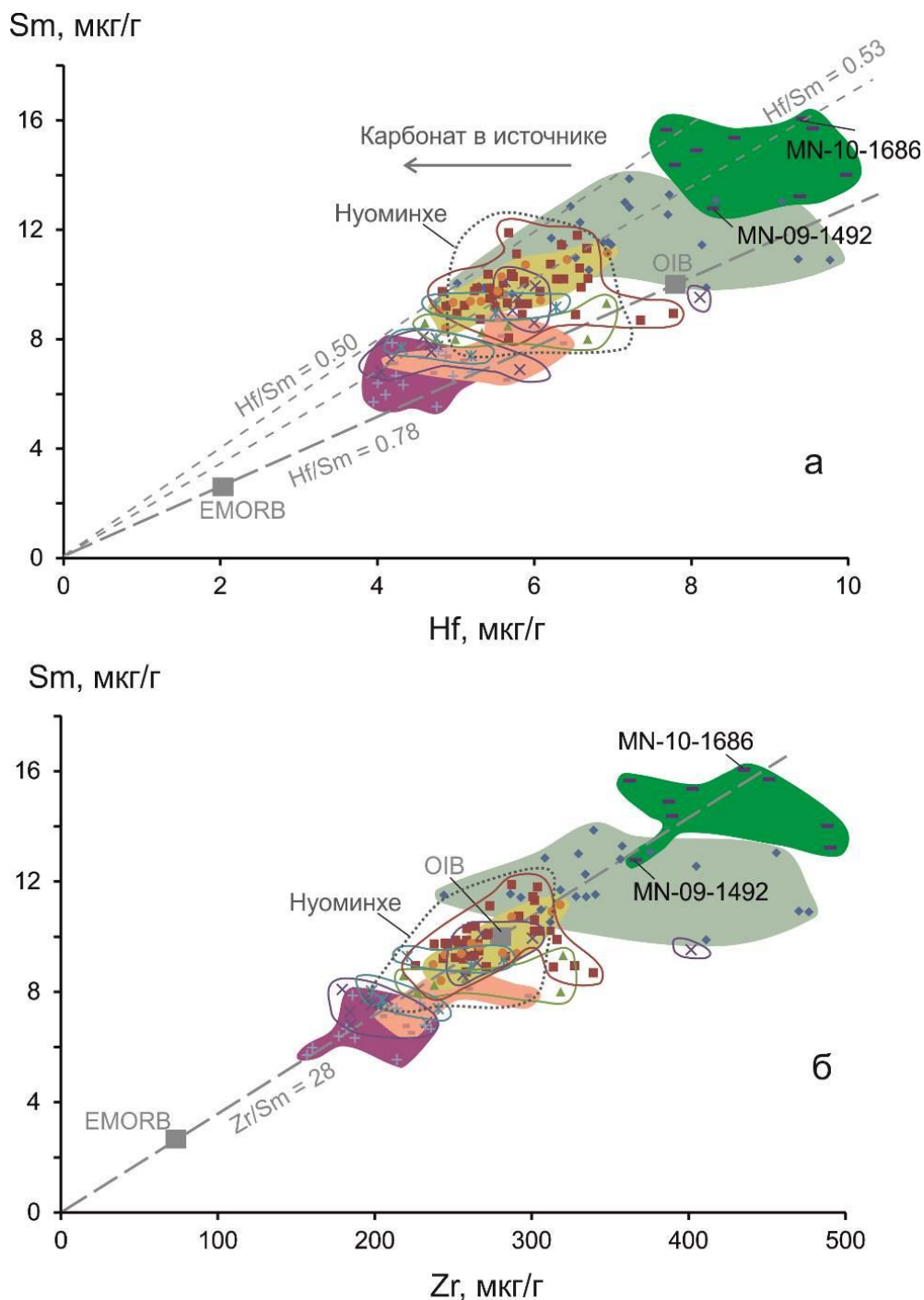
В океанических базальтах Zr и Hf в геохимическом отношении близки к Sm (Sun, McDonough, 1989). В то же время, Zr может концентрироваться в карбонате, но Hf присутствует в нем в малом количестве, поэтому породы из источника с карбонатом должны в целом показывать повышенное отно-

шение Zr/Hf относительно источника без карбоната.

На диаграмме Sm – Zr (рис. 16б) фигуративные точки пород Дариганги в общем распределяются вдоль линии Zr/Sm = 28, соответствующей составам OIB+MORB. Точки пород MN-09-1492 и MN-10-1686 группы I находятся вблизи линии, хотя в других породах этой группы, а также групп II–III наблюдаются существенные отклонения точек правее и левее линии OIB+MORB. Точки пород вулкана Дзотол сосредоточены вдоль этой линии. На диаграмме Sm – Hf (рис. 16а) фигуративные точки пород Дариганги в целом сдвинуты левее линии OIB+MORB (Hf/Sm = 0.78). Точка MN-10-1686 группы I лежит на линии Hf/Sm = 0.53, а точка MN-09-1492 этой группы находится между точками MN-10-1686 и составом OIB. Точки пород вулкана Дзотол сосредоточены вдоль линии Hf/Sm = 0.53.

Отношение Zr/Hf в породах Дариганги возрастает относительно значения OIB (36). Высоко-Mg породы имеют узкий интервал значений этого отношения (46–48). Единственная порода группы III (MN-09-1447) с содержанием MgO = 11.49 мас. %, показывает отношение Zr/Hf = 51. На диаграмме Th/Yb – Zr/Hf наблюдается тренд, начинающийся от точки MN-10-1686 с максимальным отношением Th/Yb и проходящий через фигуративное поле высоко-Mg пород групп II и III к умеренно-Mg составам групп IV–VI с низким Th/Yb (рис. 17).

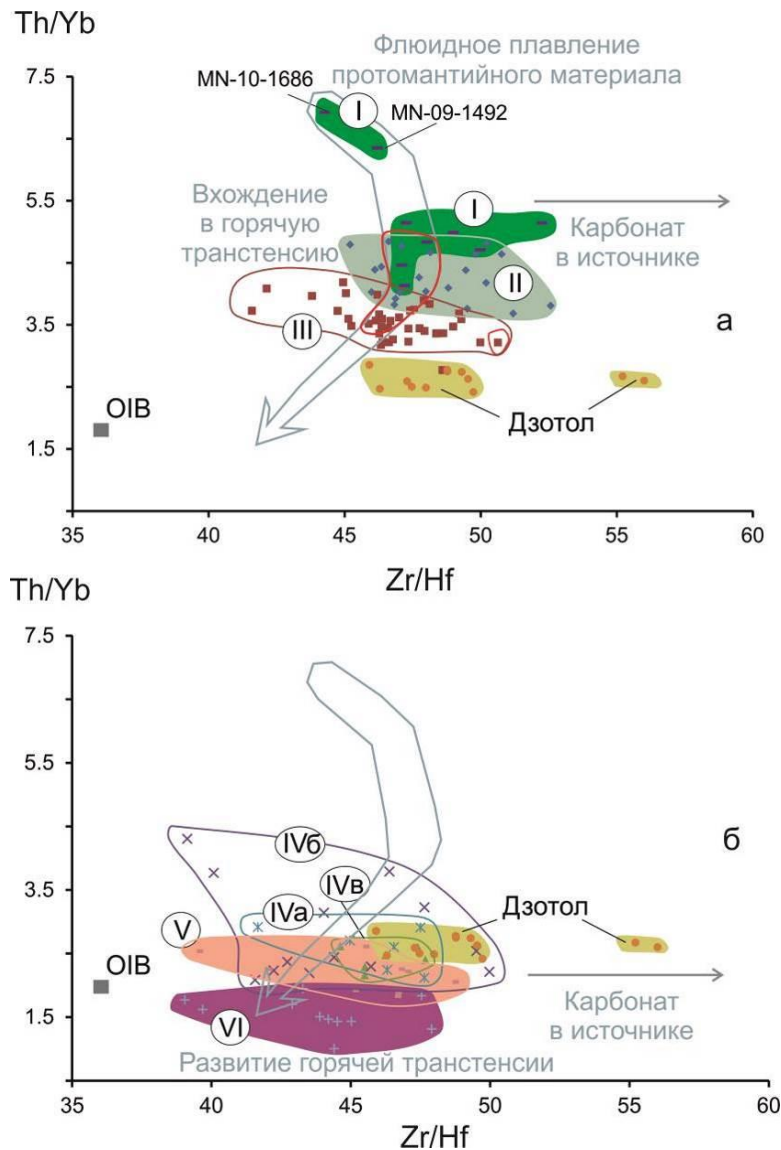
Смещение точек от линии OIB+MORB с уменьшением концентрации Hf, свидетельствующее о присутствии в источнике карбоната, определяется в четвертичных лавах вулканического поля Нуоминхе Северо-Восточного Китая. Карбонат представляет здесь общий подлитосферный компонент, особенность которого заключается в Rb/Sr отношении, близком к нулю, поскольку в мантийном карбонате присутствует Ca (и, соответственно, изоморфная примесь Sr), но отсутствует K (и, соответственно, нет изоморфной примеси Rb) (Chuvashova et al., 2015).



