

## ТРАХИБАЗАЛЬТ-ТРАХИТ-ТРАХИРИОЛИТОВЫЙ РАННЕМЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ НИЛГИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (Центральная Монголия): ИСТОЧНИКИ И ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА МАГМ В УСЛОВИЯХ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

И.С. Перетяжко, Е.А. Савина, С.И. Дриль

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Фаворского, 1а, Россия*

По геологическим, минералогическим, изотопно-геохимическим данным породы трахибазальт-трахит-трахириолитовой (ТТР) серии Нилгинской депрессии в Центральной Монголии образовались в результате близких по времени извержений дифференцированных по составу магм около 120 млн лет назад. Исходные для них базитовые расплавы формировались в результате частичного плавления мантийных пород, метасоматизированных и гидратированных в ходе предшествующих субдукционных процессов. Трахиандезибазальты являются высокотитановыми, низкомагнезиальными, высококальциевыми и обогащенными  $P_2O_5$  породами, имеют умеренно обогащенный изотопный состав стронция ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ )<sub>0</sub> (0.70526—0.70567) и близкие к нулевым либо слабоотрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ . Их изотопно-геохимические особенности являются типичными для позднемезозойских базальтоидных пород рифтовых областей Монголии и Забайкалья.

Предполагается, что в интервале от позднего палеозоя до конца мезозоя в центрах вулканической активности Северной и Центральной Азии происходило смещение очагов магмогенерации базитовых расплавов от менее глубинного и более гидратированного к более глубинному и менее гидратированному источнику литосферной мантии (от шпинелевого к гранатосодержащему перидотиту).

Особенности геохимии и минерально-фазового состава пород ТТР серии наилучшим образом описываются моделями фракционной кристаллизации трахиандезибазальтовых, трахитовых и трахириодацитовых расплавов. По данным масс-балансовых расчетов трахитовые и трахириодацитовые расплавы формировались после кристаллизации в трахиандезибазальтовых расплавах лабрадора-андезина, титанавгита, Sr-содержащего апатита, титаномagnetита и ильменита. Эволюция от трахитовых до трахириодацитовых и трахириолитовых расплавов происходила за счет преимущественной кристаллизации K-Na полевого шпата, а также участия в процессах фракционирования циркона, чевкинита-Ce и апатита, обогащенного LREE. Остаточные расплавы (трахитовые, трахириодацитовые, трахириолитовые), сформированные при эволюции разных по составу исходных магм (соответственно трахиандезибазальтовых, трахитовых и трахириодацитовых), могли перемещаться в верхние горизонты континентальной коры и накапливаться в изолированных магматических камерах. Изотопные данные свидетельствуют о контаминации этими расплавами некоторого количества корового вещества (AFC модель).

*Трахибазальт, трахиандезибазальт, трахит, трахидацит, трахириодацит, трахириолит, раннемеловой вулканизм, рифтогенез, Нилгинская депрессия, Центральная Монголия.*

## EARLY CRETACEOUS TRACHYBASALT-TRACHYTE-TRACHYRHYOLITIC VOLCANISM IN THE NYALGA BASIN (Central Mongolia): SOURCES AND EVOLUTION OF CONTINENTAL RIFT MAGMAS

I.S. Peretyazhko \*, E.A. Savina, S.I. Dril'

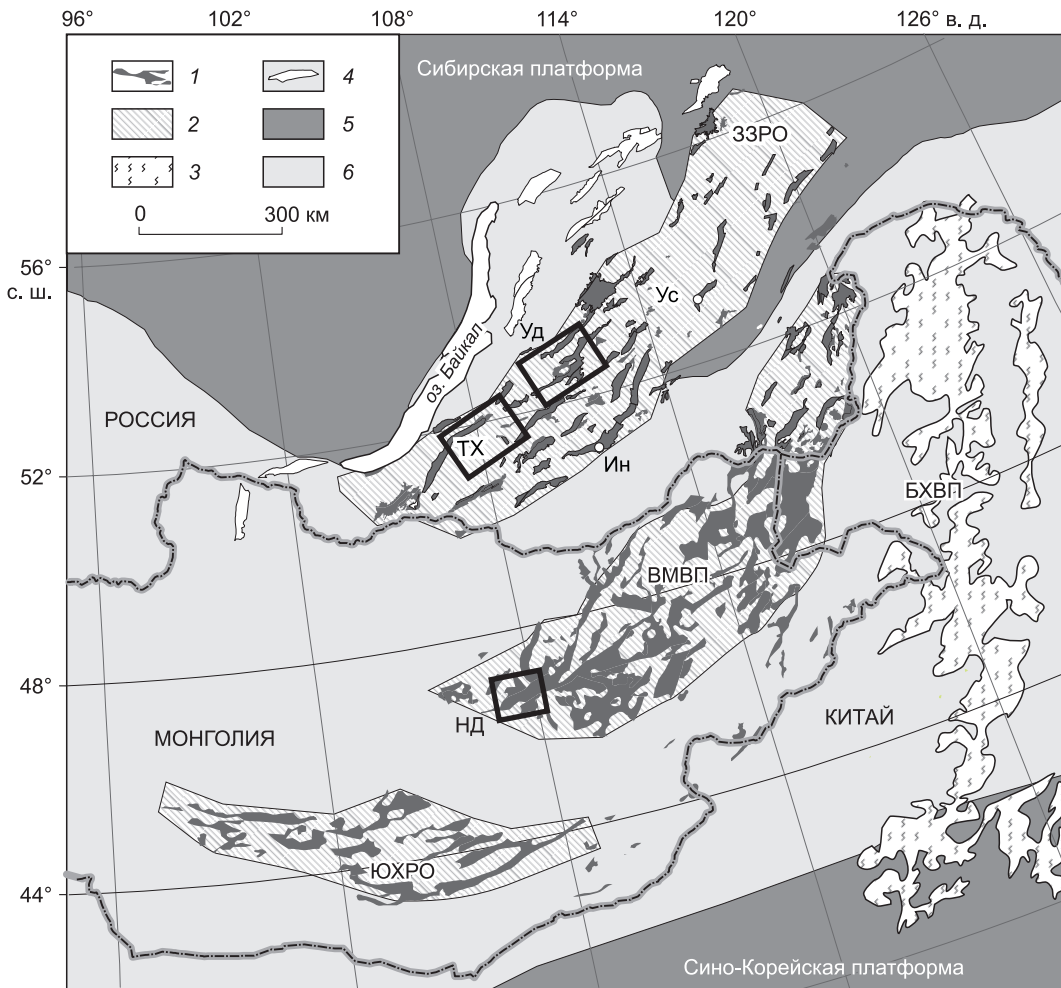
As shown by geological, mineralogical, and isotope geochemical data, trachybasaltic-trachytic-trachyrhyolitic (TTT) rocks from the Nyalga basin in Central Mongolia result from several eruptions of fractionated magmas within a short time span about 120 Ma. Their parental basaltic melts formed by partial melting of mantle peridotite which was metasomatized and hydrated during previous subduction events. Basaltic trachyandesites have high  $TiO_2$  and  $K_2O$ , relatively high  $P_2O_5$ , and low  $MgO$  contents, medium  $^{87}Sr/^{86}Sr$ (<sub>0</sub>) ratios (0.70526–0.70567), and almost zero or slightly negative  $\epsilon_{Nd}(T)$  values. The isotope geochemical signatures of TTT rocks are typical of Late Mesozoic basaltic rocks from rift zones of Mongolia and Transbaikalia. The sources of basaltic magma at volcanic centers of Northern and Central Asia apparently moved from a shallower and more hydrous region to deeper and less hydrated lithospheric mantle (from spinel to garnet-bearing peridotite) between the Late Paleozoic and the latest Mesozoic. The geochemistry and mineralogy of TTT rocks fit the best models implying fractional crystallization of basaltic trachyandesitic, trachytic, and trachyrhyodacitic magmas. Mass balance calculations indicate that trachytic and trachydacitic magmas formed after crystallization of labradorite-andesine, Ti-augite, Sr-apatite, Ti-magnetite, and ilmenite from basaltic trachyandesitic melts. The melts evolved from trachytic to trachyrhyodacitic and trachyrhyolitic compositions as a result of prevalent crystallization of K-Na feldspar, with zircon, chevkinite-Ce, and LREE-enriched apatite involved in fractionation. Trachytic, trachyrhyodacitic, and trachyrhyolitic residual melts were produced by the evolution of com-

positionally different parental melts (basaltic trachyandesitic, trachytic, and trachyrhyodacitic, respectively), which moved to shallower continental crust and accumulated in isolated chambers. Judging by their isotopic signatures, the melts assimilated some crustal material, according to the assimilation and fractional crystallization (AFC) model.

*Trachybasalt, basaltic trachyandesite, trachyte, trachydacite, trachyrhyodacite, trachyrhyolite, Early Cretaceous volcanism, rift, Nyalga basin, Central Mongolia*

## ВВЕДЕНИЕ

По геодинамическим реконструкциям полное закрытие палеоокеана и образование Монголо-Охотского пояса на территории Монголии и Забайкалья произошло в ранней—средней юре [Парфенов и др., 2003; Kuzmin et al., 2010]. Позднемезозойская эндогенная активность на внутриконтинентальной стадии развития орогенного пояса в пределах Центральной и Восточной Монголии и Забайкалья проявилась в образовании рифтогенных структур, сопровождалась формированием магматических и вулканоплутонических ассоциаций пород повышенной щелочности [Ярмолюк и др., 2000; Кузьмин, Ярмолюк, 2014]. На этой обширной территории выделяются три крупные структуры: Восточно-Монгольский вулканический пояс (ВМВП), Южно-Хинганская и Западно-Забайкальская рифтогенные области



**Рис. 1. Схема размещения позднемезозойских вулканических областей в пределах Центральной Азии, по [Ярмолюк и др., 1995; Парфенов и др., 2003; Воронцов и др., 2016] с дополнениями.**

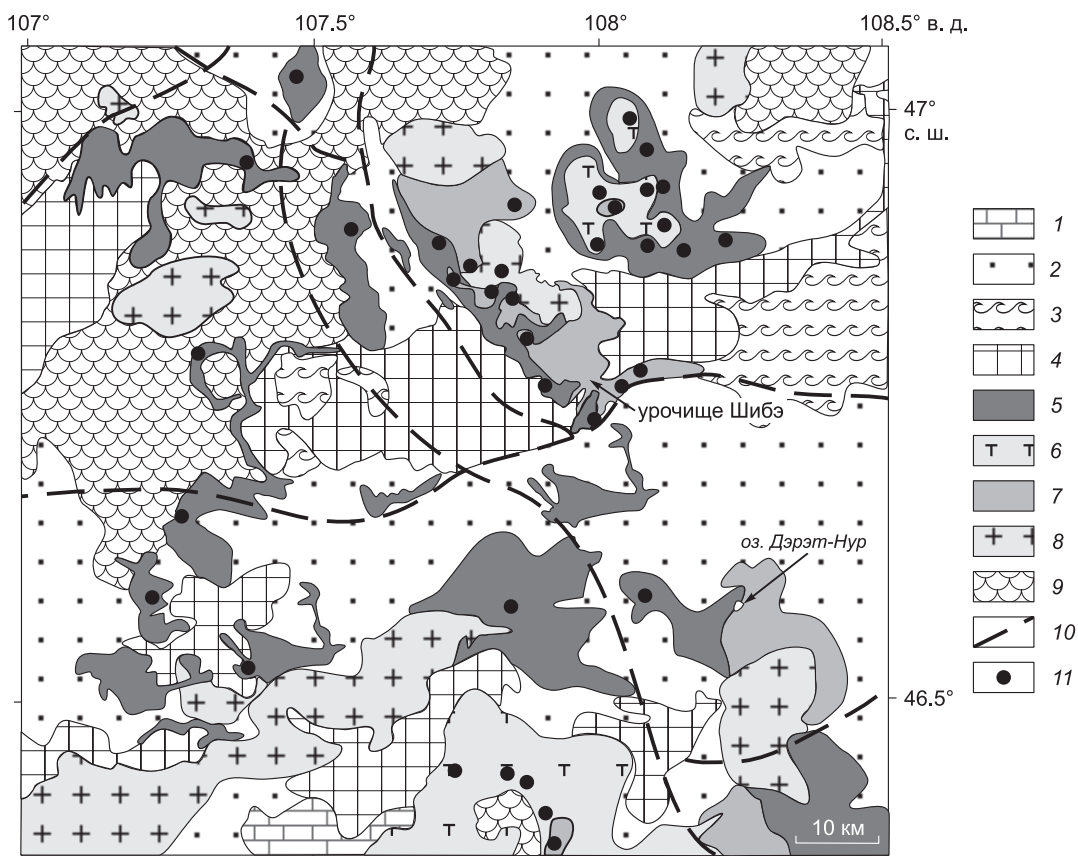
1 — грабены рифтовых областей; 2 — позднемезозойские рифтовые области; 3 — вулканические поля Большехинганского пояса; 4 — позднекайнозойские впадины Байкальской рифтовой системы; 5 — платформы; 6 — Центрально-Азиатский складчатый пояс. Рифтовые области: ЗЗРО — Западно-Забайкальская, ЮХРО — Южно-Хангайская. ВМВП — Восточно-Монгольский вулканический пояс, БХВП — Большехинганский вулканический пояс. Прямоугольниками выделены ареалы развития поздне-мезозойских вулканитов: НД — Нилгинская депрессия, Уд — Удинский сектор, ТХ — Тугуйско-Хилокский сектор. Точками показаны впадины Восточного Забайкалья: Ин — Ингодинская, Ус — Усуглинская.

(рис. 1). На позднемезозойском этапе формирования Западно-Забайкальской рифтовой области в Восточном Забайкалье были проявлены две стадии вулканизма: позднеюрская шошонит-латитовая и позднеюрская—раннемеловая бимодальная трахибазальт-трахириолитовая [Таусон и др., 1984; Первов и др., 1987; Казимировский, 2001; Сасим и др., 2016]. Восточно-Монгольский вулканический пояс включает несколько параллельных и субпараллельных впадин (депрессий), которые ограничены приподнятыми блоками, сложенными терригенно-осадочными метаморфизованными породами и гранитоидами палеозойского возраста [Батульзий и др., 2011]. Область развития таких депрессий ВМВП протягивается с юго-запада на северо-восток Монголии широкой полосой до 300 км вдоль р. Керулен и далее переходит в Китай и Восточное Забайкалье. С юго-запада на северо-восток ВМВП расширяется, увеличиваются размеры депрессий, наиболее крупными из которых являются Нилгинская в Центральной и Северо-Чойбалсандская в Северо-Восточной Монголии. По оценкам [Фрих-Хар, Лучицкая, 1978], общая площадь Монголии и Восточного Забайкалья, которую первоначально покрывали позднемезозойские вулканы на этой территории, оценивается примерно в 500 000 км<sup>2</sup> при мощности эффузивной толщи до 1500 м. Выходящие на поверхность позднемезозойские эффузивы часто вскрыты эрозией на глубину, отвечающую условиям формирования субвулканических тел (200—300 м), и площади современных выходов таких пород значительно уступают их первоначальному распространению. Среди них преобладают трахибазальты и трахиандезитобазальты. Эти породы слагают обширные поля, состоящие из последовательно залегающих покровов. Основные вулканы в локальных участках рифтогенных впадин перекрыты трахириолитами и породами трахитового ряда шошонит-латитовой серии с вариациями состава от трахитов до трахириодацитов. Встречаются небольшие трещинные тела, экструзии, туфы, игнимбристы, лавобрекчии трахириолитов и дацитов, а также субвулканические тела и дайки сиенитов, рвущие трахибазальты и трахириолиты. По геологическим и геохронологическим данным, среди позднемезозойских вулканитов авторы работ [Батульзий и др., 2011; Batulzii et al., 2015] выделяют три серии: бимодальную трахибазальт-трахириолитовую, шошонит-латитовую и щелочно-базальтовую (базанитовую). Большинство датировок базальтоидов бимодальной серии, полученных ранее K/Ar методом, находятся в интервале 115—122 млн лет. Вулканы шошонит-латитовой серии образуют вулканотрузивные купольные структуры или кальдеры, часто с центриклинальным залеганием флюидалных лав, а также экструзивные жерла, сложенные кластолавами. Купольные структуры вулканитов шошонит-латитовой серии образуют протяженные цепочки, ориентированные вкрест простирания впадин. Определены Ag/Ag методом изотопные возраста шошонита ( $114 \pm 0.7$  млн лет) из района Цагандэлэр в юго-западной части Нилгинской депрессии и базанита ( $104 \pm 0.7$  млн лет) из щелочно-базальтовой серии ВМВП, которая известна только в одном районе на северо-востоке Монголии [Batulzii et al., 2015]. Геохимические и изотопные особенности вулканитов этих серий изучались современными аналитическими методами лишь в нескольких точках на обширной территории ВМВП [Batulzii et al., 2015; Vars et al., 2018].