**Рис. 16.** Диаграммы Sm – Hf (а) и Sm – Zr (б). Условные обозначения см. на рис. 9. Для поля Нуоминхе использованы данные из работы (Рассказов и др., 2011). Состав OIB и MORB (Sun, MacDonough, 1989).

**Fig. 16.** Diagrams Sm vs Hf (a) and Sm vs Zr (b). Symbols are as in Fig. 9. For the Nuominhe field, data from (Rasskazov et al., 2011) are used. The OIB and MORB compositions are plotted after (Sun and MacDonough, 1989).





**Рис. 17.** Диаграммы Th/Yb – Zr/Hf соотношений фигуративного поля пород вулкана Дзотол с фигуративными полями петрогенетических групп I–III (а) и IV–VI (б) вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 9. Стрелкой обозначен тренд от флюидного подлитосферного материала группы I к выплавкам материала литосферы групп IV–VI (объяснение в тексте).

**Fig. 17.** Diagrams Th/Yb – Zr/Hf showing relationships between data field of rocks from the Dzotol volcano and those of petrogenetic groups I–III (a) and IV–VI (b) of Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 9. Arrow indicates trend from fluid sub-lithospheric material of group I to melts of lithospheric material of groups IV–VI (explanations in the text).

*Микроэлементная модель частичного плавления в мантийном источнике*

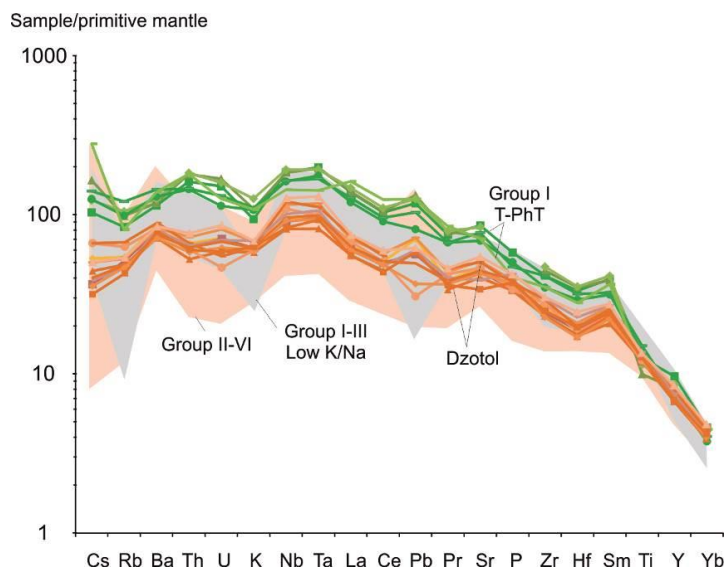
Генерация расплавов Дариганги моделировалась равновесным частичным плавлением. Расчеты проводились с использованием уравнений [Shaw, 1970]. Содержания микроэлементов в источнике рассчитывались на основе состава пиролита [McDonough, Sun, 1995] с учетом составов клинопироксена, граната и флогопита в соответствующих пропорциях. Использовались средние содержания микроэлементов в клинопироксене

перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Шилийн-Богд, Дариганга (метод ICP-MS, неопубликованные данные авторов) и во флогопите и гранате ксенолитов из щелочных базальтов Витимского вулканического поля БРС. Для флогопита и граната усреднение проводилось по данным из работ [Ащепков и др., 2003; 2011; Ionov et al., 1997; Glaser et al., 1999; Litasov et al., 2000].

Содержания микроэлементов в клинопироксене добавлялись при содержании его в модельном источнике выше 5 %. Для Nb и Ta использовались значения 1.1 и 0.08 мкг/г

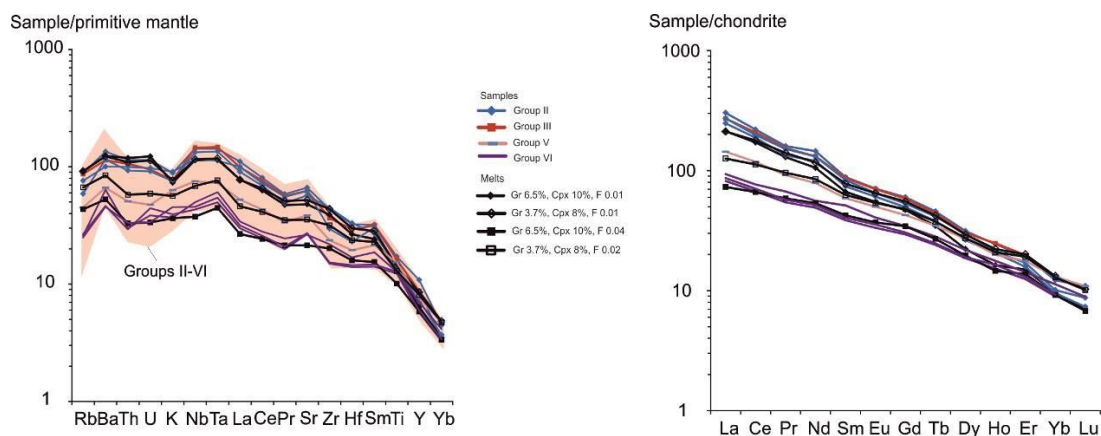
соответственно. При расчетах применялись коэффициенты распределения минерал/расплав для Ol, Орх и Phl из подборки, приведенной в работе [Рассказов и др., 2013], для Сrx и Gr – в основном из работы

[Adam, Green, 2006]. Кроме того, использовались коэффициенты распределения клинопироксен/расплав для Th и U из работы [Hauri et al., 1994] и для K, Zr, Eu, Gd и Hf из работы [Hart, Dunn, 1993].



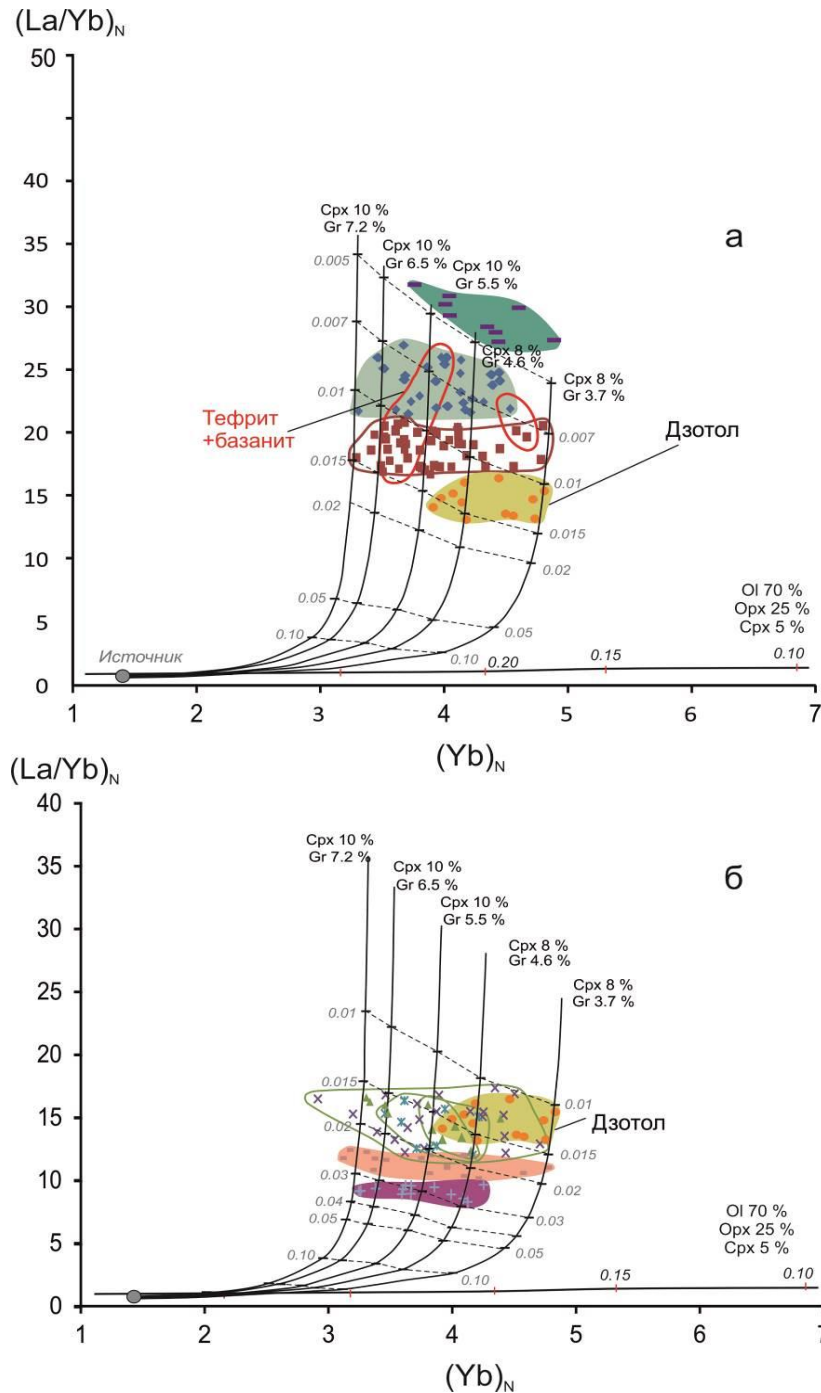
**Рис. 18.** Диаграмма спектров микроэлементов петрогенетических групп вулканических пород, нормированных к составу пиролита и выстроенных в порядке несовместимости. Для нормирования использован состав недифференцированной мантии из работы [Sun, McDonough, 1989].

**Fig. 18.** Diagram of microelement spectra for petrogenetic groups of volcanic rocks, normalized to the pyrolite composition and arranged in order of incompatibility. The pyrolite composition used for normalization is from (Sun and McDonough, 1989).



**Рис. 19.** Диаграммы модельных спектров микроэлементов, нормированных к составу пиролита и выстроенных в порядке несовместимости (а) и редкоземельных спектров, нормированных к составу хондрита (б). Породы тефрит-фонотефритового состава (гр. I) и базальт-тефритового состава с низким отношением  $K_2O/Na_2O$  не удовлетворяют смоделированным вариантам источников (объяснения в тексте). Для нормирования использован состав пиролита из работы [Sun, McDonough, 1989].

**Fig. 19.** Diagrams of model trace-element spectra normalized to the pyrolite composition and arranged in order of incompatibility (a) and rare-earth-element spectra normalized to the chondrite composition (b). The rocks of tephrite-phono-tephrite composition (gr. I) and basalt-tephrite composition with low  $K_2O/Na_2O$  ratio do not satisfy the modeled sources (explanations in the text). The pyrolite composition used for normalization is from (Sun and McDonough, 1989).



**Рис. 20.** Диаграммы  $(La/Yb)_N - Yb_N$  для пород вулкана Дзотол и петрогенетических групп I–III (a) и IV–VI (б) вулканических пород Дариганги. Условные обозначения см. на рис. 9. Цифрами на модельных кривых показана степень частичного плавления  $F$ . Штриховыми линиями соединены точки с одинаковыми  $F$  для источников, отличающихся только содержаниями граната и оливина. Нормирование выполнено по составу недифференцированной мантии (Sun, McDonough, 1989).

**Fig. 20.** Diagrams  $(La/Yb)_N$  vs  $Yb_N$  showing relationships between data field of rocks from the Dzotol volcano and those of petrogenetic groups I–III (a) and IV–VI (b) of Dariganga volcanic rocks. Symbols are as in Fig. 9. Numbers on the model curves indicate degree of partial melting  $F$ . Dashed lines connect points with the same  $F$  for sources that differ only in garnet and olivine contents. The normalization is done using the composition of the primitive mantle (Sun and McDonough, 1989).

В модальном минеральном составе источников основной части магм Дариганги варьируют доли граната (от 3.7 до 7.2 %),

клинопироксена (8–10 %) и оливина (от 63 до 57.5 %, чем меньше граната, тем больше оливина) при постоянном содержании орто-

пироксена (25 %) и флогопита (3 %). В плавящемся материале принималось соотношение: Ol 49 %, Орх 25 %, Срх 20 %, Gr 5 %, Phl 1 %. Степень частичного плавления источников по микроэлементным спектрам (рис. 18, 19) и соотношению  $(La/Yb)_n - (Yb)_n$  (рис. 20) изменялась от 0.006–0.01 для пород групп II и III до 0.04 для пород группы VI. В источнике магм Дзотол определена доля Gr от 3.7 до 5.5 %, Ol от 63 до 59.2 %, степень частичного плавления – 0.01–0.02. Высокомагнезиальные составы ( $MgO > 11$  %) по модели соответствуют низким степеням частичного плавления (0.007–0.015).

На панели *a* рис. 20 наблюдается квазиравномерное распределение фигуративных полей вулканических пород Дариганги и смещение фигуративного поля пород вулкана Дзотол, относительно фигуративных полей групп I–III, с понижением  $(La/Yb)_N$  и возрастанием  $Yb_N$ , что свидетельствует о проявлении тенденции повышения степени частичного плавления в источнике пород вулкана Дзотол с его обеднением гранатом. На панели *б* наблюдаются две тенденции смещения фигуративного поля пород вулкана Дзотол: 1) относительно фигуративных полей подгрупп IVa, IVб и IVв с возрастанием  $Yb_N$ , что отражает тенденцию уменьшения количества граната в источнике со слабым повышением степени частичного плавления и 2) относительно фигуративных полей групп V и VI с возрастанием  $(La/Yb)_N$  и  $Yb_N$ , что характеризует проявление тенденции снижения степени частичного плавления в источнике с его обеднением гранатом. Таким образом, по сравнению с источниками пород предшествующего вулканизма Дариганги, источник пород вулкана Дзотол имеет промежуточную степень частичного плавления при минимальном содержании граната.

#### *Pb-изотопные компоненты источников вулканических пород*

По результатам изучения радиогенных изотопов в океанических базальтах оформилась гипотеза о разделении мантии на верхнюю и нижнюю составляющие. Первоначально предполагалось, что верхняя часть мантии обеднена несовместимыми элементами за счет извлечения частичных выпла-

вок, а ее нижняя часть сохраняет недифференцированный (примитивный) состав. К настоящему времени считается, что нижняя мантия имеет неоднородный многокомпонентный состав, представленный в источниках плюмов, поднимающихся из основания конвектирующей системы (т.е. от границы ядро–мантия). В материале океанических плюмов преобладает материал, привнесённый в глубокую мантию в результате субдукции. Вторичный характер плюмового материала подтверждается составами стабильных изотопов, свидетельствующими о наличии в излившихся расплавах компонентов материала континентов, океанов и атмосферы. Иную перспективу дают соотношения изотопов благородных газов, которые характеризуют резервуары, изолированные от конвектирующей мантии на протяжении всей истории Земли (Allègre, 1997, 2002; Hofmann, 1997; White, 2015).

Первичный (primordial) состав силикатной мантии Земли определяется в терминах радиогенных изотопных отношений Pb, Nd и Sr (Zindler, Hart, 1986), однако выход на исходный материал мантии Земли с использование принятых эталонных значений этого состава не однозначен. Лучшее приближение к исходному недифференцированному материалу силикатной мантии Земли дает состав хондрита с Pb-изотопными датировками источников вулканических пород, приближающимися к метеоритной геохроно 4567.3 млн лет.

Учитывая крайнее положение фигуративных точек пород MN-09-1492 и MN-10-1686 гр. I пород Дариганги на диаграмме ураногенных отношений изотопов Pb и на диаграммах элементных отношений, мы связываем происхождение этих пород с плавлением конечного Pb-изотопного компонента. Соответствие этих точек геохроно 4.474 млрд лет указывает на протомантийное происхождение компонента, который трассируется точками, распределяющимися вдоль геохроны.

Типовой вулкан Дариганги, на котором обозначен протомантийный материал, – четвертичная постройка Шилийн-Богд. Этот материал проявляется на ней в агглютинатах и линзах вулканического стекла, составля-