Большие вариации состава и изотопных характеристик эффузивных пород требуют более детального изучения вулканических разрезов в локальных участках ВМВП. Целью наших работ было получение новых минералого-геохимических, изотопных и геохронологических данных по вулканитам, развитым в пределах Нилгинской депрессии (см. рис. 1, 2). Анализируются источники вещества для базитовых расплавов, обсуждаются модели частичного плавления пород мантийного протолита и результаты масс-балансового моделирования процессов дифференциации расплавов (трахиандезитобазальтового, трахитового и трахириодацитового), из которых формировались эффузивные породы.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НИЛГИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Вулканические породы Нилгинской депрессии относятся к дзунбаинской свите раннего мела (см. рис. 2). В основании свиты находится пачка осадочных пород мощностью до 100 м, выше идет чередование покровов трахибазальтов, трахиандезитобазальтов и редких слоев, сложенных известковистыми песчаниками, мергелями и сланцами. Мощность эффузивного разреза с редкими прослоями осадочных, туфогенных и осадочно-пирокластических пород по данным бурения варьирует здесь от 200—250 до 600 м. На изученной площади (см. рис. 2) наиболее распространены основные вулканы. Они слагают покровы и протяженные потоки длиной до 10—15 км и мощностью до сотни метров. Базальтовая магма изливалась на субгоризонтальную эродированную поверхность осадочной толщи сайшандской, дзунбаинской свит раннего мела и верхнепалеозойских, преимущественно пермских, метаморфизованных пород. Трахиты и близкие к ним по составу породы трахитового ряда шошонит-латитовой серии (трахидациты, трахириодациты) слагают покровы и потоки мощностью до 50—70 м. В южной части депрессии они залегают на меловых осадочных породах, а на северо-востоке перекрывают трахибазальты. Трахириолиты встречаются в нескольких участках на юго-востоке и северо-востоке депрессии, где действовали обособленные центры кислого вулканизма. Трахириолитовая магма извергалась преимущественно на меловые осадочные породы, трахибазальты и трахиты-трахидациты. Мощность покровов трахирио-



**Рис. 2. Геологическая карта Нилгинской депрессии.**

1 — нерасчлененные мезокайнозойские осадочные породы; 2 — нерасчлененные меловые осадочные породы; 3 — терригенно-осадочные породы сайшандской свиты ( $K_1$ ); 4 — терригенно-осадочные породы дзунбаинской свиты ( $K_1$ ); 5 — трахибазальты-трахиандезибазальты ( $K_1$ ); 6 — трахиты-трахириодациты ( $K_1$ ); 7 — трахириолиты ( $K_1$ ); 8 — верхнеюрские (киммерийские) граниты; 9 — верхнепалеозойские (главным образом пермские) метаморфизованные породы; 10 — разломы; 11 — основные точки опробования.

Карта составлена по материалам геологической съемки м-бов 1:200 000, 1:500 000, спутниковым снимкам Google, полевым наблюдениям И.С. Перетяжко и Е.А. Савиной.

литов варьирует от одного до нескольких десятков метров. Размер наиболее крупного покрова составляет около 20×7 км при мощности 50—150 м [Перетяжко, Савина, 2014; Перетяжко и др., 2014]. В локальных разрезах эффузивной толщи Нилгинской депрессии наблюдаются следующие взаимоотношения вулканитов (снизу вверх): трахибазальты-трахиты (трахидациты), трахибазальты-трахириолиты, трахиты (трахидациты)-трахириолиты, трахибазальты-трахиты (трахидациты)-трахириолиты. В урочище Шибэ на северо-востоке депрессии обнаружен участок, где трахиандезибазальты залегают выше трахириолитов, а вблизи оз. Дэрэт-Нур (см. рис. 2) наблюдается чередование маломощных (1—2 м) пластов эффузивных пород основного и кислого состава. В породах трахитового ряда (трахидацитах, трахириодацитах) иногда встречаются ксенолиты трахириолитов. Геологические наблюдения указывают на близкие по времени извержения основных, средних и кислых магм, из которых формировались породы трахибазальт-трахит-трахириолитовой (ТТР) серии в Нилгинской депрессии.

#### МЕТОДЫ АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Валовой состав пород определяли в ЦКП изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск) рентгенофлюоресцентным методом на многоканальном X-Ray спектрометре СРМ-25. Микроэлементный анализ пород проводили методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре NexION 300D (применяли открытое кислотное разложение проб, аналитик Л.С. Таусон).

Для анализа минералов и стекол методом сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектрометрии (СЭМ-ЭДС) в полированных спилах образцов пород использовали элек-

тронный микроскоп MIRA-3 LMU с системой микроанализа INCA Energy 450 (г. Новосибирск, ИГМ СО РАН, Аналитический центр многоэлементных и изотопных исследований, аналитик Н.С. Карманов). Анализы минералов и стекол проводили при следующих параметрах: 20 кВ, 1.5 нА и 20 с. Для данных условий анализа предел обнаружения содержания элементов составил 0.2—0.3 мас. % [Лаврентьев и др., 2015]. Составы стекол и минералов получали при сканировании прямоугольных участков площадью более 10 мкм<sup>2</sup> для снижения до минимума потерь щелочных элементов.

Химическую подготовку проб к изотопному анализу проводили в блоке чистых химических помещений ЦКП изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН. Чистые фракции Sr из проб выделяли по двухстадийной схеме с использованием ионообменных смол BioRad AG 50W·8, 200—400 меш. и BioRad AG 50W·12, 200—400 меш. Для определения изотопного состава Sr, концентраций Rb и Sr применяли метод двойного изотопного разбавления с помощью смешанного трассера <sup>85</sup>Rb + <sup>84</sup>Sr. Чистую фракцию Nd получали с использованием ионообменных смол BioRad AG-50W·12 200—400 меш. Для определения изотопного состава Nd, концентраций Nd и Sm применяли метод двойного изотопного разбавления с использованием смешанного трассера <sup>149</sup>Sm + <sup>150</sup>Nd (аналитики Т.А. Владимирова, В.В. Яровая). Измерения изотопного состава Sr и Nd проводили в статическом режиме на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в ЦКП геодинамики и геохронологии ИЗК СО РАН, г. Иркутск (аналитик Н.С. Герасимов). При измерении изотопного состава Sr использовали одноленточную конфигурацию источника ионов. Пробу, количество которой было в среднем 50 нг, наносили на танталовый или вольфрамовый катод с активатором на основе пятиоксида тантала. Ионный ток <sup>88</sup>Sr был равен (2—3)·10<sup>-11</sup> А. Правильность результатов определения изотопного состава оценивали по результатам измерения стандартных образцов NBS-987 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.710254 ± 7 (2SD, n = 45) и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.705011 ± 14 (2SD, n = 7) соответственно. Измерения изотопного состава Nd выполняли на двухленточном источнике ионов с ренийевыми катодами, на которые наносили в среднем 100—200 нг пробы. Ионный ток <sup>146</sup>Nd был равен (0.5—1.0)·10<sup>-11</sup> А. Присутствие в спектре Nd следов Sm контролировали по величине отношения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd, которое всегда было ниже 0.00005. Правильность результатов определения изотопного состава оценивали по результатам измерения стандартных образцов JNd-1 и BCR-2, которые в процессе проведения аналитических работ составили <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512107 ± 4 (2SD, n = 35) и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512629 ± 8 (2SD, n = 18) соответственно.

Определение изотопного состава кислорода в валовых пробах пород проводили на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT-253 (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик В.Ф. Посохов). Расчеты δ<sup>18</sup>O выполняли относительно стандартных образцов кварца NBS-28, ГИ-1 (стандарт ГИН СО РАН) и Polaris (стандарт ИГЕМ РАН). Погрешность полученных значений величин δ<sup>18</sup>O находилась на уровне ± 0.2 ‰.

Кристаллохимические формулы минералов и масс-балансовые модели фракционной кристаллизации расплавов рассчитывали в программном комплексе CRYSTAL [Перетяжко, 1996].

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Составы пород ТТР серии Нилгинской депрессии приводятся в табл. 1. Вулканиды содержат от 1.0 до 3.5 мас. % п.п.п. (потеря веса при прокаливании пробы). Для их корректного сравнения составы оксидов были пересчитаны без учета п.п.п. на 100 % (в дальнейшем эти значения используются для классификации пород, масс-балансовых расчетов и анализа данных).

Большинство основных вулканидов содержит от 50 до 56 мас. % SiO<sub>2</sub> при сумме щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) = 5.6—6.6 мас. % (рис. 3) и концентрации K<sub>2</sub>O (2—3.2 мас. %), что соответствует высококальциевым трахиандезибазальтам. Из 30 точек состава пород на TAS-диаграмме только две находятся в поле трахибазальта и по одной в полях фонотефрита и трахиандезита. Для пород характерны высокие концентрации (мас. %): TiO<sub>2</sub> (2.0—3.3), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8.6—12.6), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1.1—1.7) и п.п.п. (2—3). При этом количество MgO в них не превышает 4 мас. %, а Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — менее 18 мас. % (см. табл. 1, ан. 1—7). Между SiO<sub>2</sub> и TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> наблюдаются отрицательные корреляционные зависимости (рис. 4). На долю трахиандезибазальтов приходится подавляющее большинство проб в нашей выборке эффузивных пород основного состава, что, по-видимому, отражает их реальную распространенность на изученной площади Нилгинской депрессии (см. рис. 2).

На TAS-диаграмме точки состава вулканидов в интервале содержаний SiO<sub>2</sub> = 66—74 мас. % и сумме щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) = 8—11 мас. % находятся в полях трахитов, трахидацитов, трахириодацитов, щелочных риодацитов и трахириодацитов. На диаграммах SiO<sub>2</sub>—K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O—K<sub>2</sub>O породы трахитового ряда относятся к наиболее кремнекислым дифференциатам шошонит-латитовой серии (см. рис. 3). По содержанию SiO<sub>2</sub> между трахиандезибазальтами и породами трахитового ряда наблюдается разрыв до 10—15 мас. %, что указывает на бимодальный характер вулканизма (см. рис. 3, 4). Трахириолиты имеют близкие составы (мас. %): SiO<sub>2</sub> = 75—80, сумму щелочей 7.8—8.9, K<sub>2</sub>O = 4.8—5.3, Na<sub>2</sub>O = 2.7—3.6, H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> = 0.4—0.6. Значение индекса A/CNK в них варьирует от гаплогранитного (0.96—1.08) до плюмазитового (1.10—1.18).

Таблица 1.

## Составы пород трахибазальт-трахит-трахириолитовой

Компонент	542	550	566	569	576	1107	1139	1117	1068
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	46°49.17' с.ш. 107°58.14' в.д.	46°48.82' 107°55.83'	46°48.37' 107°55.74'	46°47.63' 107°55.73'	46°47.64' 107°55.68'	47°1.23' 108°2.66'	47°0.64' 108°2.59'	47°1.99' 107°59.43'	47°0.02' 108°4.91'
SiO <sub>2</sub> , мас. %	49.75	48.80	49.20	49.80	51.80	53.37	53.85	65.44	67.87
TiO <sub>2</sub>	2.95	2.89	3.24	3.05	2.52	2.34	2.26	0.94	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.76	17.19	15.33	16.50	15.11	14.91	14.67	16.53	16.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.04	9.24	7.92	9.94	3.53	5.14	4.06	2.68	2.31
FeO	1.62	2.15	3.23	2.07	6.65	4.13	5.21	0.93	0.43
MnO	0.10	0.06	0.07	0.06	0.13	0.12	0.12	0.07	0.04
MgO	3.51	2.72	2.48	1.88	3.77	3.43	3.35	0.43	0.36
CaO	7.32	6.68	7.83	6.58	6.64	6.37	6.33	1.60	0.96
Na <sub>2</sub> O	3.56	3.88	3.50	3.70	3.48	3.12	2.88	3.91	4.57
K <sub>2</sub> O	2.36	2.94	1.99	2.32	2.32	2.80	2.66	5.54	5.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.38	1.21	1.83	1.50	1.28	1.15	1.10	0.21	0.11
F	0.16	0.20	0.17	0.21	0.20	0.18	0.16	0.06	0.01
П.п.п.	2.50	2.13	3.30	2.51	2.51	2.86	2.57	1.37	0.60
Сумма	99.94	99.99	100.01	100.02	99.85	99.84	99.15	99.68	99.88
Li, г/т	49	44	26	55	20	13	12	19	23
Rb	43	35	52	28	75	74	80	122	133
Cs	0.3	0.2	0.6	0.1	0.7	0.7	1.0	3.1	1.8
Ba	1106	1131	1309	1221	1094	1074	1079	2105	897
Sr	989	1112	1216	1124	877	917	966	400	140
Zr	347	355	434	387	478	602	641	944	80
Hf	7.8	8	9	8.6	12	12	12	16	3.0
Ta	1.6	1.9	1.8	1.6	1.7	1.6	1.5	1.8	1.8
Nb	23	30	31	25	29	33	32	36	34
Be	2.2	2.9	3.3	2.5	3.2	3.0	2.9	3.0	3.5
Sc	17	17	19	17	18	15	14	7.0	4.4
V	197	207	227	178	205	169	164	30	14
Cr	62	41	57	68	48	51	54	1.8	2.1
Co	28	26	27	28	26	23	22	3.4	1.4
Ni	41	29	34	37	30	31	31	4.7	2.7
Cu	38	42	38	32	37	48	51	12	4.0
Zn	179	174	202	205	179	179	189	83	78
Ga	22	23	25	24	23	23	23	22	22
Ge	0.9	1.0	1.0	0.9	1.0	1.5	1.6	1.7	1.0
Mo	1.2	0.7	1.9	1.2	2.5	4.4	3.5	2.4	1.9
Sn	1.6	2.0	2.0	1.7	2.2	2.3	2.3	2.5	2.8
Sb	0.3	0.2	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.4	0.2
W	0.6	1.1	0.6	1.0	0.7	1.3	1.2	8.4	1.6
Pb	14	15	17	15	18	16	16	23	27
Th	4.0	4.3	4.2	4.0	6.0	6.0	6	9	11
U	1.2	1.4	1.2	1.6	1.5	1.5	1.4	1.8	1.1
Tl	—	—	—	—	—	0.5	0.5	0.5	0.6
Y	32	28	40	32	42	34	33	32	29
La	76	84	98	83	94	79	79	82	87
Ce	167	179	224	181	198	167	168	165	194
Pr	19	21	27	22	24	20	20	20	22
Nd	81	83	109	90	96	83	82	78	81
Sm	15	14	19	16	18	15	14	13	14
Eu	3.8	3.7	4.7	4.3	4.2	3.1	3.0	3.0	2.3
Gd	12	11	15	12	14	13	13	13	10
Tb	1.4	1.2	1.7	1.4	1.7	1.3	1.3	1.2	1.2
Dy	7.5	6.6	9.5	7.7	9.6	7.5	7.2	6.8	7.1
Ho	1.4	1.2	1.6	1.4	1.8	1.3	1.3	1.2	1.3
Er	3.2	2.8	4.0	3.3	4.4	3.4	3.2	3.2	3.1
Tm	0.4	0.4	0.5	0.4	0.6	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	2.2	2.0	2.7	2.4	3.3	2.8	2.7	2.8	2.4
Lu	0.4	0.3	0.4	0.3	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3

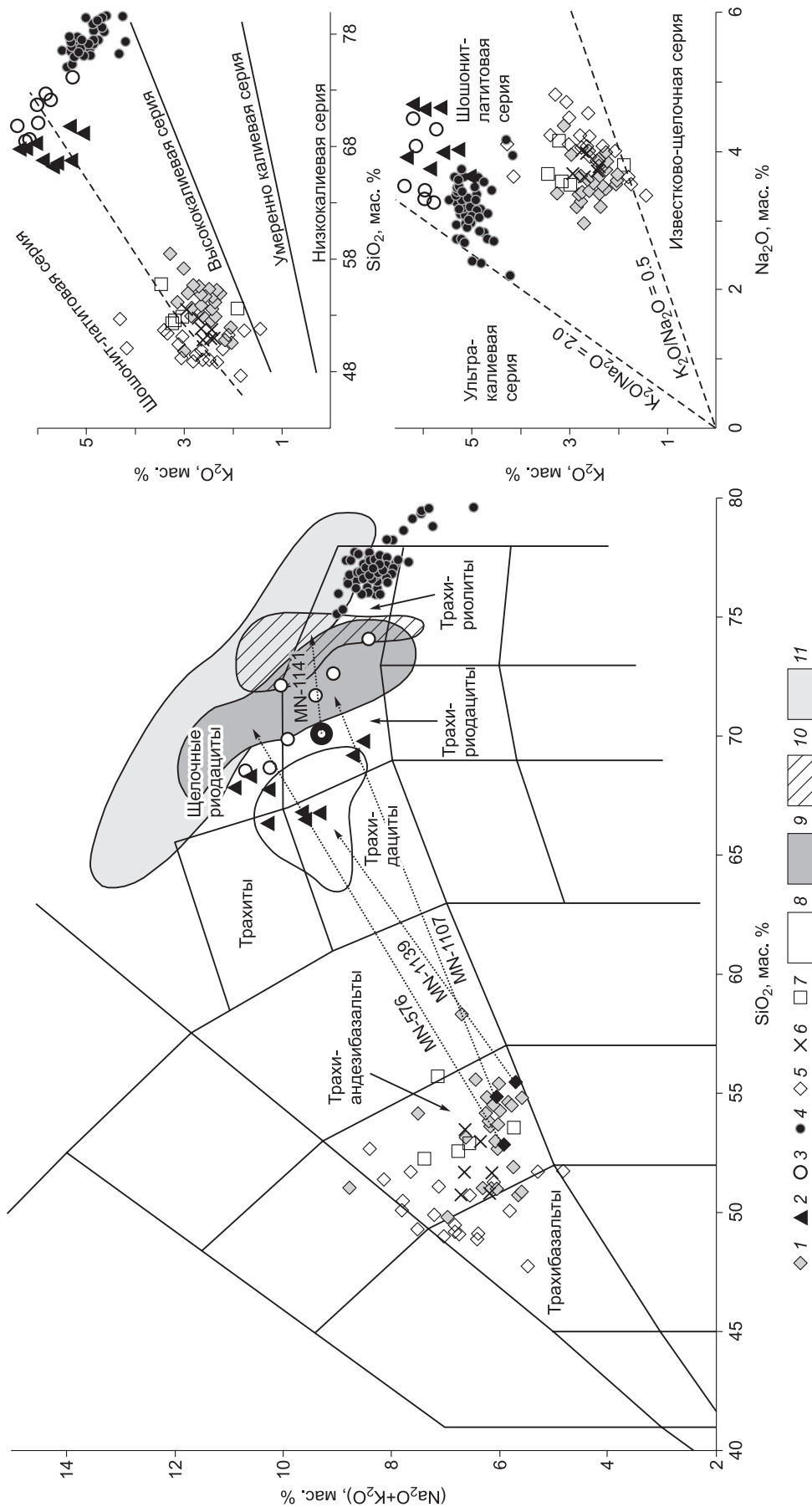
Примечание. Все номера образцов имеют префикс «MN-». 1—7 — трахиандезитбазальты; 8—10 — трахиты-трахидациты; 11—13 — трахириодациты; 14—18 — трахириолиты; 19 — трахириолит, обогащенный флюоритом. П.п.п. — потеря веса при прокаливании. Элементы-примеси определены методом ICP-MS. Состав пр. 19 определен методом мокрой химии, остальные

серии Нилгинской депрессии

1147	1141	1103	1110	540	555	560	1072	1218	1120
10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
47° 0.49'	47° 0.76'	47° 2.72'	47° 0.77'	46° 48.10'	46° 48.75'	46° 50.19'	46° 49.99'	46° 55.06'	47° 1.54'
108° 4.48'	108° 2.02'	108° 1.64'	108° 3.62'	107° 55.93'	107° 55.42'	107° 55.03'	107° 59.04'	108° 1.92'	107° 59.17'
69.01	67.55	71.17	73.27	76.81	75.70	76.74	76.31	78.71	71.12
0.73	0.57	0.50	0.48	0.07	0.14	0.21	0.17	0.14	0.19
14.90	14.98	14.65	13.42	11.24	11.92	12.10	12.11	11.18	10.99
2.66	1.38	1.92	1.93	0.42	1.82	0.42	2.16*	0.31	0.67
1.15	1.15	0.65	0.36	1.51	0.48	0.18	—	0.65	0.80
0.05	0.06	0.05	0.04	<0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.06
0.44	0.57	0.32	0.25	0.10	0.11	0.05	0.23	0.10	0.03
1.25	0.97	0.51	0.68	0.20	0.32	0.44	0.41	0.50	5.00
3.17	3.19	3.40	3.17	3.25	3.40	3.40	2.88	2.68	3.46
5.28	5.76	5.94	5.16	5.06	5.15	5.15	5.09	4.56	4.75
0.15	0.07	0.06	0.08	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03
0.08	0.14	0.06	0.04	0.02	0.07	0.04	—	0.03	2.45
0.84	3.53	0.72	1.06	1.26	0.99	0.46	0.46	1.56	1.63
99.67	99.91	99.88	99.92	100.20	100.13	99.22	99.90	100.42	100.14
18	16	27	16	—	—	—	38	15	30
104	156	158	133	253	238	254	216	202	212
2.3	2.6	1.7	1.6	3.2	2.1	2.5	2.8	5.0	2.6
1617	345	208	405	41	38	49	551	121	39
259	64	63	66	26	18	24	50	25	178
556	399	291	239	114	119	89	125	138	172
11	9.9	7.9	6.6	4.7	4.8	3.5	4.9	5.4	5.9
1.5	2.3	2.2	1.9	2.2	2.2	2.2	2.5	2.4	2.4
30	44	41	34	35	34	29	32	27	45
2.7	4.1	3.9	3.1	8.0	7.2	3.9	6.2	5.5	7.2
4.9	4.9	4.2	3.4	1.9	1.9	1.0	1.6	2.0	1.8
18	10	12	9.5	5.0	16	2.0	9.1	5.1	4.2
10	1.5	7.0	4.9	4.7	1.5	0.7	4.0	5.2	21
2.3	1.2	1.3	1.0	1.5	1.3	0.3	1.4	0.8	0.8
5.2	2.2	3.4	2.9	6.9	3.8	1.6	3.6	2.6	4.7
13	7.8	7.0	7.0	11.4	7.1	4.9	5.2	5.1	6.5
79	91	64	61	32	57	8	46	24	50
21	24	23	21	18	20	21	19	19	18
1.5	2.1	1.7	1.5	1.3	1.4	1.3	1.4	1.6	1.9
1.8	4.4	2.1	1.9	2.5	2.9	0.4	2.4	4.6	4.2
2.6	3.6	3.3	2.2	3.1	4.0	18	2.6	3.2	2.7
0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.6	0.2	0.4	0.5	1.1
3.0	2.1	1.8	2.6	1.6	1.5	1.0	1.1	3.3	2.3
26	33	26	23	30	40	28	26	32	29
8	15	15	13	26	26	26	27	35	18
1.5	2.6	2.3	2.0	2.8	3.3	2.5	3.1	7.1	3.0
0.4	1.4	0.7	0.3	0.8	1.2	0.4	0.6	0.7	0.3
27	53	46	34	25	28	19	38	20	26
77	160	136	128	70	74	79	76	61	45
155	349	278	277	141	147	182	147	116	81
19	38	34	33	16	17	17	17	12	8.0
75	147	131	126	52	59	56	55	38	26
12	24	23	20	8.8	10	8.8	9.7	6.3	4.1
2.4	1.8	1.5	1.5	0.3	0.4	0.4	0.6	0.4	0.3
11	23	21	18	7.6	8.9	7.8	8.6	6.2	4.8
1.4	2.1	2.5	2.1	0.9	1.1	0.8	1.1	0.8	0.5
6.0	12	11	8.8	5.2	5.9	4.1	6.4	4.0	3.4
1.1	2.0	1.9	1.4	1.0	1.2	0.8	1.3	0.8	0.7
2.7	5.1	4.7	3.5	2.5	2.8	1.8	3.9	2.3	2.2
0.4	0.7	0.6	0.4	0.4	0.4	0.3	0.6	0.4	0.4
2.3	4.1	3.6	2.6	2.3	2.6	1.9	4.4	2.6	2.5
0.3	0.6	0.5	0.4	0.3	0.4	0.3	0.6	0.4	0.4

анализы – данные РФА. Фтор – атомно-эмиссионный анализ по способу вдувания-просьпки. Сумма – с поправкой на фтор. Прочерк – нет данных. Названия пород – по ТАС классификации [Петрографический..., 2009] для нормированных к 100 % составов без учета П.п.п. (рис. 3).

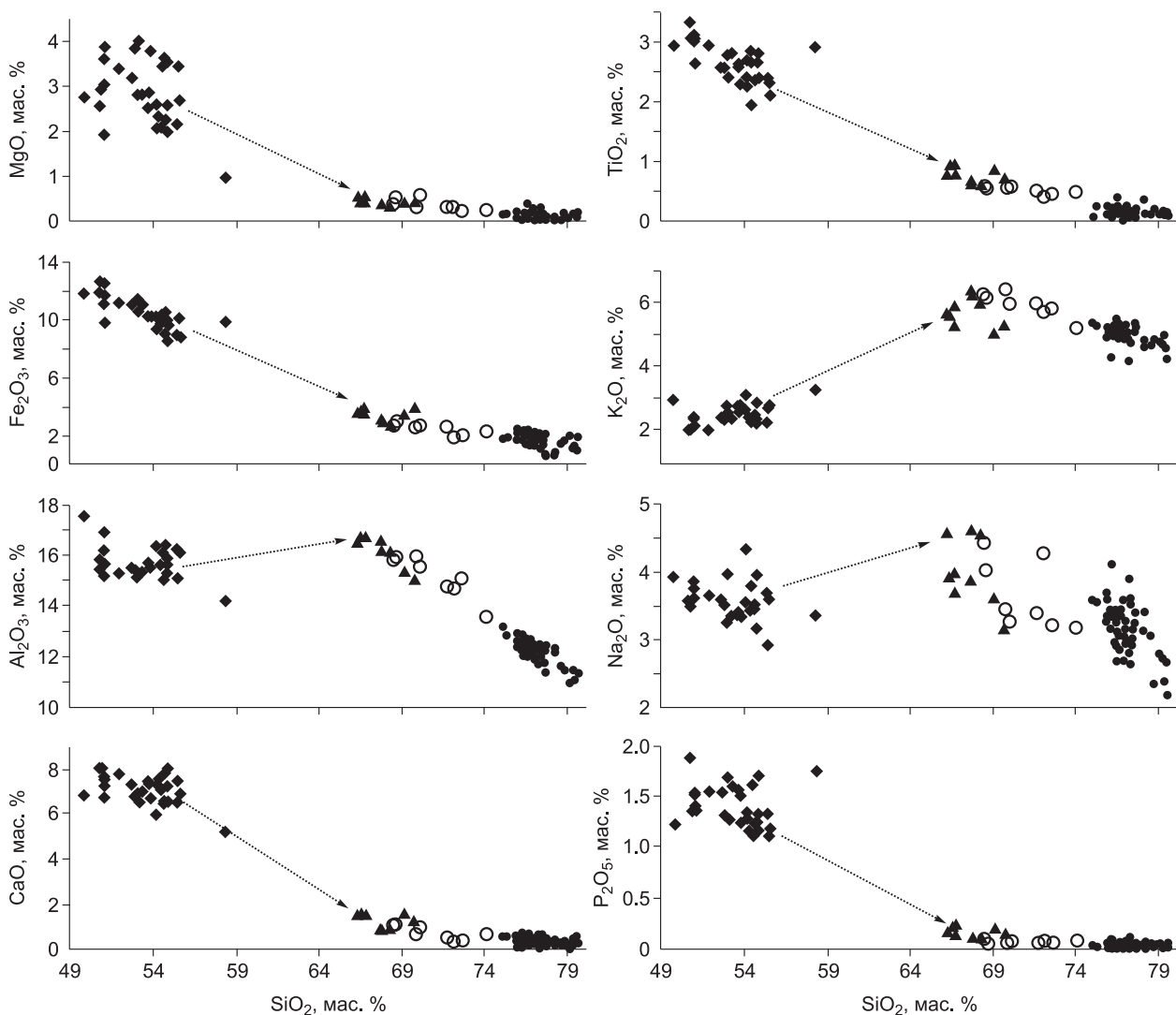
\* Все железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.



**Рис. 3. TAS-диаграмма пород ТТР серии, стеклов матрикса и расплавных включений.**

1—4 — породы Нилгинской депрессии; 1 — трахиандезитовые базальты, 2 — породы трахитового ряда (трахиты, щелочные риодациты), 3 — трахириодациты, 4 — трахириолиты; 5 — базальтоиды Гутуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области, по [Воронцов, Ярмолюк, 2007]; 6, 7 — трахиандезитовые базальты Ингодинской и Усуглинской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья соответственно ([Казимировский и др., 2001] и наши неопубликованные данные); 8—10 — стекла матрикса в образцах: 8 — MN-1139, 9 — MN-576 и MN-1107, 10 — MN-1141; 11 — стекла расплавных включений в кварце трахириолитов, по [Перетяжко и др., 2014]. Тонкие пунктирные линии со стрелками проведены от точек состава породы к областям состава стекла матрикса. Поля состава пород, по [Петрографический..., 2009].





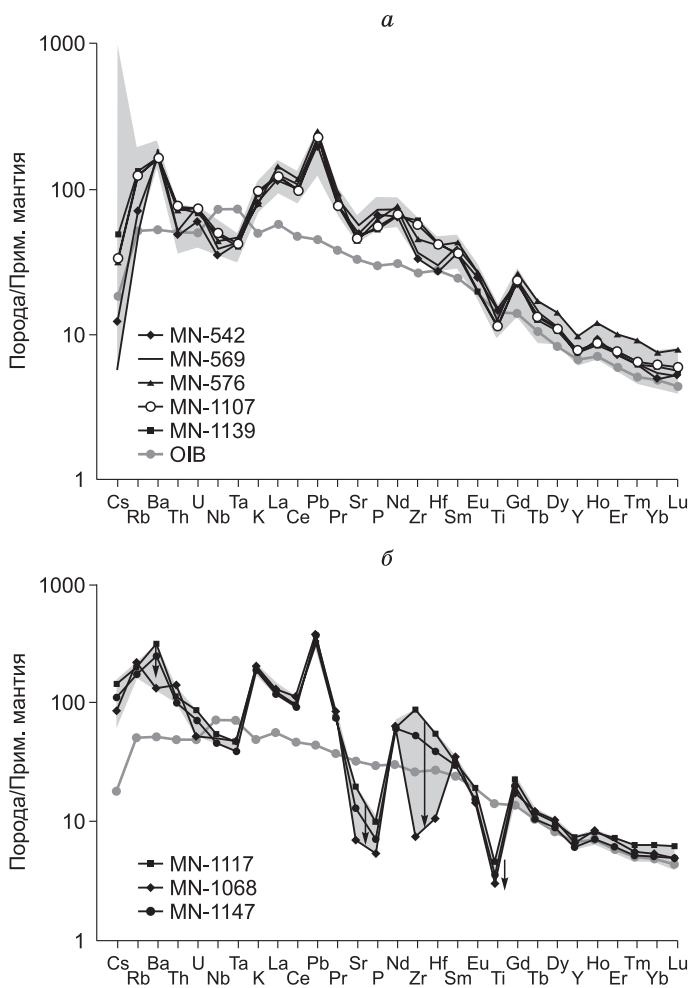
**Рис. 4. Вариации содержаний породообразующих оксидов в породах ТТР серии.**

Стрелками показаны изменения концентраций оксидов от трахиандезитов к породам трахитового ряда. Усл. обозн. пород см. на рис. 3.

По данным картирования и нашим полевым наблюдениям среди пород среднекислого состава преобладают трахиты-трахидациты и трахириолиты (см. рис. 2). Для пород трахитового ряда характерны значительные вариации состава (см. табл. 1, ан. 8—13). Между ними часто наблюдаются постепенные переходы в пределах одного или нескольких покровов эффузивной толщи. От трахитов-трахидацитов к трахириолитам с ростом кремнекислотности происходит закономерное изменение концентраций  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (см. рис. 4).

Нормированные на состав примитивной мантии распределения элементов-примесей в породах ТТР серии представлены на спайдер-диаграммах (см. рис. 5, 6). Концентрации несовместимых элементов (кроме Cs) в основных породах изменяются незначительно. На спайдер-диаграмме (см. рис. 5, а) хорошо проявлены минимумы Nb-Ta [ $(\text{La}/\text{Nb})_{\text{PM}} = 1.8\text{—}3.4$ ], Sr, Zr, Hf, Ti, Y и максимумы Ba, La, Pb, P, Nd, Gd, Ho. Относительно базальтов ОИВ-типа трахиандезиты имеют близкие концентрации Ti, но обогащены Ba, K, REE, Pb, Sr, P, Zr, Hf. Среди REE преобладают легкие лантаноиды [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{PM}} = 12\text{—}31$ ]. Нормированные к хондриту спектры REE трахиандезитов относительно базальтов ОИВ-типа имеют слабовыраженный минимум Eu, более высокие концентрации легких и несколько повышенные содержания тяжелых лантаноидов [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{н}} = 20\text{—}31$ ] при средней сумме REE 399 г/т (см. рис. 7, а).

Нормированные на состав примитивной мантии распределения трахитов-трахидацитов на спайдер-диаграмме (см. рис. 5, б) отличаются от таковых для трахиандезитов (см. рис. 5, а) большими отрицательными аномалиями Sr, P, Ti, более сильными максимумами K, Pb и значительной дисперсией



**Рис. 5.** Мультиэлементные распределения элементов в трахиандезибазах и трахитах-трахидацитах (нормированы на состав примитивной мантии, по [McDonough, Sun, 1995] ).