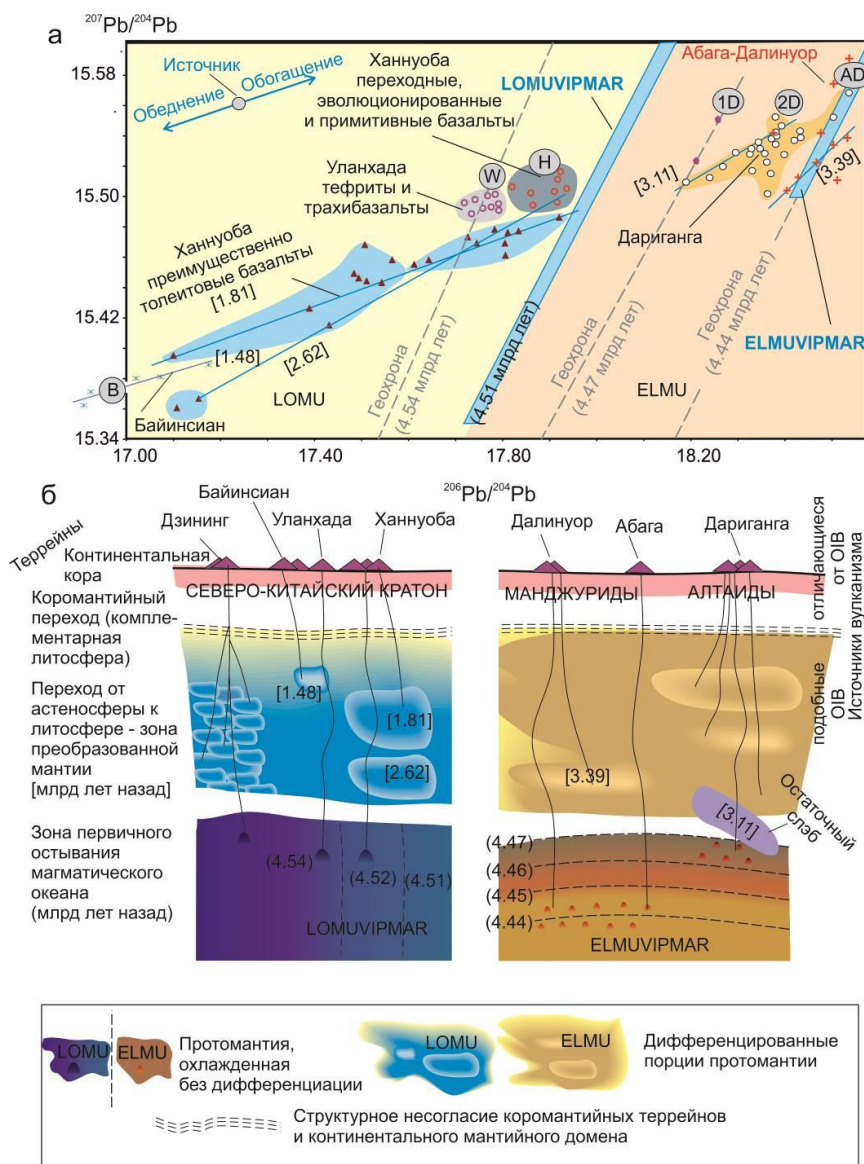
ющих остов вулканического конуса. В лавах пьедестала и насыпном пирокластическом материале, под которым была погребена агглютинативная постройка, значительную долю составляет примесный материал из области перехода от астеносферы к литосфере.

Можно предположить, что на вулкане Дзотол, также как на типовом вулкане Шилийн-Богд, в пирокластическую фазу извержения формировался агглютинативный остов постройки, который в процессе извержения был погребен под насыпным пирокластическим материалом. По аналогии с вулканом Шилийн-Богд, трудно ожидать что протомантийный материал проявится в шлаках конуса, но вполне вероятно, что он может быть обнаружен в агглютинатах и стекловатых линзах. Из-за того, что главный конус вулкана Дзотол образовался не более чем первые десятки тыс. лет назад, его внутренняя (агглютинативная) часть не экспонирована эрозией. Существует, однако, вероятность, частичного разрушения предполагаемой агглютинативной части вулкана при финальных вулканических взрывах и нахождения обломков агглютинатов в пирокластическом материале конуса. Такие обломки могут показать протомантийный состав изотопов Рb.

Вероятность нахождения протомантийного материала средней (агглютинативной пирокластической) фазы извержения подтверждается соответствием точки трахибазальта вулкана Дзотол MN-09-1625, отобранного из потока вблизи основного конуса, геохрононе 4.474 млрд лет. Следовательно, протомантийный компонент проявился даже в потоке этого вулкана. Другие точки пород лавового потока смещаются от геохроны, что свидетельствует о примеси в вулканических породах Дзотола компонента (или компонентов) непротомантийного типа (захваченного из окружающей мантии).

Подобная примесь в целом характерна для пород группы Ш. Точки пород групп I–VI, продвинутые в правую часть диаграммы, с одной стороны, могут характеризовать усиленное вовлечение в магматический процесс компонентов окружающей мантии при переходе астеносфера–литосфера, с другой стороны, – повышение роли материала, адиабатически поднимающегося из глубокой мантии, которая отличается от ее протолита возрастом 4.474 млрд лет. Наличие протомантийных компонентов существенно влияет на смещение отношения  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в выплавках, поэтому точки вулканических пород Дариганги в общем рассеяны. Наряду с наклоном геохроны, совокупность точек высоко-Mg пород Дариганги (базанитов) аппроксимируется линией с наклоном, соответствующим возрасту 3.11 млрд лет (рис. 21). Эти базаниты имеют геохимические характеристики остаточного слэбового материала (Rasskazov et al., 2023). Точки групп IV–IV имеют большое рассеяние, поскольку в них заметную роль играют дополнительные компоненты–примеси.

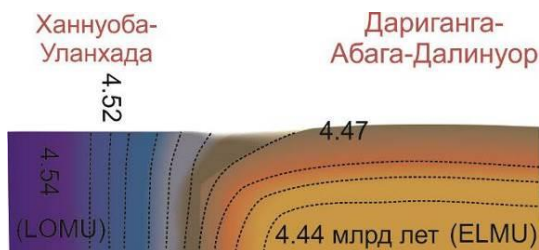
На диаграмме ураногенных изотопов Рb точки базальтов сопредельных вулканических полей Китая (Абага и Далинуор) аппроксимируются геохроной 4.44 млрд лет и вторичной изохроной, наклон которой соответствует датировке 3.39 млрд лет. Одна точка породы Далинуора (обр. 100913-1 (Zhang, Guo, 2016)) попадает в фигуративное поле пород Дариганги. В целом в источниках вулканических пород Дариганги, Абаги и Далинуора определяются мантийные компоненты, которые генерировались в протомантии при отвердевании гадейского магматического океана около 4.47 и 4.44 млрд лет назад и последующем преобразовании мантии в архее и палеопротерозое.



**Рис. 21.** Диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  вулканических пород пограничной территории Юго-Восточной Монголии и Северного Китая (а) и иллюстрация предполагаемого распределения источников (б). LOMUVIPMAR и ELMUVIPMAR – источники вязкой протомантии, соответственно, с низким и повышенным  $\mu$ . Цифрами в скобках показаны ориентировочные датировки мантийного материала в магматических источниках, млрд лет. На панели а обозначены совокупности точек: W – Уланхада, H – Ханнуоба, 1D – Дариганга протомантийная, 2D – Дариганга, остаточного слэба 3.11 млрд лет и окружающей мантии перехода астеносфера–литосфера, AD – Абага-Далинуор окружающей мантии перехода астеносфера–литосфера возрастом 3.39 млрд лет. На обеих панелях показаны датировки источников в млрд лет: в квадратных скобках по вторичным изохронам, в круглых скобках – по геохронам.

**Fig. 21.** Diagram  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  of volcanic rocks from the border area of Southeast Mongolia and North China (a) and illustration of the proposed distribution of sources (b). LOMUVIPMAR and ELMUVIPMAR are sources of viscous protomantle, respectively, with low and elevated  $\mu$ . The numbers in parentheses indicate estimated ages of mantle material in magmatic sources, in billion years. Panel a shows sets of points: W – Wulanhada; H – Hannuoba; 1D – Dariganga protomantle; 2D – Dariganga, residual slab of 3.11 Ga and ambient mantle of the asthenosphere–lithosphere transition, AD – Abaga-Dalinuor, ambient mantle of the asthenosphere–lithosphere transition with an age of 3.39 Ga. Both panels show the dates of sources in billion years: in square brackets according to secondary isochrones, in parentheses, according to geochrones.

Заметное смещение возраста предполагаемого протомантийного компонента вулканических пород Абаги и Далинуора, по отношению к протомантийному компоненту Дариганги, отражает латеральный возрастной переход в остаточном материале протомантии гадейского магматического океана. Протомантия с составом ELMU могла отвердевать в интервале 4.44–4.47 млн лет назад на расстоянии десятков и первых сотен километров. С учетом пространственное положение вулканического поля Далинуор в зоне Солонкерского шва, который интерпретируется как структура закрывшегося палеоокеана (Şengör, Natal'in, 1996), можно сделать вывод о том, что тектоническое смещение областей мантии (в том числе, ее глубинной части) при сближении берегов палеоокеана не привело к существенному изменению первичного положения зон отвердевания гадейского магматического океана в интервале 4.47–4.44 млрд лет назад. Более контрастный протомантийный возрастной интервал 4.54–4.52 млрд лет представлен в источниках пород вулканических полей Ханнуоба и Уланхада Северного Китая. Подобно Даригангскому протомантийному компоненту, протомантийный компонент Ханнуобы имеет высокое отношение  $La/Yb$  (40–60) при сравнительно низком содержании  $MgO$  (4–9 мас. %). Таким образом, на небольшой территории Юго-Восточной Монголии и сопредельного Северного Китая возрастные оценки мантийного материала гадейского магматического океана существенно разнятся; она могла начаться около 4.54 млрд лет назад и завершиться его полным отвердеванием около 4.44 млрд лет назад (рис. 22).



**Рис. 22.** Схема предполагаемой нуклеации протомантии, отвердевающей в гадейском магматическом океане с 4.54 до 4.44 млрд лет назад с образованием компонентов LOMU и ELMU (объяснение в тексте).