Серым выделены поля трахиандезибазальтов (а) и трахит-трахидацитов (б) Нилгинской депрессии, сплошными линиями — породы в изученных образцах и базальты ОИВ-типа. На диаграмме (б) стрелки показывают снижение концентраций Ba, Sr, P, Zr, Hf и Ti в породах трахитового ряда с ростом в них содержания  $\text{SiO}_2$ .

содержаний Ba, Zr и Hf. С ростом кремнекислотности в трахитах-трахидацитах наблюдается снижение концентраций Ba, Zr и Hf, которое усиливается в трахириодацитах (см. рис. 5, б, 6, а). На спайдер-диаграмме трахириодацитов (см. рис. 6, а) хорошо проявлены минимумы Ba, Sr, P, Zr, Hf и Ti. При этом значительно повышаются концентрации REE в среднем до 636 г/т и усиливается отрицательная аномалия Eu (см. рис. 7, в). Несмотря на большую разницу по содержаниям породообразующих оксидов, трахиты-трахидациты (см. табл. 1, ан. 8—10) имеют практически неразличимые от трахиандезибазальтов (см. табл. 1, ан. 1—7) нормированные к хондриту спектры REE (см. рис. 7, б) и среднюю сумму REE (412 г/т). Единственное отличие — более четко выраженная отрицательная аномалия Eu.

Трахиролитам свойственны минимальные для пород ТТР серии концентрации

Ba, Sr, P, REE, Ti и, соответственно, наиболее глубокие отрицательные аномалии этих элементов на нормированных распределениях (см. рис. 6, б). Трахириолиты имеют максимальные содержания Cs, Rb, Th, U, Ta и Pb.

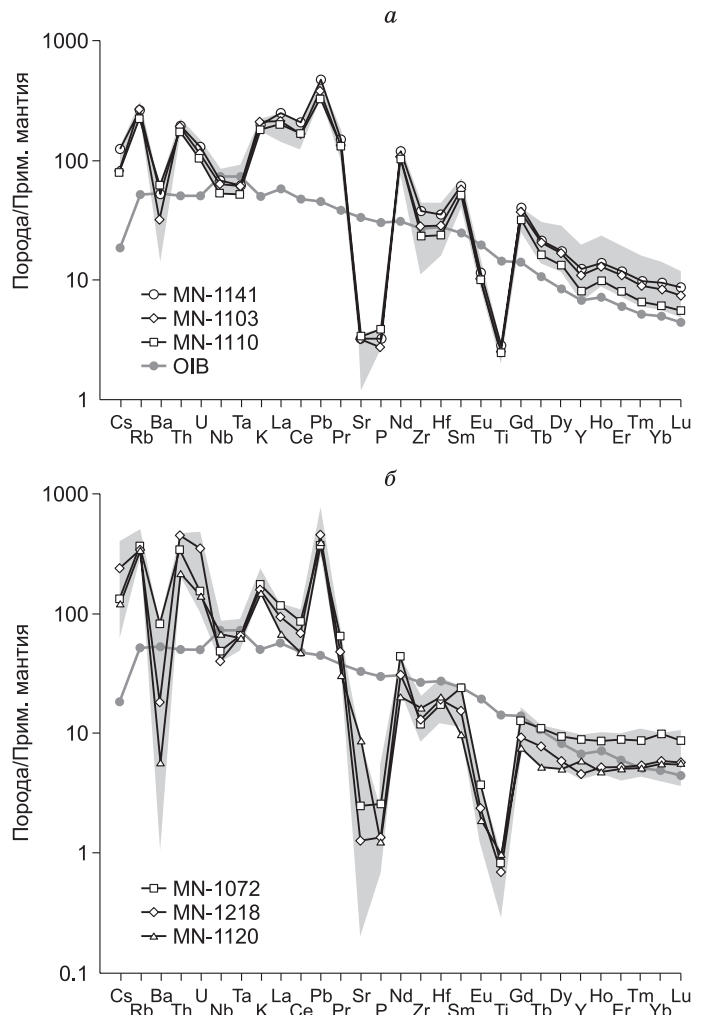
На рис. 8 показаны вариации содержаний между Sr и Ba, Zr, Ta, Nb, La, Rb, Th, Pb в породах ТТР серии. Для Ba, Zr, La (и других REE) наблюдается значительный рост концентраций в трахитах-трахидацитах относительно трахиандезибазальтов и затем закономерное снижение к трахириодацитам и трахириолитам. Для других элементов-примесей типичны постепенные изменения содержаний от основных к кислым эффузивным породам. Для всех пород ТТР серии характерны близкие значения отношений  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  и  $\text{Sm}/\text{Nd}$  (см. рис. 7).

### МИНЕРАЛЬНО-ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Вулканыты основного состава (трахибазальты, трахиандезибазальты) имеют темную, почти черную, иногда красновато-бурую (в измененных разностях) окраску. Это массивные, афировые, реже мелкопорфировые породы со среднелкозернистым, неполнокристаллическим, иногда пористым матриксом. Они содержат 10—15 об. % фенокристов плагиоклаза, клинопироксена, титаномагнетита и более редкого ильменита. Встречаются также оливинсодержащие вулканыты. Фенокристы основного плагиоклаза достигают размера 1—3 мм, имеют неровные (корродированные) границы, иногда содержат антипертитовые вставки калиевого полевого шпата, игольчатые включения клинопироксена, мелкие зерна оксидов Fe и Ti. Клинопироксен и оливин образуют кристаллы размером до 1—2 мм. В обособлениях титаномагнетита часто наблюдаются структуры распада (ламелли ильменита). Микролитовая ассоциация представлена плагиоклазом, клинопироксеном, титаномагнетитом и фторапатитом. В полнокристаллических разностях базальтоидов микролиты плагиоклаза обрастают каймой K-Na полевого шпата — наиболее позднего минерала в матриксе. Между микролитами иногда находится изотропное темноокрашенное остаточное стекло с вкраплениями и дендритовыми выделениями субмикронных размеров обогащенной железом фазы (вероятно, титаномагнетита). В измененных породах клинопирок-

**Рис. 6. Мультиэлементные распределения элементов в трахириодацитах и трахириолитах (нормированы на состав примитивной мантии, по [McDonough, Sun, 1995]).**

Серым выделены поля трахириодацитов (а) и трахириолитов (б) Нилгинской депрессии, сплошными линиями — породы в изученных образцах и базальты ОИБ-типа.



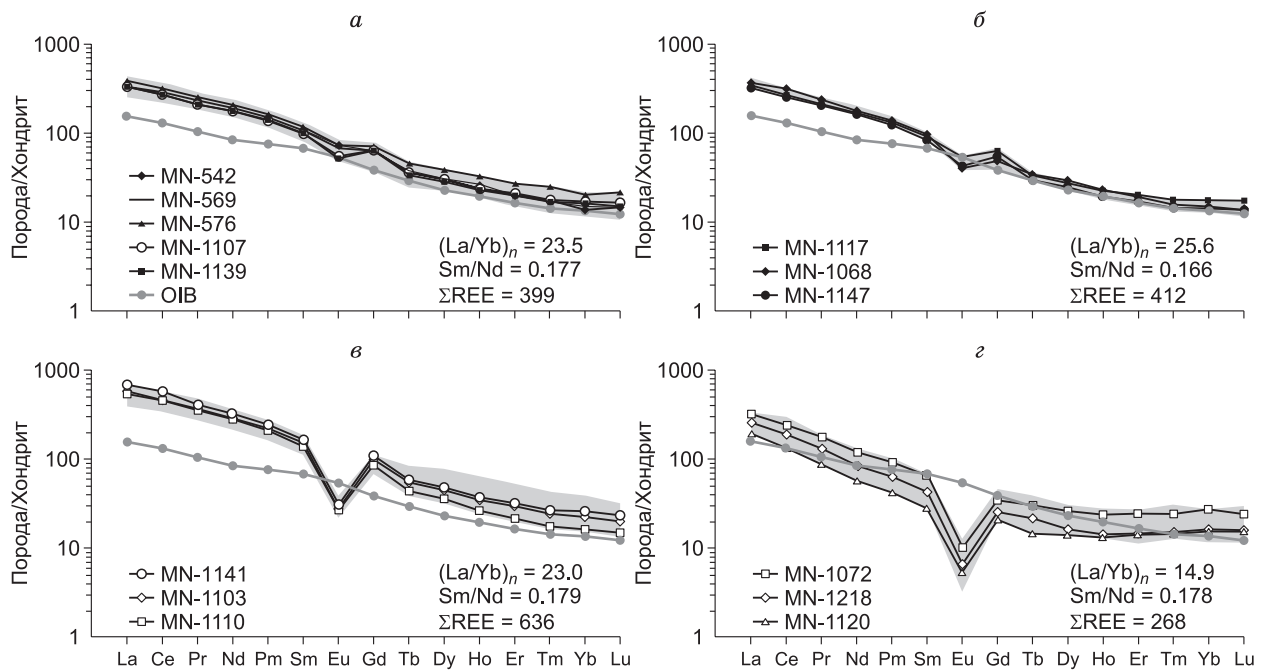
сен замещается хлоритом и эпидотом, оливин — серпентином и хлоритом, а по титаномagnetиту развивается гематит.

Методом СЭМ ЭДС изучены составы минералов и фазы стекла в пяти образцах трахиандезибазальтов, три из которых (MN-576, MN-1107, MN-1139) содержат оливин, а в двух (MN-542 и MN-569) этот минерал не обнаружен. Средние составы минералов представлены в табл. 2—5. Среди оливинов преобладают обогащенные Mg разности промежуточного состава между форстеритом и фаялитом ( $Fe_{56-67}Fa_{44-33}$ ) (см. табл. 2, ан. 1—3). Наиболее значительные вариации состава имеют полевые шпаты (см. рис. 9). Плаггиоклаз (лабрадор-андезин) в оливинсодержащих трахиандезибазальтах является более кальциевым ( $An_{45}Ab_{51}Or_4$ ) по сравнению с таковым ( $An_{38}Ab_{57}Or_5$ ) в безоливиновых породах (см. табл. 3, ан. 10—19). В матриксе всех образцов встречаются мелкие обособления Ca-Na-K полевого шпата ( $An_{9-27}Ab_{59-67}Or_{12-23}$ ) и санидина ( $An_{3-4}Ab_{42-47}Or_{42-48}$ ), содержащие примесь 0.2—1.3 мас. % ВаО. Эти полевые шпаты кристаллизуются после плаггиоклаза. Плаггиоклаз в краевой зоне фенокристов также имеет примесь 0.2—0.3 мас. % ВаО. Для клинопироксена характерны небольшие вариации состава ( $En_{29-37}Fs_{29-37}Wo_{42-43}$ ) и повышенные концентрации  $TiO_2$  (1.5—5.7 мас. %), что соответствует титан-авгиту (см. табл. 2, ан. 4-8). Оксиды Fe и Ti представлены титаномagnetитом с концентрацией  $TiO_2$  13—20 мас. % и ферроильменитом с примесью до 10 % минала гематита (см. табл. 4, ан. 24—32). Для образца MN-542

Таблица 2. Составы оливина и клинопироксена в породах ТТР серии

Компонент	576	1107	1139	542	569	576	1107	1139	1141
	(12)	(11)	(20)	(8)	(6)	(8)	(11)	(4)	(19)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	35.66	36.33	37.16	49.92	50.49	48.94	48.92	44.67	52.79
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	1.93	1.61	2.22	2.87	5.80	0.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	2.67	2.39	4.00	3.53	5.34	1.06
FeO	36.74	33.17	28.91	12.09	13.23	14.96	13.00	16.25	10.58
MnO	0.69	0.60	0.43	0.30	0.39	0.33	0.34	0.29	0.88
MgO	26.57	29.57	33.14	12.59	11.95	9.97	11.40	8.91	13.72
CaO	0.37	0.33	0.35	20.07	19.39	19.01	19.42	17.91	19.97
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	0.43	0.56	0.58	0.52	0.83	0.62

Примечание. Здесь и в табл. 3—5, 7: Все номера образцов имеют префикс «MN-»; после номера образца в скобках дано количество СЭМ ЭДС анализов, для которых рассчитаны средние составы. 1—9 — номер анализа: 1—3 — оливин; 4—9 — клинопироксен. Составы нормированы к 100 %. Все железо в форме FeO. Прочерк — концентрации ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС.



**Рис. 7. Распределения редкоземельных элементов пород ТТР серии (нормированы на состав хондрита CI, по [McDonough, Sun, 1995]).**

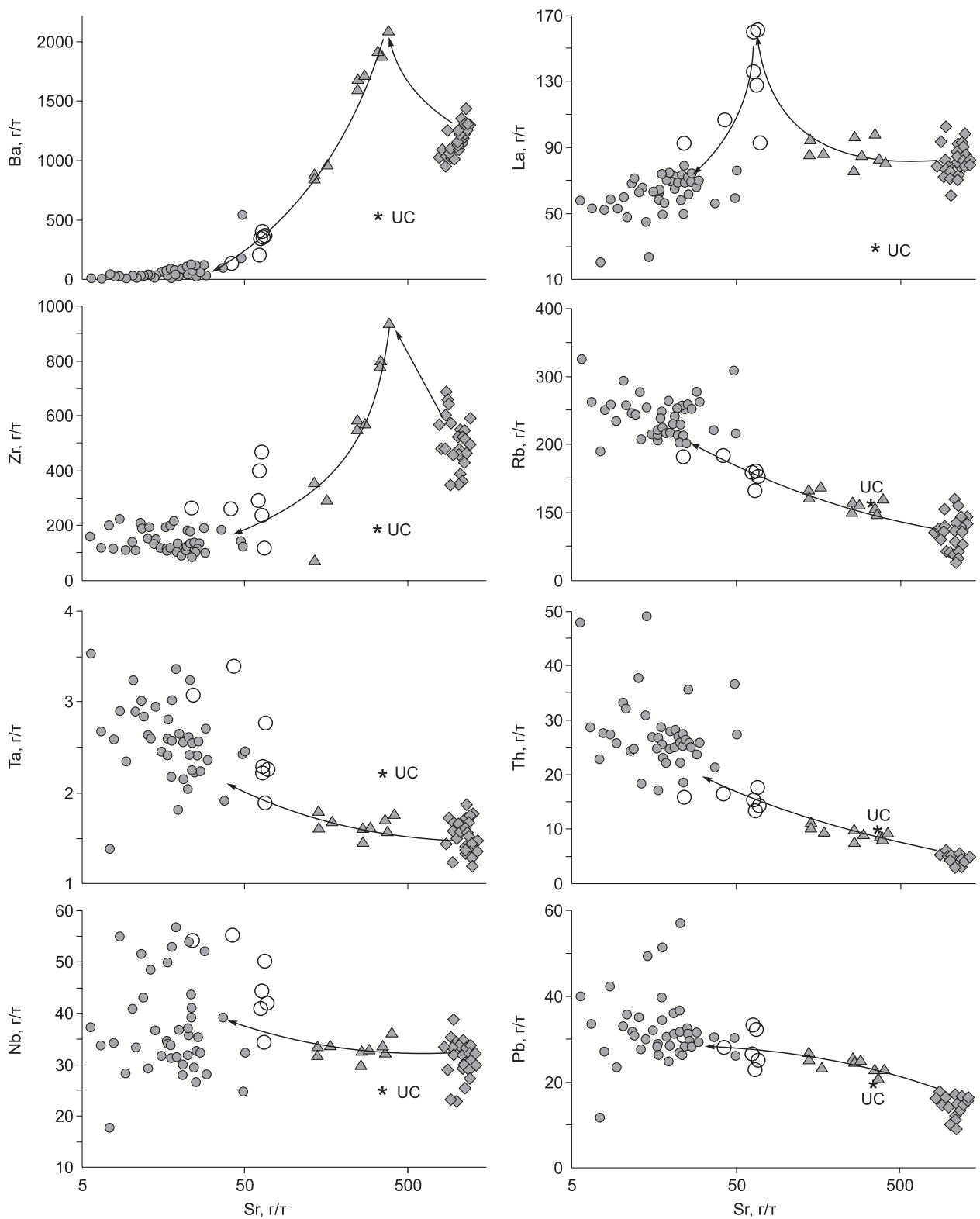
Серым выделены поля трахиандезибазальтов (а), трахитов-трахидацитов (б), трахириодацитов (в) и трахириолитов (г) Нилгинской депрессии, сплошными линиями — породы в изученных образцах и базальты OIB-типа.