**Fig. 22.** Assumed protomantle nucleation scheme in solidifying Hadean magma ocean from 4.54 to 4.44 Ga ago (explanation in the text)

Попадание одной точки породы Абаги в область точек пород Дариганги может указывать на вероятное существование связи между источниками этих вулканических полей. Более древняя вторичная изохрона пород Абаги-Далинуора с наклоном, соответствующим возрасту 3.39 млрд лет свидетельствует о более длительном накоплении радиогенного Pb в источнике.

#### *Протомантийные компоненты в источниках магмогенерации и в литосфере Дариганги*

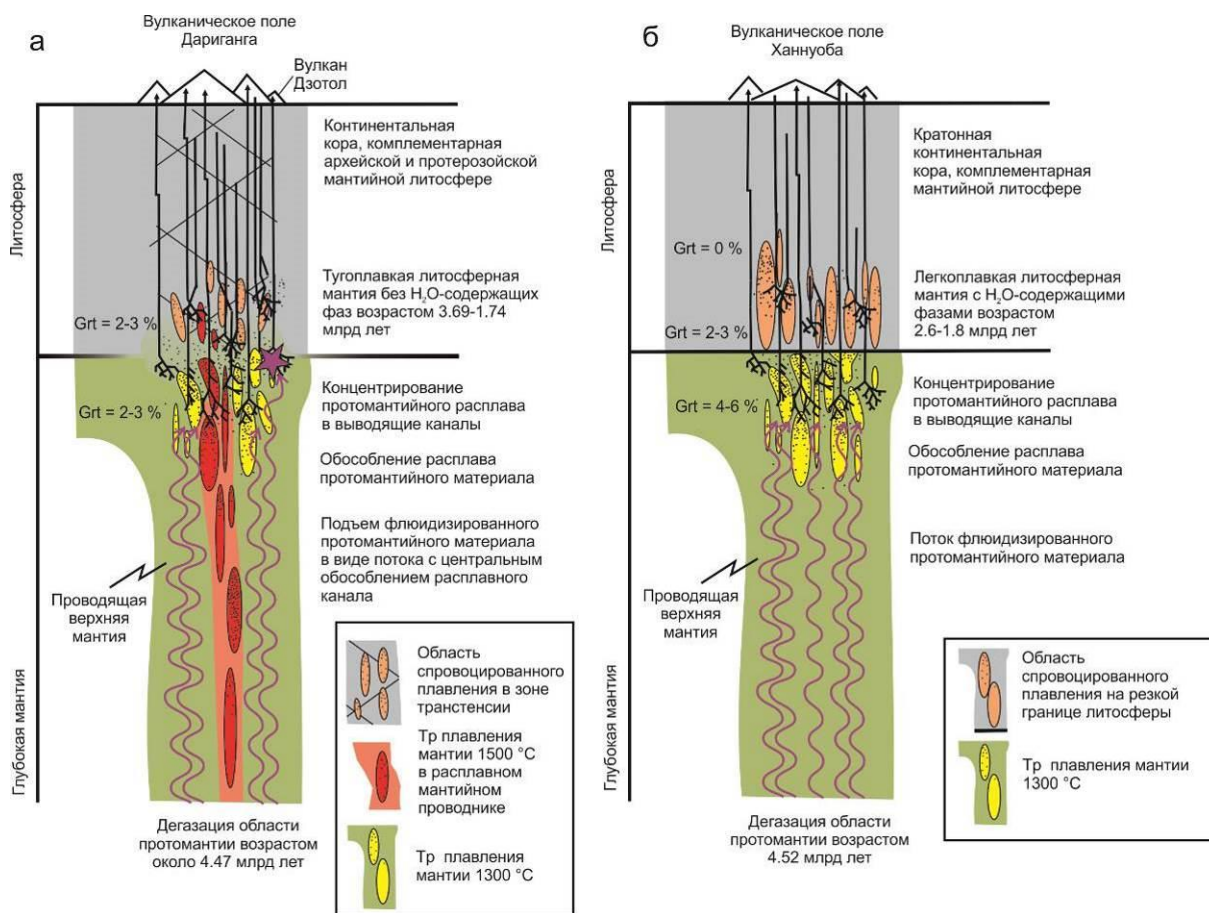
Петрографические наблюдения в мантийных ксенолитах, отобранных из базальтового пьедестала вулкана Шилийн-Богд Даригангского поля, свидетельствуют о проявлении в мантийном материале литосферы просачивания флюидов между крупными оливиновыми и пироксеновыми зернами, которое сопровождается новообразованием мелкозернистых минеральных агрегатов. Состав привнесенного флюидами материала определяется в качестве общего компонента глубинных перидотитов, который регистрируется по лучевому характеру распределения фигуративных точек ксенолитов на диаграмме  $(La/Yb)_N - Yb_N$ . Протомантийными флюидами, представляющими собой компонент с геохимической характеристикой, близкой к хондритовой ( $(La/Yb)_N = 1$ ,  $Yb_N = 1.6$ ), преобразуется литосферный материал, имеющий как обедненные, так и обогащенные характеристики (Расказов и др., 2022).

Для вулканических пород Дариганги с высоким отношением  $(La/Yb)_N$  (гр. I) получены крайне низкие значения степени частичного плавления. Расплав вряд ли мог отделиться от матрицы минералов. Следовательно, расплав с высоким отношением  $(La/Yb)_N$  должен был генерироваться непосредственно из потока мантийного флюида, который проникал через мантию в виде глубинного дегазированного материала протомантии. Это предположение подтверждается, во-первых, указанным фактом вхождения протомантийного флюида в мантийные ксенолиты из пород вулкана Шилийн-Богд и, во-вторых, положением фигуративных точек гр. I на линии геохроны диаграммы ураногенного Pb (см. рис. 11). Иными словами,

протомантийный флюид частично проникал в мантийные породы литосферы и воздействовал на корневую часть зоны трансенсии, вызывая частичное плавление пород в окружающей мантии зоны перехода от астеносферы к литосфере.

**Источник магм вулкана Дзотол в свете различий источников Дариганги и Ханнуобы**

Однородная совокупность вулканических пород Дариганги отличается от контрастной ассоциации пород Ханнуобы. Модели глубинных источников вулканических пород под этими территориями различаются и реконструируются в сравнении (рис. 23).



**Рис. 23.** Различие схем генерации расплавов с плавным переходом от источников подлитосферной мантии к источникам литосферной мантии под вулканическим полем Дариганга (а) и с резкой сменой подлитосферных источников литосферными под вулканическим полем Ханнуоба (б). Под Даригангой расплавы генерируются в широком диапазоне Т<sub>р</sub>, под Ханнуобой – только при низкой Т<sub>р</sub>. Звездочкой на панели а показано положение источника пород финального извержения вулкана Дзотол, приблизительно, в центральной части диффузной границы литосферы и астеносферы.

**Fig. 23.** Difference between schemes of melt generations with a smooth transition from sources of the sub-lithospheric mantle to lithospheric ones beneath the Dariganga volcanic field (a) and with sharp transition between sub-lithospheric and lithospheric sources beneath the Hannuoba one (b). Below Dariganga, melts are generated in a wide range of T<sub>p</sub>; below Hannuoba – only at low T<sub>p</sub>. The star in panel a shows the position of source for rocks of final eruption in the Dzotol volcano, approximately, in the middle part of the diffuse lithosphere–asthenosphere boundary.

Под Ханнуобой пространственно обособлены мантийные источники двух глубинных уровней с разным содержанием плотной ми-

неральной фазы – граната. На нижнем (астеносферном) уровне (с высоким содержанием граната) поднимается флюидизированный



материал протомантии возрастом около 4.52 млрд лет. Свинец в выплавках характеризует протомантийный материал, благодаря которому создается расплав, мигрирующий вверх и изливающийся на земной поверхности. Привнос глубинного тепла способствует плавлению легкоплавкой части литосферной мантии, консолидированной и изолированной от конвекции 2.6–1.8 млрд лет назад. Образовавшиеся расплавы также обладают плавучестью и мигрируют из области магмообразования с изливанием на земной поверхности. Контраст состава вулканических пород Ханнуобы прямо отражает суть генерации расплавов из материала, поступающего из остаточной протомантии гадейского магматического океана, и литосферной части мантии, U–Pb-изотопная система которой длительное время была замкнутой и могла соответствовать литосферному килю фундамента Северо-Китайского кратона.

Непрерывные составы пород Дариганги отражают пространственное единство магмогенерации в области перехода от астеносферы к литосфере. Астеносфера обозначена редкими протомантийными составами группы I, литосфера – составами всех групп пород, включая часть пород группы I. Узкий интервал содержаний граната в источниках расплавов этого поля, по результатам микроэлементного моделирования, свидетельствует об однородном плавлении материала. На уровне астеносферы расплав генерируется из флюидизированной протомантии возрастом около 4.474 млрд лет. В литосфере получается гибридная выплавка, состоящая из смеси протомантийного и литосферного компонентов с частичным плавлением пород в источнике до 3 %.