характерны зерна титаномагнетита со структурами распада твердого раствора на Ti-содержащий магнетит и ильменит. Во всех образцах встречаются фенокристы и микролиты фторапатита, содержащего до 1.4 мас. % SrO (см. табл. 5, ан. 37—40). В образце MN-1139 между микролитами и фенокристами находится трахит-трахидацитовое стекло (см. табл. 5, ан. 49). Здесь же встречаются игольчатые выделения микронных размеров амфибола, вероятно, керсутита (см. табл. 5, ан. 43). В образцах MN-576 и MN-1107 интерстиции между минералами матрикса заполнены стеклом с широкими вариациями состава от щелочных риодацитов до трахириодацитов и трахириолитов (см. табл. 5, ан. 47, 48). Поля состава стеклов матрикса базальтоидных пород показаны на TAS-диаграмме (см. рис. 3).

**Таблица 3. Составы полевых шпатов в породах ТТР серии**

Компонент	542		569		576		1107		1139		1068		1141	
	(12)	(15)	(20)	(12)	(34)	(3)	(11)	(11)	(39)	(13)	(14)	(40)	(9)	(35)
	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	57.84	65.84	57.52	66.14	56.35	65.38	56.36	66.27	56.49	60.89	61.53	66.09	62.65	65.89
TiO <sub>2</sub>	0.07	0.32	0.08	0.11	0.09	0.49	0.21	0.70	0.22	0.24	—	0.19	—	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.78	18.58	26.10	18.44	26.84	18.68	26.77	17.93	26.41	23.23	23.36	18.79	22.50	19.40
FeO	0.80	0.95	0.82	0.70	0.92	0.92	0.88	1.04	1.14	0.94	0.38	0.36	0.35	0.27
CaO	7.84	0.56	8.09	0.43	9.30	1.02	9.23	0.62	9.18	5.72	5.22	0.56	3.98	0.93
Na <sub>2</sub> O	6.57	5.22	6.54	4.74	5.74	5.40	5.78	4.92	5.68	6.73	7.62	5.09	7.64	6.03
K <sub>2</sub> O	0.84	8.17	0.64	8.98	0.76	6.78	0.77	7.62	0.82	2.06	1.38	8.75	2.57	7.22
BaO	0.25	0.35	0.19	0.45	—	1.33	—	0.90	0.06	0.20	0.50	0.17	0.31	0.15
An, %	38	3	39	2	45	5	45	3	45	28	25	3	15	3
Ab	57	47	57	43	51	50	51	47	50	60	66	45	65	49
Or	5	50	4	55	4	45	4	50	5	12	9	52	20	48

Примечание. 10—23 — номер анализа. Составы нормированы к 100 %. Все железо в форме FeO. Прочерк — концентрации ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС. An, Ab, Or — миналы анортита, альбита, ортоклаза.



**Рис. 8. Соотношения между концентрациями Sr и микроэлементов в породах ТТР серии.**

Стрелками показаны изменения концентраций элементов от трахиандезибазальтов до трахириолитов, связанные с процессами фракционной кристаллизации расплавов (см. комментарии в тексте). UC — средний состав верхней континентальной коры, по [Taylor, McLennan, 1995]. Усл. обозн. см. на рис. 3.

Таблица 4. Составы титаномагнетита и ильменита в породах ТТР серии

Компонент	542	542	569	569	576	576	1107	1107	1139	1068	1068	1141	1141
	(7)	(14)	(12)	(13)	(19)	(6)	(12)	(4)	(13)	(9)	(5)	(11)	(10)
	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO <sub>2</sub>	0.28	0.20	0.27	0.17	0.55	0.39	0.66	0.32	0.63	1.07	—	0.68	0.23
TiO <sub>2</sub>	2.73	52.04	13.87	49.53	20.38	48.74	19.45	49.16	15.81	11.25	50.24	12.75	44.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	0.14	0.87	0.73	2.32	0.29	2.24	0.27	2.99	1.35	0.48	1.60	0.34
FeO	32.63	41.26	40.25	38.52	47.55	39.64	46.94	39.11	41.91	40.84	42.54	43.41	34.83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	61.35	3.65	42.95	6.63	25.53	8.10	27.43	7.69	32.20	43.29	5.15	41.03	15.90
MnO	0.30	0.69	0.24	0.16	0.61	0.63	0.59	0.61	0.44	1.82	1.60	0.06	1.39
MgO	0.72	1.67	0.86	3.35	1.81	2.07	1.77	2.58	2.90	0.09	—	0.36	2.44
CaO	0.11	0.15	0.04	0.04	0.14	0.13	0.11	0.27	0.20	0.16	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.04	0.40	0.65	0.37	—	0.39	—	2.49	0.07	—	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	0.17	0.25	0.21	0.73	—	0.44	—	0.42	0.06	—	0.11	—

Примечание. 24—36 — номер анализа: 24, 26, 28, 30, 32, 33, 35 — титаномагнетит; 25, 27, 29, 31, 34, 36 — ильменит. Составы нормированы к 100 %, содержания FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> рассчитаны по стехиометрии минералов. Проверк — концентрации ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС.

Таблица 5. Составы апатита, амфибола, биотита и стекла матрикса в породах ТТР серии

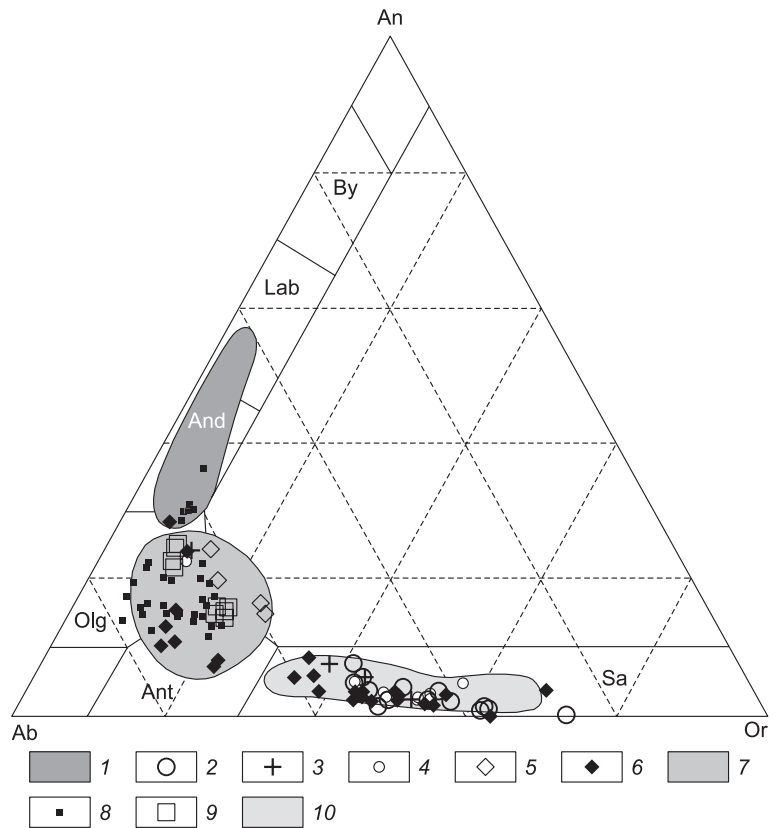
Компонент	542	569	576	1107	1068	1141	1139	1141	1068	1141	576	1107	1139	1141
	(9)	(11)	(3)	(2)	(12)	(23)	(5)	(4)	(17)	(14)	(16)	(12)	(13)	(33)
	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
SiO <sub>2</sub>	0.40	0.74	1.55	1.15	1.64	1.86	48.46	48.99	39.84	40.02	72.00	70.90	66.66	73.90
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	4.14	1.41	4.05	5.38	1.25	1.90	2.35	0.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	7.35	6.40	11.37	12.48	14.56	14.15	14.59	14.56
FeO	0.69	0.71	1.37	0.99	0.70	0.68	14.07	11.70	13.49	12.35	1.71	2.16	3.87	1.13
MnO	—	—	—	—	—	—	0.23	0.69	0.40	0.22	—	—	—	—
MgO	0.32	0.32	0.68	0.39	—	—	7.30	16.52	17.20	17.83	0.19	0.09	0.42	0.03
CaO	52.53	52.33	51.44	51.70	50.89	50.59	14.92	10.82	—	—	0.55	0.50	1.79	0.35
Na <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	1.22	2.44	0.63	0.87	3.84	3.43	3.59	3.84
K <sub>2</sub> O	—	—	—	—	—	—	1.48	1.04	9.25	9.00	5.75	6.71	5.90	5.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42.19	42.02	41.15	41.46	39.89	40.22	0.83	—	—	—	0.06	—	0.66	—
SrO	1.08	1.23	0.94	1.39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0.56	0.63	—	—	—	—	—	—	—	—
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	2.10	2.12	—	—	—	—	—	—	—	—
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	0.10	0.12	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	1.16	1.16	—	—	—	—	—	—	—	—
Cl	0.16	0.13	0.09	0.16	0.13	0.17	—	—	0.11	—	0.12	0.17	0.13	0.05
F	4.62	4.40	4.85	4.85	4.95	4.29	—	—	6.37	3.08	—	0.04	0.05	—

Примечание. 37—50 — номер анализа: 37—42 — фторапатит; 43, 44 — амфибол; 45, 46 — фторбиотит; 47—50 — стекло в матриксе пород. Составы нормированы к 100 % с учетом поправок на F и Cl, все железо в форме FeO. Проверк — концентрации ниже предела обнаружения методом СЭМ ЭДС.

Породы трахитового ряда (трахиты, щелочные риодациты, трахидациты, трахириодациты) шошолит-латитовой серии имеют близкий минеральный состав и внешний облик. Это розоватые, иногда красноватые породы крупнопорфировой структуры. Доля фенокристов, среди которых явно преобладает санидин, достигает 30—40 об. %. Для санидина характерны крупные кристаллические сростки размером до 5—7 мм. Многие фенокристы корродированны, имеют многочисленные каналы и заливы растворения. В матриксе редко встречаются фенокристы титаномагнетита, ильменита, фторапатита и биотита. В трахириодацитах появляются единичные зерна кварца и выделения кварц-санидинового

**Рис. 9. Составы полевых шпатов в породах ТТР серии.**

1 — плагиоклазы в трахиандешибазальтах; 2–6 — Ca-Na-K полевые шпаты в трахиандешибазальтах: 2 — MN-569, 3 — MN-576, 4 — MN-1107, 5 — MN-1139, 6 — MN-542; 7 — поле Ca-Na-K полевых шпатов в трахиандешибазальтах и трахитах-трахириодацитах; 8, 9 — Ca—Na—K полевые шпаты в трахитах-трахириодацитах: 8 — MN-1068, 9 — MN-1141; 10 — поле санидина в трахитах-трахириодацитах и трахириолитах. Кристаллохимические формулы полевых шпатов рассчитаны на 8 атомов кислорода. An — анортит, Or — ортоклаз, Ab — альбит, By — битовнит, Lab — лабрадор, And — андезин, Olg — олигоклаз, Ant — анортоклаз, Sa — санидин.



симплектита. В трахириодацитах иногда встречаются обломки зерен кварца и матрикса афировых трахириолитов. Количество темноцветных минералов уменьшается от трахитов к трахириодацитам. Матрикс пород трахитового ряда состоит преимущественно из агрегата игольчатых микролитов санидина, часто ориентированных по флюидальности, с мелкой вкрапленностью оксидов Fe и Ti. Акцессорные минералы представлены цирконом и чевкинитом-Ce.

По данным СЭМ ЭДС, в образцах трахита MN-1068 и трахириодацита MN-1141 крупные фенокристы санидина имеют реликтовые (часто центральные) области Ca-Na-K полевого шпата ( $An_{10-30} Ab_{60-80} Or_{5-25}$ ) (см. табл. 3, ан. 20, 22). Для санидина из микролитов и фенокристов характерна большая дисперсия содержаний Na и K ( $An_{1-8} Ab_{30-75} Or_{35-70}$ ) (см. рис. 9, см. табл. 3, ан. 21, 23). В породах часто встречаются микролиты фтор-апатита, обогащенного REE (до 4 мас. % в сумме оксидов, см. табл. 5, ан. 41, 42), и крупные лейсты фторбиотита (см. табл. 5, ан. 45, 46). Матрикс трахита MN-1068 слагает кварц-санидиновый симплектит. В образце трахириодацита MN-1141 до 50 об. % занимает стекло трахириолитового состава (см. табл. 5, ан. 50; см. рис. 3). В стекле находятся фенокристы и микролиты санидина, авгита (см. табл. 2, ан. 9), титаномагнетита и ильменита (см. табл. 4, ан. 35, 36), редкие зерна акцессорных минералов (фторапатита, чевкинита-Ce, циркона), а также единичные ксенокристы плагиоклаза, амфибола и ортопироксена ( $En_{60} Fs_{37} Wo_3$ ), обрастающие каймой авгита.

Трахириолиты представлены светло-серыми, светло-сиреневыми, розовато-серыми, белыми, светло-желтыми порфиоровыми породами (иногда полосчатыми, флюидальными) с микросферолитовой, фельзитовой и микропйкилитовой структурами матрикса, которые в шлифах иногда присутствуют одновременно. Вкрапленники кварца и санидина ( $An_{1-5} Ab_{40-65} Or_{35-60}$ ) размером 1–4 мм занимают до 30–40 об. %. Зерна кварца имеют изометричную форму или дипирамидальный облик часто со следами растворения в виде заливов. Для санидина характерны идиоморфные кристаллы, но встречаются и корродированные разности. Матрикс пород слагают кварц-санидиновые симплектиты разной размерности с мелкими зернами титаномагнетита и ферроильменита. Некоторые зерна титаномагнетита частично либо полностью замещены гематитом. Акцессорные минералы представлены цирконом, флюоритом, фторапатитом, монацитом-Ce, ксенотимом и чевкинитом-Ce. Детальное минералогическое описание трахириолитов приводится в работе [Перетяжко и др., 2014]. В северо-восточной части Нилгинской депрессии на участке площадью около 0.5 км<sup>2</sup> обнаружены также обогащенные флюоритом трахириолиты (см. табл. 1, ан. 19), в которых описаны реликты необычного по составу и реологическим свойствам кислородсодержащего фторидно-кальциевого расплава [Перетяжко и др., 2018].

### ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА, ИЗОТОПНЫЙ (Sr-Nd-O) СОСТАВ ПОРОД

Изотопные характеристики пород ТТР серии представлены в табл. 6. Изотопный возраст пород определен изохронным методом на основе Rb-Sr изотопных данных, для обработки которых использована программа Isoplot/Ex v.4.15. В расчетах принималось, что ошибка определения величины <sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr

Таблица 6.

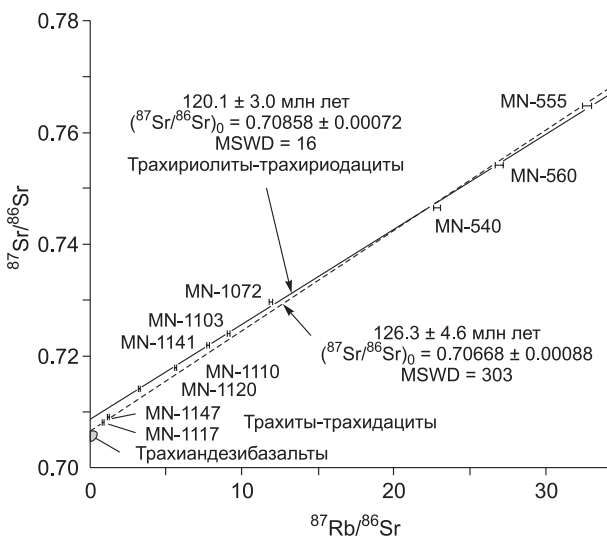
## Изотопные характеристики пород ТТР серии

№ п/п	№ образца	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\%$
1	MN-542	36	888	0.1184	0.70573	1	0.70553	14.87	82.40	0.10993	0.512553	10	-0.3	7.5
2	MN-566	42	1038	0.1194	0.70587	3	0.70567	18.94	107.10	0.10772	0.512531	19	-0.7	—
3	MN-550	31	1029	0.0873	0.70541	5	0.70526	13.98	80.76	0.10541	0.512538	10	-0.5	—
4	MN-1139	73	849	0.2529	0.70602	1	0.70559	14.19	82.30	0.10490	0.512518	13	-0.9	8.5
5	MN-1117	100	324	0.9087	0.70820	2	0.70665	84.9	14.08	0.10097	0.512523	3	-0.8	9.4
6	MN-1147	95	220	1.2583	0.70893	1	0.70678	13.11	80.70	0.09880	0.512516	9	-0.9	—
7	MN-1110	116	60	5.6390	0.71788	1	0.70826	22.08	138.10	0.09731	0.512559	14	0.0	—
8	MN-1103	149	49	8.9820	0.72408	1	0.70876	25.99	152.60	0.10371	0.512486	8	-1.5	9.6
9	MN-1141	150	59	7.4920	0.72122	1	0.70844	26.45	160.10	0.10059	0.512527	8	-0.7	10.9
10	MN-540	210	27	22.7258	0.74679	2	0.70803	8.47	50.30	0.10238	0.512535	17	-0.6	—
11	MN-560	208	23	26.8940	0.75413	1	0.70826	8.50	54.70	0.09449	0.512528	13	-0.6	—
12	MN-555	209	19	32.6450	0.76482	2	0.70915	10.05	58.10	0.10528	0.512526	13	-0.8	—
13	MN-1072	195	48	11.8790	0.72960	2	0.70934	10.05	60.32	0.10148	0.512524	3	-0.8	9.4
14	MN-1120	196	176	3.2490	0.71414	3	0.70860	8.47	50.30	0.10238	0.512512	10	-0.9	15

Примечание. Концентрации Rb, Sr, Sm и Nd получены методом изотопного разбавления. Породы: 1—4 — трахиандезибаазальты; 5, 6 — трахиты, трахидациты; 7—9 — трахириодациты; 10—14 — трахириолиты. Значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  и  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  рассчитаны на изотопный возраст трахириолитов 120 млн лет.

не превышала 1.0 отн. %, а величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  — 0.01 отн. %. Для пяти проб трахириолитов (MN-540, MN-560, MN-555, MN-1072, MN-1120) и трех проб трахириодацитов (MN-1103, MN-1110, MN-1141) получена линия регрессии (изохрона) с наклоном, соответствующим 120.1 ± 3.0 млн лет при начальном изотопном отношении стронция  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70858 \pm 0.00072$  и MSWD = 16 (см. рис. 10). При добавлении к этой выборке двух проб трахитов (MN-1147, MN-1117) имеем следующие значения: 122.8 ± 4.1 млн лет,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70775 \pm 0.00091$  и MSWD = 161. Для всей выборки из 14 проб пород (трахиандезибаазальтов, трахитов, трахидацитов, трахириодацитов и трахириолитов) получаем линию регрессии с возрастом 126.3 ± 4.6 млн лет при  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70668 \pm 0.00088$  и MSWD = 303 (см. рис. 10). Большая погрешность в оценке изотопного возраста и высокое значение MSWD объясняется дисперсией величины  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  в различных типах пород ТТР серии. Однако значительный диапазон значений Rb/Sr отношения в породах позволяет надежно установить возрастной интервал вулканизма Нилгинской депрессии, который соответствует второй половине раннего мела (130—117 млн лет в пределах погрешности измерений для всей выборки изотопных данных).

Основываясь на геологических данных, минерально-фазовых особенностях пород ТТР серии и результатах масс-балансового моделирования (см. обсуждение ниже) мы предполагаем близкие по времени извержения основных, средних и кислых магм в пределах изученной площади Нилгинской депрессии. На этом основании первичное изотопное отношение стронция для всех пород ТТР серии было



рассчитано на изотопный возраст трахириолитов-трахириодацитов, равный 120 млн лет (см. табл. 6). С ростом кремнекислотности вулканитов постепенно возрастает величина  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ : 0.70526—0.70567 (трахиандезибаазальты), 0.70665—0.70678 (трахиты-трахидациты) и 0.70803—0.70934 (трахириодациты-трахириолиты). Изотопный состав Nd в ряду пород от трахиандезибаазальтов до трахирио-

Рис. 10. Изотопная эволюционная диаграмма  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ — $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  для пород ТТР серии.

Сплошная линия — изохрона для семи проб: пять трахириолитов (MN-540, MN-560, MN-555, MN-1072, MN-1120) и три трахириодацита (MN-1103, MN-1110, MN-1141). Штриховая линия — эрохрона для 14 проб: пять трахириолитов, три трахириодацита, два трахита (MN-1147, MN-1117) и четыре трахиандезибаазальта (MN-542, MN-566, MN-550, MN-1139).



литов характеризуется постоянством состава и величиной  $\epsilon_{Nd}(T)$ , которая изменяется в небольшом диапазоне значений от  $-0.02$  до  $-1.54$  при пересчете на возраст 120 млн лет.

Изотопный состав кислорода определен в нескольких породах ТТР серии (см. табл. 6). Наименьшее количество тяжелого изотопа кислорода имеют трахиандезибаазальты ( $\delta^{18}O = 7.5$  и  $8.5$  ‰). В трахитах, трахириодацитах и трахириолитах величина  $\delta^{18}O$  повышается относительно трахиандезибаазальтов, но изменяется незначительно от  $9.4$  до  $10.9$  ‰ и не зависит от содержания  $SiO_2$  в породах. Максимальная дисперсия значений  $\delta^{18}O$  ( $7.4$ — $15$  ‰) характерна для трахириолитов, обогащенных флюоритом (описание пород см. в работе [Перетяжко и др., 2018]).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование базальтовых пород с разными минералого-геохимическими и изотопными характеристиками связано с неоднородностями пород мантийного протолита и степенью его плавления, процессами контаминации базитовых расплавов коровым веществом и локальными особенностями их фракционирования в промежуточных магматических камерах. Расплавы среднекислого состава, из которых формировались породы трахитового ряда и трахириолиты в рифтовых областях, могли образоваться как в процессах кристаллизационной дифференциации основных расплавов, отделившихся от исходной базальтовой магмы, так и при частичном плавлении верхних горизонтов континентальной коры под воздействием теплового и флюидных потоков.

### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРАХИАНДЕЗИБААЗАЛЬТОВ, ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА ДЛЯ БАЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Основные вулканы Нилгинской депрессии, среди которых преобладают трахиандезибаазальты, по-видимому, являются продуктами фракционной кристаллизации трахибазальтовых расплавов, в которых произошла гравитационная отсадка вкрапленников мафических минералов. Об этом свидетельствуют часто встречаемые безоливиновые (клинопироксен-андезиновые) разновидности пород с афировой и мелкопорфировой структурами, а также их петрохимические составы. Трахиандезибаазальты имеют содержание  $MgO < 4$  мас. % (см. рис. 4) и по существующим представлениям [Palme, O'Neill, 2003] не могли образоваться за счет прямого плавления мантийных пород. С ростом содержания  $SiO_2$  от  $50$  до  $56$  мас. % в них происходит закономерное снижение концентраций  $Al$ ,  $Ti$  и  $Fe$  (см. рис. 4). Несмотря на повышенную кремнекислотность, трахиандезибаазальты имеют величину отношения  $Nb/Ta$  от  $15$  до  $24$ , что характерно для мантийных пород ( $\sim 17.5$ , по [Green, 1995]). Кроме того, для них типичны высокие концентрации  $TiO_2$  ( $2$ — $3$  мас. %) и средние значения отношений  $K/Ce = 121$ ,  $Th/Y = 0.14$ ,  $Ba/Nb = 14$ ,  $Ba/Ce = 7$ , близкие к таковым для базальтов ОИВ-типа ( $TiO_2 = 2.9$  мас. %,  $K/Ce = 150$ ,  $Th/Y = 0.14$ ,  $Ba/Nb = 9$ ,  $Ba/Ce = 4$ ). Вместе с тем трахиандезибаазальты существенно отличаются от базальтов ОИВ-типа геохимическими особенностями, свойственными базальтоидным породам зон субдукции — дефицитом высокозарядных элементов ( $Nb$ ,  $Ta$ ), обогащением элементами LILE группы ( $Cs$ ,  $Rb$ ,  $K$ ,  $Ba$ ,  $Pb$ ) и LREE (см. рис. 5, а). Образование базитовых расплавов с такими характеристиками обычно происходит в зонах субдукции при плавлении метасоматизированного мантийного клина [McCulloch, Gamble, 1991; Hawkesworth et al., 1993]. Геохимические особенности базальтоидов Нилгинской депрессии нельзя связать с влиянием субдукционных процессов, поскольку породы формировались в условиях континентального рифтогенеза около 120 млн лет назад, т. е. намного позже отмирания активной континентальной окраины Северо-Азиатского палеоконтинента, которое произошло в юре [Парфенов и др., 2003; Kuzmin et al., 2010]. Геохимические особенности базальтоидных пород (минимумы  $Nb$ ,  $Ta$ , максимумы  $Pb$ ,  $K$  в нормированных на состав примитивной мантии распределениях элементов) для континентальных рифтовых областей Монголии и Забайкалья объясняют проявлениями магматизма, вызванного воздействием мантийного плюма на подлитосферную мантию, измененную проходившими в палеозое—раннем мезозое субдукционными процессами [Воронцов и др., 2002; Козловский и др., 2006; Воронцов, Ярмолюк, 2007; Kuzmin et al., 2010; Ярмолюк и др., 2013; и др.]. Образование высокотитановых мантийных базитовых расплавов, исходных для базальтоидных магм, извергавшихся в Нилгинской депрессии на стадии континентального рифтогенеза, также может быть связано с частичным плавлением в разной степени метасоматизированных мантийных пород под воздействием плюма.

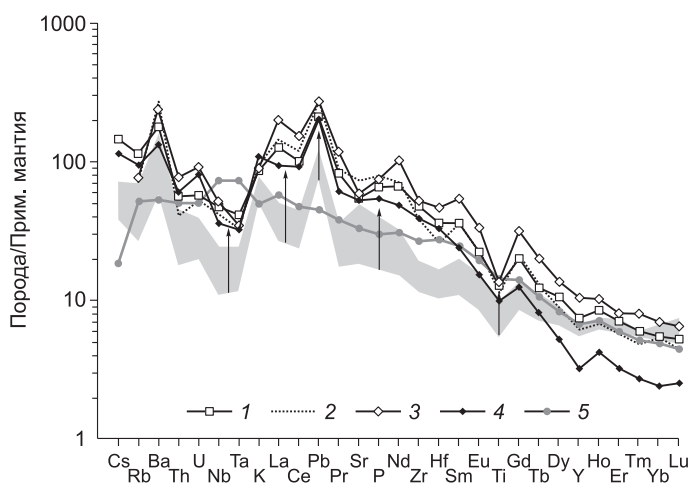
В пределах Центральной и Северной Азии на территории Монголии и Забайкалья в позднеюрское-меловое время существовало несколько крупных автономных областей внутриплитного вулканизма, характеризующихся многоэтапным развитием (см. рис. 1). Магматизм этого временного интервала изучался многими исследователями в Южно-Хангайской [Ярмолюк и др., 1994, 1995; и др.] и Западно-Забайкальской [Таусон и др., 1984; Первов и др., 1987; Ярмолюк и др., 1994, 1998; Казимировский и др., 2001; Воронцов и др., 2002, 2016; Воронцов, Ярмолюк, 2007; Сасим, Дриль, 2013; Сасим и др., 2016; и др.] рифтовых областях. Минералого-геохимические, изотопные и геохронологические особенности эффу-

зиков Восточно-Монгольского вулканического пояса изучены плохо и обсуждаются лишь в нескольких работах [Фрих-Хар, Лучицкая, 1978, 1983; Батульзий, 2011; Batulzii et al., 2015; Bars et al., 2018].

Раннемеловые трахиандезитобазальты Нилгинской депрессии и позднемезозойские базальтоидные породы из перечисленных выше вулканических областей имеют весьма специфические геохимические особенности. Для сопоставления с нашими данными на TAS-диаграмме (см. рис. 3) показаны точки составов базальтоидных пород мелового возраста Тугнуйско-Хилокского сектора [Воронцов, Ярмолюк, 2007], а также Ингодинской и Усуглинской впадин в пределах Западно-Забайкальской рифтовой области. Как и в Нилгинской депрессии, большинство позднемезозойских основных вулканитов рифтогенных областей Забайкалья являются трахиандезитобазальтами. Это высокотитановые ( $TiO_2$  2—3 мас. %), низкомагнезиальные ( $MgO < 4—5$  мас. %), высококалиевые (2—3 мас. %  $K_2O$ ) и обогащенные  $P_2O_5$  (1—2 мас. %) дифференцированные породы. Они обладают яркими геохимическими характеристиками, которые позволяют отличить их от позднепалеозойских-раннемезозойских основных вулканитов рифтовых областей Северной Азии, по [Ярмолюк и др., 2013]. Позднемезозойские ( $J_3$ -K) базальтоиды Монголии и Забайкалья имеют более высокие концентрации элементов LILE (Cs, Rb, K, Ba, Pb) и HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, Y) групп, а также REE (La, Ce, Pr, Sm, Eu, Gd), что приводит на спайдер-диаграмме (см. рис. 5, а) к характерному выпуклому относительно базальтов OIB-типа спектру нормированных на состав примитивной мантии распределений элементов от K до Y.

Характерной отличительной особенностью этих пород по сравнению с позднепалеозойскими-раннемезозойскими основными вулканитами рифтовых областей Северной Азии являются более высокие концентрации Nb, Ta, Ti и LREE (см. рис. 11). Значительные минимумы Nb-Ta и Ti на спайдер-диаграммах нормированных распределений элементов к составу примитивной мантии для базитовых расплавов обычно связывают с участием флюидной фазы в процессах частичного плавления мантийных пород, при которых происходила кристаллизация и накопление в рестите оксидов Ti и Fe (ильменита, рутила), концентрирующих Ti, Nb и Ta [Ryerson, Watson, 1987; Hawkesworth et al., 1993; Kelemen et al., 2003]. Образование базальтоидных пород с относительно небольшим минимумом Nb-Ta и повышенным содержанием Ti (см. рис. 11) происходило из базитовых расплавов, сформированных за счет частичного плавления мантийного протолита, в котором уменьшилось количество флюидной фазы. Следуя этой логике, с течением времени от позднего палеозоя до конца мезозоя породы подлитосферной мантии, участвующие в процессах плавления и образования базитовых расплавов, становились менее гидратированными. Это объясняется тем, что базальтоидный магматизм в палеозое и раннем мезозое был связан с процессами субдукции океанической коры под Северо-Азиатский (Сибирский) палеоконтинент, а в позднем мезозое ( $J_3$ -K) после полного закрытия палеоокеана — с плавлением метасоматизированного мантийного клина, который постепенно истощался флюидной фазой [Donskaya et al., 2013].

Содержания REE в базитовых расплавах зависят от степени частичного плавления и минерального состава мантийных пород. Расплавы с высоким отношением LREE/HREE могут формироваться при низкой степени плавления пород протолита в *PT*-условиях стабильности граната. Одним из наиболее чувствительных индикаторов такого плавления, практически не зависящим от фракционной кристаллизации базальтовых расплавов, является отношение  $Tb/Yb$ , нормированное к хондриту [Furman et al., 2004]. По данным [Wang et al., 2002], значение  $(Tb/Yb)_n > 1.8$  имеют расплавы, образующиеся при частичном плавлении гранатового перидотита, а при  $(Tb/Yb)_n < 1.8$  — шпинелевого перидотита. По этому



**Рис. 11. Мультиэлементные распределения элементов в базальтоидах позднепалеозойских-позднемезозойских рифтовых областей Монголии и Забайкалья (нормированы на состав примитивной мантии, по [McDonough, Sun, 1995]).**

Серым выделено поле позднепалеозойских-раннемезозойских базальтоидов рифтовых областей Северной Азии (Гоби-Тяньшаньской, Гоби-Алтайской, Северо-Монгольской, Монголо-Забайкальского ареалов), по [Ярмолюк и др., 2013]. Сплошные линии — средние составы позднемезозойских базальтоидов: 1 — Нилгинской депрессии; 2 — Западно-Забайкальской рифтовой области, по [Воронцов, Ярмолюк, 2007]; 3, 4 — Ингодинской и Усуглинской впадин Восточного Забайкалья, соответственно, по нашим неопубликованным данным; 5 — базальты OIB-типа. Стрелками показаны изменения концентраций элементов в базальтоидах со временем от позднего палеозоя до позднего мезозоя.