*Компонентный состав вулканических пород и интерпретации моделей сейсмической томографии*

Более 25 лет назад предполагалось, что полемика о глубинных процессах завершится тогда, когда нечеткие сейсмические изображения недр Земли станут сопоставимыми по разрешению, которое к тому времени уже достигалось геохимическим картированием. Таким образом, предполагалось, что геофизические и геохимические данные можно будет предметно коррелировать между со-

бой (Hofmann, 1997). К настоящему времени разрешение моделей сейсмической томографии улучшилось, но по-прежнему появляются многочисленные взаимоисключающие варианты моделей, которые несоединимы с геохимическими данными.

Геодинамика верхней мантии Центральной и Восточной Азии широко обсуждается в терминах моделей сейсмической томографии (Chen et al., 2015a,b; Zhang et al., 2017; Zhao, 2021). Вулканические поля в работах сейсмологов воспринимаются исключительно как показатели горячих мест мантии без учета компонентного состава магматических расплавов. Источники магм часто отсылают к слэбу, стагнирующему в переходном слое мантии, роль которого в компонентном составе излившихся расплавов не аргументируется. В вулканических породах Дариганги идентифицируется материал остаточного слэба (Rasskazov et al., 2023). Между тем, в геохимическом определении глубинных магмогенерирующих процессов под Даригангой и некоторыми другими вулканическими территориями Азии выявляется роль компонента дегазированной протомантии и компонентов, отличающихся от ОИВ и относящихся к подлитосферной верхней мантии или литосфере, а иногда и к коре.

Поверхностная волновая томография под вулканическим полем Абага и сопредельными территориями показала наличие высокоскоростной аномалии в верхней мантии на глубине 80–140 км и низкоскоростной аномалии над ней (Hou et al., 2023). Скоростной разрез существенно отличается от разреза, полученного в эксперименте MOBAL-2003 (Мордвинова и др., 2007) для деламинированной мантии Центральной Монголии под Восточно-Хангайским орогеном, но подобен разрезу деламинированной мантии под Орхон-Селенгинской седловиной. В вулканических породах Центральной Монголии существенную роль играют (имеют значение самостоятельных выплавков) компоненты комплементарной литосферной мантии и коры (Рассказов и др., 2012; Чувашова и др., 2022). В вулканических породах Дариганги, Абаги и Далинуора компоненты комплементарной литосферной мантии играют подчиненную роль, по отношению к глубинному протомантийному компоненту, и присоеди-

няются к нему по мере возрастания степени частичного плавления с уменьшением La/Yb отношения.

Глубина установленного в настоящей работе постепенного перехода компонентов от протомантийного, проникающего сквозь мантийный слой астеносферного типа (проводящий флюиды и расплавы) к слою литосферного типа (концентрирующему флюиды и расплавы) может иметь интерпретацию разных глубинных уровней. Не вызывает сомнений отличие источников этого перехода от источников в деляминированной мантии Центральной Монголии, под Восточным Хангаем и Орхон-Селенгинской седловиной, и обращает на себя сходство источников этого перехода с источниками в Чулутынской зоне горячей трансенсии. Если трансенсия литосферы действительно влияла на магмогенерирующие процессы, область трансенсионного влияния на магмогенерацию в гранатсодержащей мантии может оцениваться глубиной порядка 70–100 км (т.е. роль трансенсии обозначалась в области перехода высокоскоростной аномалии в верхней мантии к низкоскоростной аномалии над ней).

Однако расплавы могли генерироваться также на уровне глубин низких скоростей сейсмических волн 200–250 км, установленных в сейсмотомографической модели S-волн верхней мантии (Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003). Вулканическое поле Дариганга пространственно соответствует центральной части локальной Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии, ярко выраженной на глубине около 250 км, а поле Ханнуоба – ее юго-юго-западному краю (Рассказов и др., 2003; Рассказов, Чувашова, 2018). Распространение высоко-Mg пород на первом из них и отсутствие на втором может свидетельствовать о существовании особого механизма переноса избыточного тепла из глубинной в малоглубинную часть мантии под Даригангой, отсутствующего под Ханнуобой. Трансенсия литосферы вряд ли распространяется под Даригангой сверху до уровня 200–250 км. Принимая этот уровень области магмогенерации (по крайней мере для расплавов с высокой  $T_p$ ), проявление трансенсии нужно рассматри-

вать в качестве дополнительного фактора, влияющего на процесс магмообразования.

На вулканическом поле Ханнуоба эволюционированные щелочные породы с высоким La/Yb отношением имеют такое же низкое содержание MgO (менее 10 мас. %) как и примитивные щелочные, переходные и толеитовые базальты с низким La/Yb отношением. Следовательно, расплавы, излившиеся на этом вулканическом поле, образовались при низкой  $T_p$  в присутствии летучих компонентов. Роль таких компонентов играет дегазированный протомантийный материал, не обеспечивающий адиабатического переноса тепла.

Линейные даригангские зоны высоко-Mg расплавов, трассирующиеся породами групп II и III, обозначают источники, пространственно обособляющиеся в области перехода от астеносферы к литосфере. Высокая  $T_p$  расплавов Дариганги указывает на адиабатический подъем материала–теплоносителя к астеносферно-литосферной границе. В качестве такого материала могли служить высокотемпературные расплавы, поднимающиеся по центральному каналу Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии, периферию которой составлял поток дегазированной протомантии, обеспечивающий низкотемпературное плавление.

В составе глубинных включений из вулканических пород Дариганги отсутствует амфибол (Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985). Соответственно, роль  $H_2O$  в магмообразующих флюидах может быть минимальной при существенной роли компонентов углерода. Это предположение основывается на карбонатной специфике флюидизированной протомантии в источнике пород Дариганги. Из результатов экспериментов и теоретических оценок (Ghosh S. et al., 2007, 2009; Ghosh D.B. et al., 2017) следует, что углерод в разном состоянии устойчив в широком диапазоне мантийных глубин.

### **Заключение**

В работе решался вопрос о характере направленности смены источника финальных извержений на вулканическом поле Дариганга. По степени сохранности шлаковых конусов и лавового потока в качестве наибо-

лее молодого (предположительно, средне-позднеплейстоценового) сооружения охарактеризован вулкан Дзотол. Специфика источника финальных извержений вулкана выявлялась из сравнительного анализа петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопных отношений Pb его пород и пород предшествующих извержений Дариганги.

Совокупность вулканических пород Дариганги разделялась на 6 петрогенетических групп, характеризующих последовательный переход от базанитов и тефритов до базальтов с широкими диапазонами La/Yb отношения и содержания MgO. По соотношению K/Ta–La/Ta устанавливалось сходство тренда пород групп I–III Дариганги с породами из обедненных источников Средней Гоби и тренда пород групп IV–VI с трендом пород Чулутынской зоны трансенсии, а по соотношению Sm–Zr–Hf – сходство тренда пород Дариганги с породами Нуомиинхе, характеризующимися присутствием карбоната в источнике. Выделялись разновидности высоко- и умеренно-Mg состава (соответственно, MgO = 11.0–15.8 и 3.0–11.0 мас. %). Определялся пространственный контроль вулканов с извержениями высокомагнезиальных лав линейными зонами протяженностью 90 км и более. При микроэлементном моделировании процессов плавления обращалось внимание на однородный характер магмогенерирующей области под Даригангой, в отличие от контрастного характера источников вулканизма Ханнуобы. Делался вывод о развитии процессов плавления в первом случае на размытой и во втором – на резко выраженной астеносферно-литосферной границе. Размытость границы принималась в качестве признака глубинного проявления трансенсии под полем Дариганга.

Породы финальных извержений вулкана Дзотол, с одной стороны, имеют промежуточные геохимические характеристики между группами пород I–III и IV–IV Дариганги, с другой стороны, – пониженные изотопные отношения Pb, свидетельствующие о происхождении пород этого вулкана из особого мантийного источника, который проявляется в редко встречающихся породах групп I и III. Породы вулкана Дзотол представлены умеренно-Mg трахибазальтами и тефритами

группы IV с интервалом La/Yb отношения 18–25. Породы высоко-Mg состава, проявленные в группах II и III, для этой группы не характерны. В качестве главного фактора генерации умеренно-Mg расплавов предполагается подпитка источников восходящим протомантийным материалом. Соответственно, в породах вулкана Дзотол регистрируется повышенное содержание компонента нерадиогенного Pb, свойственного флюидизированной протомантии возрастом около 4.474 млрд лет.

Выполненное исследование показывает финальное концентрирование процессов плавления в центральной части магмогенерирующей области, рассредоточенной под Даригангой в позднем кайнозое на размытой астеносферно-литосферной границе. Характер генерации расплавов под Даригангой существенно отличается от генерации расплавов под другой территорией ЮЮЗ фланга ЯБГК – под Центральной Монголией, где источники находятся в деламинарованной мантии и нижней коре. В то же время, генерация расплавов под Даригангой имеет сходство с генерация OIB-подобных расплавов в Чулутынской зоне горячей трансенсии Центральной Монголии. Обстановка магмогенерации под Даригангой явно отличается от обстановки магмогенерации под Удоканским полем ССВ фланга ЯБГК, но, судя по роли карбонатного компонента, может сопоставляться с магмогенерацией под полем Нуомиинхе. Для выяснения степени сходства этих обстановок требуется подробный сравнительный анализ геохимических данных.