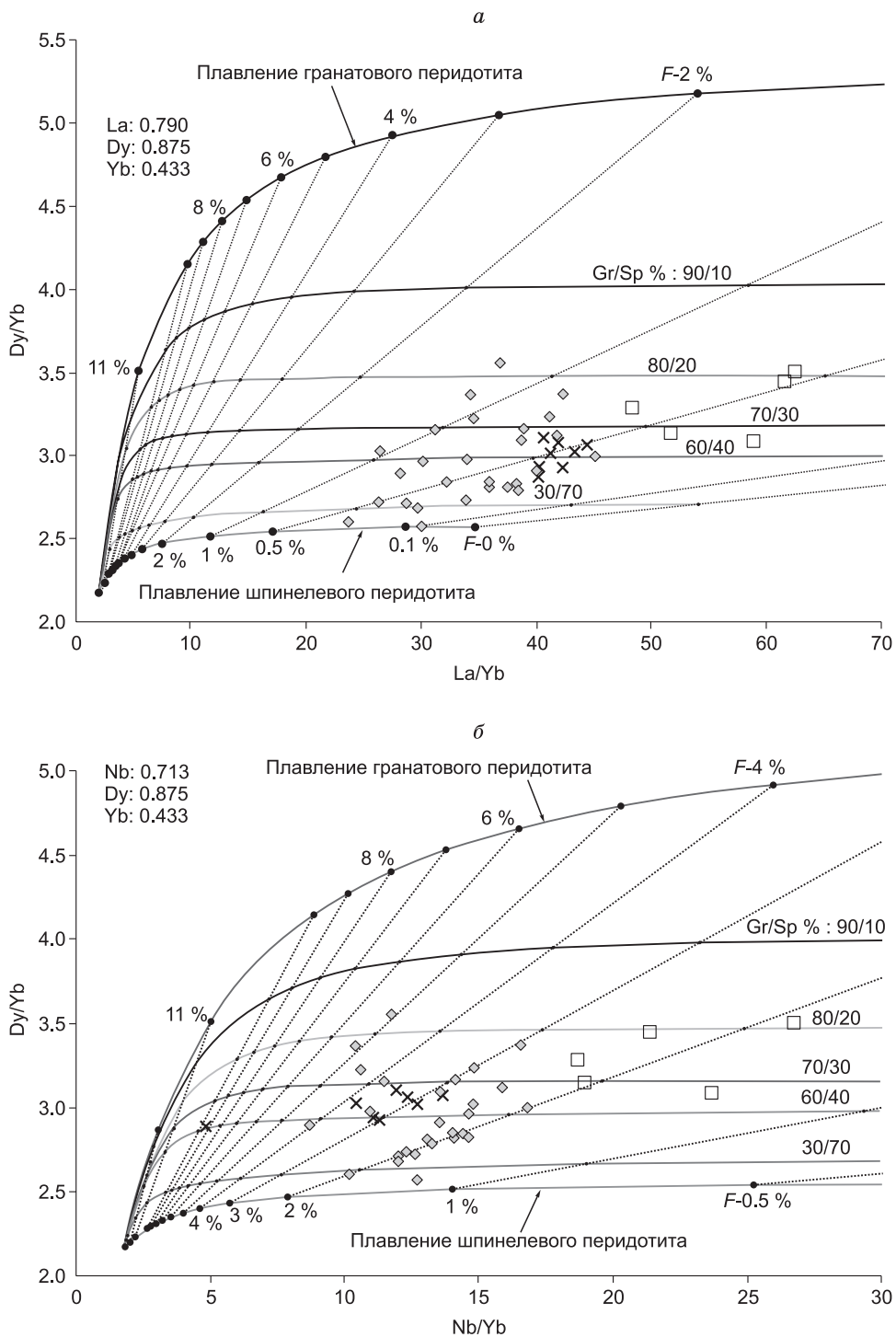
критерию исходные расплавы для позднемезозойских базальтоидов Нилгинской депрессии и Забайкалья формировались за счет частичного плавления гранатосодержащих мантийных пород.

Для оценки минерального состава и степени плавления мантийного протолита выполнено численное моделирование, в котором использовались концентрации La, Dy, Yb и Nb в базальтоидных породах. Для моделирования были выбраны отношения La/Yb и Dy/Yb как наиболее чувствительные к присутствию граната и степени плавления мантийных пород, а также отношение Nb/Yb, связанное с присутствием в составе базальтоидов «субдукционного» компонента. Параметры численных моделей немодального частичного плавления приводятся в подписи к рис. 12. Особенности состава граната, для которого характерны высокие концентрации HREE по отношению к LREE, приводят к тому, что в результате частичного плавления гранатового перидотита значительная часть HREE сохраняется в гранате рестита и мантийные выплавки базитовых расплавов обедняются этими элементами. В результате такие расплавы будут иметь высокие отношения La/Yb и Dy/Yb. В противоположность этому частичное плавление шпинелевого перидотита не может привести к существенным изменениям отношения Dy/Yb и La/Yb в базитовых расплавах. Согласно результатам моделирования для трахиандезибазальтов Нилгинской депрессии, в мантийном протолите, из которого выплавлялись исходные базитовые расплавы, происходило частичное плавление гранатового и шпинелевого перидотитов в соотношении от 30/70 до 80/20 (см. рис. 12).

Оценка степени плавления пород во многом зависит от принятых в численных моделях значений коэффициентов распределения ( $KD$ ) для La, Dy, Yb и Nb между мантийными минералами (оливином, ортопироксеном, клинопироксеном, гранатом, шпинелью) и базитовым расплавом. При использовании  $KD$  для La, Dy, Yb по расчетным данным [McKenzie, Onions, 1991] получаем крайне низкую степень плавления мантийных пород ( $F$  от  $< 0.1$  до  $0.3$  %) и часть точек состава пород находится правее линии с  $F = 0$ , что отвечает нереальным условиям. Применяя экспериментальные значения  $KD$  по [Adam, Green, 2006; Foley et al., 1994], получаем более реалистичную величину  $F$ :  $0.1$ — $1$  мас. % для системы La/Yb—Dy/Yb (см. рис. 12, а) и  $1$ — $5$  % для системы Nb/Yb—Dy/Yb (см. рис. 12, б). По данным моделирования, при образовании исходных расплавов для базальтоидных пород Ингодинской и Усуглинской впадин Восточного Забайкалья в мантийном протолите преобладал гранатовый перидотит ( $60$ — $80$  мас. %). Аномально высокое значение отношения La/Yb в трахиандезибазальтах Усуглинской впадины (см. рис. 11) объясняется плавлением  $0.2$ — $0.6$  мас. % мантийных пород, содержащих  $65$ — $80$  мас. % гранатового перидотита (см. рис. 12, а).

Точки составов трахиандезибазальтов Нилгинской депрессии на диаграмме  $\epsilon_{Nd}(T) - (^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  (рис. 13) образуют компактную группу в поле внутриплитных позднепалеозойско-мезозойских базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса [Ярмолюк и др., 2003], а также трахибазальтов рифтогенных впадин Восточного и Западного Забайкалья [Воронцов, Ярмолюк, 2007; Сасим, Дриль, 2013], характеризующаясь слабоотрицательной величиной  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $-0.1$  до  $-1.54$  при умеренно радиогенном первичном изотопном составе стронция  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.70526$ — $0.70567$ . Это позволяет предполагать формирование базитовых расплавов, исходных для раннемеловых трахиандезибазальтов Нилгинской депрессии, так же как и других рифтогенных базальтоидов позднепалеозойско-мезозойского возраста Центрально-Азиатского складчатого пояса [Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2000; Kuzmin et al., 2010], за счет частичного плавления мантийных пород, в образовании которых принимали участие расплавы из умеренно истощенного источника PREMA и обогащенного источника EM-II. При этом также была возможна ассимиляция мантийными базитовыми расплавами некоторого количества вещества континентальной коры. Точки составов трахитов, трахидацитов, трахириодацитов и трахириолитов на диаграмме образуют горизонтальный тренд, сохраняя слабоотрицательную величину  $\epsilon_{Nd}(T)$ , аналогичную трахиандезибазальтам (см. рис. 13, см. табл. 6). При этом в породах значительно изменяется концентрация Sr и величина первичного изотопного отношения  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ :  $0.70665$ — $0.70678$  в трахитах-трахидацитах,  $0.70803$ — $0.70934$  в трахириодацитах-трахириолитах (рис. 14). Подобные вариации изотопных составов Nd и Sr в вулканитах ТТР серии невозможно объяснить только процессами коровой контаминации, что требует рассмотрения других петрогенетических моделей (см. обсуждение ниже).

Влияние процессов коровой контаминации на составы базальтоидных и дифференцированных расплавов может быть приблизительно оценено с помощью диаграммы  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 - 1/Sr \cdot 1000$  (см. рис. 14), на которой показаны точки состава пород ТТР серии Нилгинской депрессии, поле трахибазальтов рифтогенных впадин Восточного Забайкалья [Сасим, Дриль, 2013; Сасим, Дриль, 2016] и меловых ( $135$ — $90$  млн лет) базальтоидов Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области [Воронцов, Ярмолюк, 2007], а также линии смещения между средними составами континентального базальта Северной Азии [Ярмолюк и др., 2003], верхней континентальной коры [Taylor, 1977; Taylor, McLennan, 1995] и палингенного коллизионного гранита ундинского комплекса Восточного Забайкалья, по [Козлов и др., 2003]. Позднемезозойские базальтоиды рифтогенных впадин региона образуют на диаграмме вытянутый субгоризонтальный эволюционный тренд за счет вариаций концен-



**Рис. 12. Результаты моделирования немодального частичного плавления мантийных источников, соответствующих гранатовому и шпинелевому перидотиту.**

*a, б* — описание см. в тексте. Состав источников (мас. %), по [McKenzie, O’Nions, 1991]: гранатовый перидотит — оливин — 59.8, ортопироксен — 21.1, клинопироксен — 7.6, гранат — 11.5; шпинелевый перидотит — оливин — 57.8, ортопироксен — 27, клинопироксен — 11.9, шпинель — 3.3. Режим плавления источников (мас. %), по [Thirlwall et al., 1994]: гранатовый перидотит — оливин — 5, ортопироксен — 20, клинопироксен — 30, гранат — 45; шпинелевый перидотит — оливин — 10, ортопироксен — 27, клинопироксен — 50, шпинель — 13. В расчетах использованы коэффициенты распределения La, Dy, Yb, Nb для оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната, по [Adam, Green, 2006], для шпинели, по [Foley et al., 1994]. Исходные концентрации в мантийном источнике: La, Dy, Yb, по [Peters et al., 2007], Nb — для примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1995]. *F* — степень частичного плавления мантийного протолита, *Sp* — шпинелевый перидотит, *Gr* — гранатовый перидотит. Усл. обозн. см. на рис. 3.

**Рис. 13. Изотопная диаграмма  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  для пород ТТР серии.**

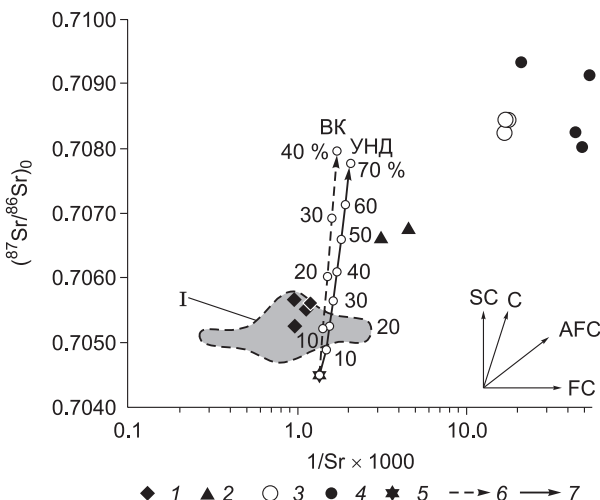
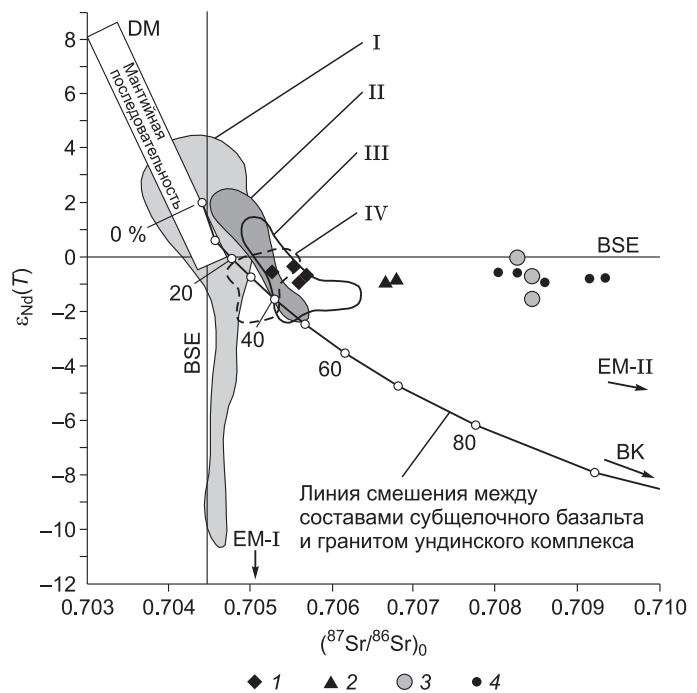
1 — трахиандезибазальты; 2 — трахиты; 3 — трахириодациты; 4 — трахириолиты. Области составов пород: I — кайнозойских внутриплитных базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса, по [Ярмолюк и др., 2003]; II — позднепалеозойских-мезозойских внутриплитных базальтоидов Центрально-Азиатского складчатого пояса, по [Ярмолюк и др., 2003]; III — трахибазальтов меловых рифтогенных впадин Восточного Забайкалья, по [Сасим, Дриль, 2013]; IV — трахибазальтов позднемезозойских рифтогенных впадин Западного Забайкалья, по [Воронцов, Ярмолюк, 2007]. Линия смешения рассчитана между модельным составом континентального базальта Северной Азии, по [Ярмолюк и др., 2003], и гранитом ундинского комплекса, по [Козлов и др., 2003].

траций стронция в породах, что может быть связано с локальными особенностями процессов фракционирования базитовых расплавов, извергавшихся на обширной территории Монголии и Забайкалья. Вариации значения  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$  лежат в пределах 0.7049—0.7058, что допускает ассимиляцию базитовыми расплавами 10—15 мас. % вещества континентальной коры.

На небольшой вклад коровой составляющей в составы базальтоидных расплавов, из которых формировались трахиандезибазальты, указывают значения Th/Yb отношения, находящиеся вблизи тренда мантийного метасоматоза и точки состава базальтов ОИВ-типа (см. рис. 15). Для трахиандезибазальтов также типично более высокое содержание тяжелого изотопа кислорода ( $\delta^{18}O = 7.5$ — $8.5$  ‰, см. табл. 6) по сравнению с базитовыми расплавами мантийных выплавов ( $\delta^{18}O = 4.5$ — $6.1$  ‰, по [Покровский, 2000]).

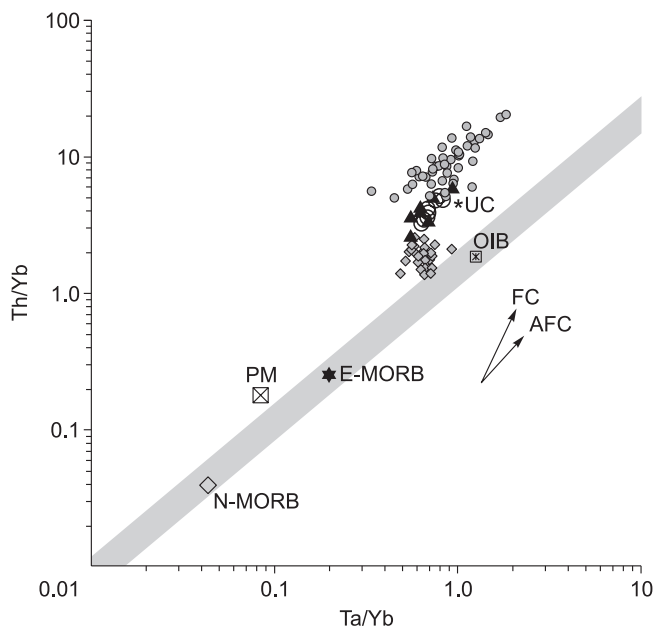
### ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА, ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ТРАХИТОВОГО РЯДА И ТРАХИРИОЛИТОВ

С ростом кремнекислотности в породах ТТР серии наблюдаются закономерные изменения составов минералов, особенно полевых шпатов (см. рис. 9). Наиболее кальциевый плагиоклаз (андезин-лабрадор) встречается в оливинсодержащих трахиандезибазальтах. В основных эффузивных породах без оливина из полевых шпатов преобладает андезин. Тройной (Ca-Na-K) полевой шпат и санидин характерны для поздней по отношению к плагиоклазу микролитовой ассоциации матрикса этих пород. В породах трахитового ряда тройной полевой шпат встречается только как реликт в центральных областях крупных фенокристов санидина. Санидин с большими вариациями K и Na образует фенокристы и микролиты матрикса трахириодацитов и трахириолитов. Только в трахиандезибазальтах, трахитах и трахидацитах плагиоклаз и K-Na полевые шпаты имеют примесь Ba (см. табл. 3). Санидин в трахирио-



**Рис. 14. Диаграмма  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ — $1/Sr \times 1000$  для пород ТТР серии.**

1 — трахиандезибазальты; 2 — трахиты; 3 — трахириодациты; 4 — трахириолиты; 5 — средний состав континентального базальта Северной Азии, по [Ярмолюк и др., 2003]; 6 — линия смешения между модельным составом базальтового расплава и валовым составом верхней континентальной коры (ВК), по [Taylor, 1977; Taylor, McLennan, 1995]; 7 — линия смешения между модельным составом базальта и гранитом ундинского комплекса (УНД), по [Козлов и др., 2003]. I — область составов трахибазальтов меловых рифтогенных впадин Восточного и Западного Забайкалья, по [Воронцов, Ярмолюк, 2007; Сасим, Дриль, 2013; Сасим, Дриль, 2016]. Векторы процессов: FC — фракционная кристаллизация, AFC — коровая контаминация и фракционная кристаллизация, SC — смешение источников при коровой контаминации, SC — изменения состава при смене мантийных источников [De Paolo, 1988].