### **Благодарности**

Для измерений микроэлементов использовался масс-спектрометр Agilent 7500ce ЦКП «Ультрамикроанализ» Лимнологического института СО РАН, г. Иркутск (измерения А.П. Чебыкина). Петрогенные оксиды пород определялись химиками-аналитиками Г.В. Бондаревой и М.М. Самойленко в ИЗК СО РАН. Методические подходы к анализу источников вулканических пород частично разработаны при выполнении госзадания ИЗК СО РАН на 2021-2025 гг. «Современная геодинамика, механизмы деструкции лито-

сферы и опасные геологические процессы в Центральной Азии” (FWEF-2021-0009).

## Литература

Влодавец В.И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 679–685.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии. М.: Наука, 1990. 71 с.

Девяткин Е.В., Смелов С.Б. Положение базальтов в разрезе осадочного кайнозоя Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геологическая. 1978. № 1. С. 16–27.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция) // Тр. ССМГЭ, 1981. Вып. 27. 196 с.

Девяткин Е. В. Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12, № 2. С. 102–114.

Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения // М.: Наука, 1979. 311 с.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т. и др. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам // Физика Земли. 2007. № 2. С. 21–32.

Нагибина М.С. Позднемезозойские структуры Восточной Монголии / Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 11. М.: Наука, 1975. 307 с.

Нагибина М.С., Шувалов В.Ф., Мартинсон Г.Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии / Основные проблемы геологии Монголии. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 22. М.: Наука, 1977. С. 76–91.

Рассказов С.В. Глубинные включения из позднекайнозойских меланефелинитов юга Центрального Забайкалья // Геология и геофизика. 1987. N 7. С. 50–60.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академиче-

ское изд-во «Гео», 2018. 383 с. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Кожевников В.М., Яновская Т.Б. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий // Доклады АН. 2003. Т. 390, № 1. С. 90–95.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Максимов С.О., Брандт И.С., Брандт С.Б., Масловская М.Н., Коваленко С.В. Развитие позднекайнозойского магматизма активной континентальной окраины Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2003. № 1. С. 92–109.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Лиу Я., Менг Ф., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хелунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 599–631.

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В., Бокарева А.А. Изменчивость состава глубинных ксенолитов шпинелевых перидотитов из позднекайнозойских базальтов на вулканах Шилийн-Богд и Ачагийн-Душ Юго-Восточной Монголии: реконструкция процессов в континентальной литосферной мантии // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 3. С. 30–63. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.30

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Фефелов Н.Н., Саранина Е.В. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозойе Азии. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2012. 351 с.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока МНР. М.: Изд-во Вост. лит-ры, 1984. 203 с.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.

Саньков В.А., Парфеев А.В., Лухнев А.В. и др. Позднекайнозойская геодинамика и механическая сопряженность деформаций земной коры и верхней мантии Монголо-Сибирской подвижной области // Геотектоника. 2011. № 5. С. 52–70.

Сахно В.Г., Максимов С.О., Попов В.К. и др. Лейцитовые базаниты и калиевые шонкиниты Угловской впадины // Докл. АН. 2004. Т. 399. № 6. С. 818–824.

Сизых Ю.И. Общая схема химического анализа горных пород и минералов. Отчет. Институт земной коры СО АН СССР. Иркутск, 1985. 50 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В.  $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$  возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коромантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китой–Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.61

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Дариганского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно–литосферной границе // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 4. С. 385–407. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. и др. Динамика формирования и магматизм позднемезозойско–кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия). // Геотектоника. 1994. № 5. С. 28–45.

Ясныгина Т.А., Маркова М.Е., Рассказов С.В., Пахомова Н.Н. Определение редкоземельных элементов, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti в стандартных образцах серии ДВ методом ИСП-МС // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2015. Т. 81, № 2. С. 10–20.

## References

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Saranina E.V.  $^{207}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}$  age of sources of Late Cenozoic volcanic rocks of the crust-mantle transition in relation to the age of ophiolites and ancient blocks exposed on the surface of the crust: the Kitoi–Baydrag transect of the Baikal-Mongolian region // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 61–90. DOI 10.26516/2541-9641.2022.2.61

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Mikheeva E.A. High magnesian lavas of the Dariganga volcanic field, Southeastern Mongolia: petrogenetic model of magmatism at the asthenosphere–lithospheric boundary // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2012. V. 4. P. 385–407. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>

Genshaft Yu.S., Saltykovsky A.Ya. Catalog of inclusions of deep-seated rocks and minerals in basalts of Mongolia. M.: Nauka, 1990. 71 p.

Devyatkin E.V., Smelov S.B. Position of basalts in the sedimentary Cenozoic section of Mongolia // *Izvestiya Academy of Sciences of the USSR. Ser. geological*. 1978. No. 1. P. 16–27.

Devyatkin E.V. Cenozoic of Inner Asia (stratigraphy, geochronology, correlation) // *Tr. SSMGE*, 1981. Issue. 27. 196 p.

Devyatkin E.V., Geochronology of the Cenozoic basalts of Mongolia and their connection with structures of the latest stage. *Stratigraphy. Geol. correlation*. 2004. Vol. 12, No. 2. P. 102–114.

Kepezhinskas V.V. Cenozoic alkaline basaltoids of Mongolia and their deep-seated inclusions // M.: Nauka, 1979. 311 p.

Mordvinova V.V., Deschamps A., Dugarmaa T. et al. Investigation of the velocity structure of the lithosphere on the Mongolian-Baikal transect 2003 using converted SV waves // *Physics of the Earth*. 2007. No. 2. P. 21–32.

Nagibina M.S. Late Mesozoic structures of Eastern Mongolia / *Mesozoic and Cenozoic tectonics and magmatism of Mongolia*. Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 11. M.: Nauka, 1975. P. 307.

Nagibina M.S., Shuvalov V.F., Martinson G.G. The main features of stratigraphy and the history of the development of the Mesozoic structures in Mongolia / *The main problems of the geology of Mongolia*. Proceedings of the Joint Soviet-Mongolian Research Geological Expedition. Vol. 22. Moscow: Nauka, 1977. P. 76–91.

Rasskazov S.V. Deep-seated inclusions from Late Cenozoic melanephelinites in the south of Central Transbaikalia // *Geology and Geophysics*. 1987. No. 7. P. 50–60.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. *Volcanism and transtension in the northeast of the Baikal Rift System*. Novosibirsk: Academic publishing house "Geo", 2018. 383 p. doi: 10.21782/B978-5-6041446-3-3

Rasskazov S.V., Logatchev N.A., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B. Stage dynamics of the upper mantle of East Asia: correlations between migratory volcanism and low-velocity anomalies. *Doklady Earth Sci*. 2003. Vol. 390, No. 1. P. 90–95.

Rasskazov S.V., Saranina E.V., Martynov Yu.A., Chashchin A.A., Maksimov S.O., Brandt I.S., Brandt S.B., Maslovskaya M.N., Kovalenko S.V. Development of Late Cenozoic magmatism in the active continental margin of Southern Primorye // *Pacific Geology*. 2003. No. 1. P. 92–109.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Liu Ya., Meng F., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Correlation between the components of the lithosphere and asthenosphere in the Late Cenozoic potassic and potassic–sodic lavas from the Heilongjiang Province, Northeast China // *Petrology*. 2011. Vol. 19, No. 6. P. 599–631.

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Bokareva A.A. Compositional variability of deep-seated spinel peridotite xenoliths from Late Cenozoic basalts on the Shiliin-Bogd and Achagiin-Dush volcanoes of Southeastern Mongolia: reconstruction of processes in the continental lithospheric mantle // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 3. P. 30–63. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.30

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Fefelov N.N., Saranina E.V. Potassic and potassic–sodic volcanic series in the Cenozoic of Asia. Novosibirsk: Academic publishing house "GEO". 2012. 351 p.

Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. The mantle and volcanism of the southeast of the Mongolian People's Republic. M.: Publishing house Eastern literature, 1984. 203 p.

Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Geodynamics of Cenozoic volcanism in the southeast of Mongolia. M.: Nauka, 1985. 135 p.

Sankov V.A., Parfeevets A.V., Likhnev A.V. et al. Late Cenozoic geodynamics and mechanical conjugation of deformations of the Earth's crust and upper mantle of the Mongolian-Siberian mobile region, *Geotectonics*. 2011. No. 5. P. 52–70.

Sakhno V.G., Maksimov S.O., Popov V.K. Leucite basanites and potassic shonkinites of the Uglovka depression, *Doklady Earth Sci.* 2004. Vol. 399, No. 6. P. 818–824.

Sizykh Yu.I. General scheme of chemical analysis of rocks and minerals. Report. Institute of the Earth's Crust SB AS USSR. Irkutsk, 1985. 50 p.

Vlodavets V.I. On some features of Cenozoic volcanism in the Dariganga region of Mongolia // *Problems of Geology of Asia*. M.: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1955. Vol. 2. P. 679–685.

Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I. Dynamics of formation and magmatism of the Late Mesozoic–Cenozoic South Hangay mantle hot spot (Mongolia). // *Geotectonics*. 1994. No. 5. P. 28–45.

Yasnygina T.A., Markova M.E., Rasskazov S.V., Pakhomova N.N. Determination of rare earth ele-

ments, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Ti in standard samples of the DV series by ICP-MS // *Zavodskaya lab. material diagnostics*. 2015. Vol. 81, No. 2. P. 10–20.

Allègre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: The evolving convection regime of the Earth // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 150. P. 1–6, doi:10.1016/S0012-821X(97)00072-1.

Allègre C. The evolution of mantle mixing // *Philos. Trans. R. Soc. Lond.* 2002. V. 360. P. 2411–2431. doi:10.1098/rsta.2002.1075.

Arndt N., Lesher C.M., Barnes S.J. *Komatiite*. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. 458 p.

Chen M., Niu F., Liu Q., Tromp J. Mantle-driven uplift of Hangai Dome: new seismic constraints from adjoint tomography // *Geophysical Research Letters*. 2015a. V. 42, P. 6967–6974. <http://dx.doi.org/10.1002/2015GL065018>.

Chen M., Niu F., Liu Q., Tromp J., Zheng X. Multiparameter adjoint tomography of the crust and upper mantle beneath East Asia: 1. Model construction and comparisons // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015b. V. 120. P. 1762–1786. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JB011638>.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Liu Jiaqi, Meng Fanchao Sources of K–Na, high- and ultra-K volcanics from the Heilongjiang province, Northeast China: Identification of K–Na–carbonate and K–carbonate–silicate admixtures to the common sub-lithospheric component // *First China–Russia International Meeting on the Central Asian Orogenic Belt and IGCP 592 Workshop Abstracts*. Beijing: Institute of Geology CAS, 2015. P. 10–13.

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Y-m., Yang C. Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V. 8. № 3. P. 435–440. [Doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256](http://dx.doi.org/10.5800/GT-2017-8-3-0256).

Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Y-m., Yasnygina T., Saranina E. Lateral change of ELMU–LOMU sources for Cenozoic volcanic rocks from Southeast Mongolia and North China: Tracing zonation of solidified Hadean magma ocean // *EGU22-6724*. EGU General Assembly Abstracts. 2022.

Ghosh D.B., Bajgain S.K., Mookherjee M., Kariki B.B. Carbon-bearing silicate melt at deep mantle

- conditions // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. P. 848. DOI:10.1038/s41598-017-00918-x
- Ghosh S., Ohtani E., Litasov K.D. et al. Stability of carbonated basaltic melt at the base of the Earth's upper mantle // *Geophysical Research Letters*. 2007. V. 34. P. L22312, doi: 10.1029/2007GL031349.
- Ghosh S., Ohtani E., Litasov K.D. et al. Solidus of carbonated peridotite from 10 to 20 GPa and origin of magnesiocarbonated melt in the Earth's deep mantle // *Chemical Geology*. 2009. V. 262. P. 17–28.
- Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. V. 8. P. Q02006. doi:10.1029/2006GC001390.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. 385, 219–229.
- Hou J., Wu Q., Yu D., Ye Q., Zhang R. Study on surface-wave tomography in Abaga volcanic area, Inner Mongolia // *Front. Earth Sci*. 2023. V. 11. P. 1131393. doi: 10.3389/feart.2023.1131393
- Jolivet L., Tamaki K., Fournier M. Japan Sea opening history and mechanism: A synthesis // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99, № B11. P. 22.237–22.259.
- Ionov D.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Off-cratonic garnet and spinel peridotite xenoliths from Dsun-Bussular, SE Mongolia // Eds. Gurney J.J., Gurney J.L., Pascoe M.D., Richardson S.H. *Proc 7th Int. Kimb Conf*, Cape Town. 1999. V. 1. P. 383–390.
- Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // *J. Petrol.* 1989. V. 30. Pt. 5. P. 1299–1312.
- Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London*. 1991. V. 148. P. 825–833.
- Pearce J.A. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Eds. C.J. Hawkesworth and M.J. Norry. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publishers, 1983. P. 230–249.
- Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. *Radio-genic isotopes in geologic processes*. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 2010. 306 p.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Sun Y-m., Yang C., Xie Z., Yasnygina T.A., Saranina E.V., Zhengxing F. Sources of Quaternary potassic volcanic rocks from Wudalianchi, China: Control by transtension at the lithosphere–asthenosphere boundary layer // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2016. V. 7, N 4. P. 495–532.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals*. 2020a. V. 10, № 9. P. 739. doi:10.3390/min10090739
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. High- and low-temperature magma generation beneath Dariganga of Southeast Mongolia in the Late Cenozoic: adiabatic ascend versus degassing of primordial and age-modified mantle // *Geosystems and Geoenvironment*. 2023 (in preparation).
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11, N 5. P. 487.
- Rasskazov S., Sun Y-M., Chuvashova I., Yasnygina T., Yang C., Xie Z., Saranina E., Gerasimov N., Vladimirova T. Trace-element and Pb isotope evidence on extracting sulfides from potassic melts beneath Longmenshan and Molabushan volcanoes, Wudalianchi, Northeast China // *Minerals*. 2020b. V. 10, № 9. P. 319. doi:10.3390/min10040319
- Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. V. 21. P. 486–640.
- Song Y., Frey F.A., Zhi H. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // *Chemical Geology*. 1990. V. 85. P. 35–52.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication № 42, 1989. P. 313–345.
- Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // *Geological Journal*. 2018. P. 1–21. DOI: 10.1002/gj.3331

Xu Z., Wang S., Huang Y. et al. Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97, N B8. P. 11,867–11,877.

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 2003. V. 138. P. 263–278.

White W.M. Probing the Earth's deep interior through geochemistry // *Geochemical perspectives.* 2015. V. 4, No. 2. P. 251.

Zindler A., Hart S.R. Chemical geodynamics // *Ann. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

Zhang F. X., Wu Q. J., Grand S. P., Li Y., Gao M., Demberel, S., et al. Seismic velocity variations beneath central Mongolia: Evidence for upper mantle plumes? // *Earth and Planetary Science Letters.* 2017. V. 459. P. 406–416. doi:10.1016/j.epsl.2016.11.053

**Рассказов Сергей Васильевич,**

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии,

email: rassk@crust.irk.ru.

**Rasskazov Sergei Vasilievich,**

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of Dynamic Geology Chair,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Head of the Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

**Чувашова Ирина Сергеевна,**

кандидат геолого-минералогических наук,

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

Доцент кафедры динамической геологии,

Zhang F.X., Wu Q.J., Li Y.H., Gao M-T., Ulziibat M., Demberel S. The P wave velocity structure of the upper mantle beneath the Central and Southern Mongolia area // *Chinese J. Geophys.* 2014. V. 57, No. 9. P. 2790–2801. doi:10.6038/cjg20140906

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite – peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // *Gondwana Research.* 2016. V. 37. P. 130–151. doi: 10.1016/j.gr.2016.05.014

Zhao D. Seismic imaging of Northwest Pacific and East Asia: New insight into volcanism, seismogenesis and geodynamics // *Earth-Science Reviews.* 2021. V. 214. P. 103507.

Zhi X., Song Y., Frey F.A. et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt // *Chemical Geology.* 1990. V. 88, N 1/2. P. 1–33.

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

**Chuvashova Irina Sergeevna,**

candidate of geological and mineralogical sciences,

664003 Irkutsk, Lenin str., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Associate Professor of the Dynamic Geology chair,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

**Ясныгина Татьяна Александровна,**

кандидат геолого-минералогических наук,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: ty@crust.irk.ru.

**Yasnygina Tatyana Alexandrovna,**

candidate of geological and mineralogical sciences,

664033 Irkutsk, Lermontov str., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: ty@crust.irk.ru.

**Саранина Елена Владимировна,**



кандидат геолого-минералогических наук,  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,  
Институт земной коры СО РАН,  
ведущий инженер,  
664033 Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А",  
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО  
РАН,  
email: e\_v\_sar@mail.ru.  
**Saranina Elena Vladimirovna,**  
candidate of geological and mineralogical sciences,  
664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128,  
Institute of the Earth's Crust SB RAS,  
Lead Engineer,  
664033 Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A",

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS,  
email: e\_v\_sar@mail.ru.

**Бокарева Анастасия Александровна,**  
664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,  
Иркутский государственный университет, гео-  
логический факультет,  
магистрант первого курса,  
**Bokareva Anastasiya Alexandovna,**  
664003 Irkutsk, Lenin str., 3,  
Irkutsk State University, Faculty of Geology,  
undergraduate student,  
email: n.astina@rambler.ru.