**Рис. 15.** Диаграмма Ta/Yb—Th/Yb для пород ТТР серии.

Серым выделено поле тренда мантийного метасоматоза. Показаны точки составов модельных базальтов N-MORB, E-MORB и OIB-типов, PM — примитивная мантия, по [Sun, McDonough, 1995], UC — средний состав верхней континентальной коры, по [Taylor, McLennan, 1995]. Трахиандезибазальты относительно тренда мантийного метасоматоза имеют несколько более высокое Th/Yb отношение, что может быть связано как с процессами фракционной кристаллизации (FC) исходных для них базитовых расплавов, так и фракционной кристаллизации с коровой контаминацией (AFC). Усл. обозн. см. на рис. 3.

литях не содержит Ва. Кварц появляется в трахириодацитах и становится одним из основных минералов в трахириолитах. Отметим также большие различия состава фторапатита: этот минерал в базальтоидах содержит до 1.4 мас. % SrO, а в породах трахитового ряда — до 4 мас. % суммы LREE (см. табл. 5, ан. 37—42).

Строение эффузивных разрезов (переслаивание лав основного и кислого состава), петрографические наблюдения, данные по составу остаточных стекол в трахиандезибазальтах и Rb-Sr изотопии дают нам все основания считать близкими по времени извержения основных, средних и кислых магм в пределах изученной площади Нилгинской депрессии. Находки ксенокристов минералов в образце трахириодацита MN-1141 и ксенолитов трахириолитов в трахириодацитах указывают также на возможные процессы смешивания магм. Остаточные стекла трахит-трахириодацитового состава в трахиандезибазальтах (MN-1139, MN-576, MN-1107) и трахириолитового состава в трахириодаците (MN-1141) образовались после кристаллизации фенокристной ассоциации минералов в трахиандезибазальтовом и трахитовом исходных расплавах. Отметим также, что составы стекол расплавных включений, которые мы изучали ранее в кварце трахириолитов [Перетяжко и др., 2014, 2018], значительно перекрываются с полями состава остаточных стекол из трахиандезибазальтов и трахириодацита (см. рис. 3). Закономерные изменения минерального, петрохимического и микроэлементного состава пород ТТР серии, а также стекол в породах и расплавных включениях позволяют нам провести масс-балансовое моделирование процессов фракционной кристаллизации исходных расплавов для дифференцированной серии магм, из которых формировались породы от трахиандезибазальтов до трахитов и трахириолитов (см. табл. 7—10). При моделировании использовались составы минералов и остаточных стекол в породах (см. табл. 2—5).

Минимальное количество SiO<sub>2</sub> (51 мас. %) имеют основные породы без оливина (MN-542 и MN-569). Трахиандезибазальты с оливином (MN-1139, MN-576 и MN-1107) содержат 53—55 мас. % SiO<sub>2</sub>. Соответственно, в масс-балансовых моделях невозможно получить остаточные расплавы с составами

Таблица 7. Составы пород ТТР серии, используемые в масс-балансовых моделях

Компонент	Трахиандезибазальты					Трахиты-трахириодациты			Трахириолиты	
	542	569	1139	576	1107	1117	1068	1141	1072	1218
SiO <sub>2</sub>	51.01	51.01	55.48	52.87	54.83	66.52	68.33	70.10	76.74	79.56
TiO <sub>2</sub>	3.02	3.13	2.33	2.57	2.40	0.95	0.62	0.59	0.17	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.16	16.90	15.11	15.42	15.32	16.80	16.13	15.54	12.18	11.30
FeO	10.00	11.27	9.13	10.03	9.00	3.39	2.53	2.48	1.95	0.94
MnO	0.10	0.06	0.13	0.13	0.12	0.07	0.04	0.06	0.03	0.01
MgO	3.60	1.92	3.45	3.85	3.52	0.44	0.36	0.59	0.23	0.10
CaO	7.51	6.74	6.53	6.78	6.55	1.63	0.97	1.01	0.41	0.51
Na <sub>2</sub> O	3.65	3.79	2.97	3.55	3.21	3.97	4.60	3.31	2.90	2.70
K <sub>2</sub> O	2.42	2.38	2.74	2.37	2.87	5.63	6.02	5.98	5.12	4.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.42	1.54	1.13	1.31	1.18	0.21	0.11	0.07	0.05	0.03

Примечание. Составы пород нормированы к 100 мас. %.

Таблица 8. Масс-балансовые модели фракционной кристаллизации трахиандезибазальтовых расплавов

Показатель	Номер модели							
	1	2	3	4	5	6	7	8
	MN-542				MN-569			
	Остаточные трахиандезибазальтовые расплавы, мас. %							
MN-1139	—	55.36	—	—	—	56.81	—	—
MN-576	—	—	74.99	—	—	—	57.70	—
MN-1107	—	—	—	66.62	—	—	—	59.29
	Кристаллизующиеся фазы, мас. %							
CPX	19.91	6.49	2.85	4.48	15.00	—	0.32	—
PL	38.36	25.31	15.21	21.37	36.15	23.48	20.12	22.48
KFS	28.67	3.87	1.87	—	33.85	8.93	13.04	8.27
MGT	5.66	2.99	1.30	2.51	9.65	6.52	5.90	6.49
ILM	4.58	2.91	1.91	2.43	2.59	1.54	1.21	1.30
AP	1.76	1.46	1.20	1.29	2.39	2.18	2.06	2.02
Сумма	98.94	98.37	99.32	98.70	99.64	99.47	100.36	99.85
$\Sigma\chi^2$	2.185	1.020	0.316	0.650	1.550	0.087	0.390	0.158

Примечание. В моделях 1 и 5 представлен модальный состав пород. В масс-балансовых моделях принято, что исходные (MN-542, MN-569) и остаточные (MN-1139, MN-576, MN-1107) расплавы имеют трахиандезибазальтовые составы.

CPX – клинопироксен, PL – плагиоклаз, KFS – K-Na полевой шпат, MGT – титаномagnetит, ILM – ильменит, AP – апатит. Составы минералов и стекол представлены в табл. 2–5, пород — в табл. 7. В масс-балансовых расчетах использованы следующие оксиды: SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>.  $\Sigma\chi^2$  – сумма квадратов невязок концентраций оксидов (разница между исходной и расчетной концентрациями).

безоливиновых основных пород (MN-542 и MN-569) из более кремнекислых исходных расплавов, имеющих составы оливинсодержащих трахиандезибазальтов. Моделирование в обратной последовательности возможно, но противоречит логике изменений состава минералов в породах (см. табл. 8, модели 2–4, 6–8). В таких моделях должен фракционировать андезин, чтобы получить остаточные расплавы,

Таблица 9. Масс-балансовые модели фракционной кристаллизации трахиандезибазальтовых расплавов, исходных для трахитов - трихириодацитов ТТР серии

Показатель	Номер модели															
	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
	MN-569				MN-1139				MN-576				MN-1107			
	Остаточные трахитовые-трихириодацитовые расплавы, мас. %															
MN-1117	—	40.09	—	—	—	52.94	—	—	—	41.63	—	—	—	50.43	—	—
MN-1068	—	—	35.71	—	—	—	48.16	—	—	—	38.06	—	—	—	46.00	—
MN-1141	—	—	—	30.63	—	—	—	46.13	—	—	—	36.31	—	—	—	44.02
GL	—	—	—	—	47.68	—	—	—	33.61	—	—	—	39.95	—	—	—
	Кристаллизующиеся фазы, мас. %															
OL	—	—	—	—	6.55	5.37	5.50	5.74	11.11	9.95	10.10	10.36	8.16	6.46	6.62	6.98
CPX	15.00	10.44	10.90	10.11	11.97	15.45	15.46	12.80	6.91	9.56	9.50	7.78	8.38	11.34	11.32	9.19
PL	36.15	33.07	35.28	37.32	27.99	19.94	23.91	26.91	37.77	29.94	32.87	35.22	34.39	23.65	27.29	29.97
KFS	36.85	—	1.16	4.41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MGT	9.65	8.79	9.07	9.41	4.31	3.92	4.48	4.89	4.09	2.69	3.14	3.42	5.20	3.75	4.30	4.52
ILM	2.59	2.90	3.22	3.10	—	0.54	0.75	0.98	2.32	2.85	2.98	2.99	0.64	1.66	1.82	1.90
AP	2.39	3.07	3.16	3.19	1.91	2.24	2.33	2.59	3.32	2.94	3.04	3.19	2.97	2.62	2.73	2.95
Сумма	99.64	98.37	98.51	98.17	100.42	100.40	100.59	100.05	99.13	99.56	99.70	99.26	99.69	99.90	100.07	99.53
$\Sigma\chi^2$	1.550	0.219	0.315	0.245	0.356	0.350	0.712	0.103	0.028	0.067	0.057	0.091	0.040	0.056	0.307	0.015

Примечание. В моделях 9, 13, 17 и 21 представлен модальный состав пород. В масс-балансовых моделях принято, что исходными являются трахиандезибазальтовые (MN-569, MN-1139, MN-576, MN-1107), а остаточными — трахитовые-трихириодацитовые (MN-1117, MN-1068, MN-1141) составы расплавов. OL — оливин, GL — стекло в матрике пород, остальные обозн. см. в примечании к табл. 8.

Таблица 10.

**Масс-балансовые модели фракционной кристаллизации трахитовых-трахириодацитовых расплавов, исходных для трахириолитов ТТР серии**

Показатель	Номер модели					
	25	26	27	28	29	30
	MN-1068			MN-1141		
	Остаточные трахириолитовые расплавы, мас. %					
MN-1072	—	30.88	—	—	49.90	—
MN-1218	—	—	27.37	—	—	42.85
GL	—	—	—	70.48	—	—
	Кристаллизующиеся фазы, мас. %					
Q	14.80	3.96	3.39	—	—	—
CPX	—	—	—	2.73	2.05	1.98
PL	14.61	13.48	13.16	—	—	—
KFS	67.36	49.14	52.94	25.18	46.67	53.08
MGT	2.56	1.82	2.28	1.58	1.02	1.83
ILM	0.41	0.54	0.45	0.14	0.71	0.54
Сумма	99.73	99.83	99.59	100.10	100.34	100.27
$\Sigma X^2$	0.180	0.161	0.167	1.041	1.041	1.355

Примечание. В моделях 25 и 28 представлен модальный состав пород. В масс-балансовых моделях принято, что исходными являются трахитовые-трахириодацитовые (MN-1068, MN-1141), а остаточными – трахириолитовые (MN-1072, MN-1218) составы расплавов. Q — кварц, остальные обозн. см. в примечании к табл. 8.

из которых кристаллизуется оливин и более кальциевый плагиоклаз (лабрадор-андезин). По-видимому, между расплавами, исходными для оливин-содержащих и безоливиновых трахиандезибазальтов, нет прямой связи. Они могли формироваться в результате локальных вариаций условий кристаллизации исходного базитового (трахибазальтового) расплава по разным эволюционным трендам в промежуточных магматических камерах.

Из основных расплавов, соответствующих составам трахиандезибазальтов MN-569, MN-1139, MN-576 и MN-1107, можно получить с небольшими невязками по оксидам ( $\Delta X^2 < 1$ ) от 31 до 53 мас. % остаточных трахит-трахириодацитовых расплавов с составами как в образцах трахитов-трахириодацитов MN-1117, MN-1068 и MN-1141 при кристаллизации лабрадор-андезина (20—37 мас. %), титан-авгита (10—15 мас. %), титаномагнетита (3—9 мас. %), ильменита (0.5—3 мас. %) и апатита (2—3 мас. %) (см. табл. 9, модели 10—12, 14—16, 18—20, 22—24). Масс-балансовые расчеты показали, что амфибол не участвует во фракционировании трахиандезибазальтовых расплавов (минерал образуется на завершающей стадии формирования матрикса). При эволюции трахитовых расплавов с составами как в образцах MN-1068 и MN-1141 появление трахириолитового остаточного расплава возможно за счет преимущественной кристаллизации K-Na полевого шпата (см. табл. 10, модели 26, 27, 29, 30). Биотит не участвовал во фракционировании трахитовых расплавов. От трахитов к трахириолитам наблюдается снижение концентрации  $P_2O_5$  от 0.1—0.2 мас. % до 0.02—0.05 мас. %, что может быть следствием массовой кристаллизации апатита в исходных трахит-трахириодацитовых расплавах.

Мы не можем провести количественное микроэлементное моделирование процессов кристаллизационной дифференциации без знания точных коэффициентов распределения элементов между минералами и остаточными расплавами. На основе имеющихся данных по составам минералов и пород можно только предполагать на качественном уровне поведение некоторых микроэлементов при эволюции магм из которых формировались породы ТТР серии. Так, увеличение концентрации Ba и снижение концентраций Sr, P при переходе от трахиандезибазальтов к трахитам, наиболее обогащенных Ba (обр. MN-1117), согласуется с моделями фракционной кристаллизации (FC) трахиандезибазальтовых расплавов за счет удаления лабрадора-андезина с примесью Ba и Sr-содержащего апатита. В ряду пород от трахиандезибазальтов до трахитов-трахидацитов практически не было изменений концентраций REE (см. рис. 7), что можно объяснить близкими к единице комбинированными коэффициентами распределения REE между основными кристаллизующимися минералами (плагиоклазом, клинопироксеном, апатитом) и остаточными расплавами. Постепенное снижение концентрации Ba от трахитов (обр. MN-1117) через трахидациты (обр. MN-1068), трахириодациты (обр. MN-1141) к трахириолитам (см. рис. 8) согласуется с моделями FC, где основной фракционирующей фазой является Ba- и Sr-содержащий K-Na полевой шпат. Резкое увеличение в трахириодацитах концентрации REE, Zr и Hf, по-видимому, связано с массо-



вой кристаллизацией в трахитовых расплавах тройного полевого шпата и санидина, не содержащих данные элементы. Подобные экстремальные повышения концентраций характерны для трахитов дифференцированных серий вулканитов, особенно щелочного состава [Перетяжко и др., 2015]. Снижение концентраций REE (преимущественно LREE), а также Zr, Hf и P в трахириолитах могло быть следствием фракционирования циркона, чевкинита-Ce и апатита, обогащенного LREE (в сумме до 4 мас. %). В FC моделях остаточные расплавы должны накапливать несовместимые элементы, не входящие в кристаллизующиеся минералы. Такое поведение элементов-примесей в породах ТТР серии от трахиандезибазальтов до трахириолитов наблюдается для Rb, Ta, Nb, Th, U и Pb (см. рис. 8). Отметим также, что геохимические особенности трахитов-трахириодацитов с содержанием  $\text{SiO}_2 = 66\text{—}74$  мас. % невозможно получить в моделях смешения расплавов, соответствующих по составам наиболее основным и кислым породам ТТР серии (трахиандезибазальтам и трахириолитам).

Трахириодациты-трахириолиты имеют концентрации REE, Rb, Ta, Nb, Th и Pb намного выше таковых для верхней континентальной коры, по [Taylor, McLennan, 1995], (см. рис. 8) и не могли образоваться за счет ее полного плавления. На диаграмме Th/Yb—Ta/Yb точки пород трахитового ряда и трахириолитов находятся в тренде фракционной кристаллизации от исходных трахиандезибазальтовых расплавов, а точка среднего состава верхней континентальной коры и тренд AFC (фракционной кристаллизации и контаминации корового вещества) находятся в стороне от поля пород ТТР серии (см. рис. 15). Данные по минералогическим особенностям и изотопии кислорода (значение  $\delta^{18}\text{O}$  меняется от 9.4 до 10.9 ‰ вне зависимости от содержания  $\text{SiO}_2$ , см. табл. 6) пород трахитового ряда и трахириолитов не дают нам оснований предполагать большой вклад ассимилированного корового вещества в составы трахит-трахириолитовых расплавов. По данным Sr-Nd изотопной систематики (см. рис. 13), при магматической эволюции изотопный состав Nd в породах ТТР серии оставался практически неизменным, что подтверждается близкими концентрациями Sm и Nd, а также постоянством отношения Sm/Nd (см. рис. 7). При этом величина  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  зависит от концентрации Sr в породах ТТР серии и, соответственно, от степени фракционирования исходных для них расплавов. Как следует из диаграммы  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0\text{—}1/\text{Sr}\cdot 1000$  (см. рис. 14), значение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  значительно увеличивается с ростом кремнекислотности пород в ряду: трахиандезибазальт (0.7053—0.7057) — трахит, трахидацит (0.7067—0.7068) — трахириодацит, трахириолит (0.7080—0.7093). Подобное закономерное изменение первичного изотопного отношения Sr в зависимости от величины  $1/\text{Sr}\cdot 1000$  для пород ТТР серии объясняется как процессами фракционной кристаллизации исходных для них расплавов, так и ассимиляцией этими расплавами корового вещества (вектор AFC, см. рис. 14). Отметим, что при магматической эволюции формировались все более кислые расплавы, в которых повышалось отношение Rb/Sr за счет увеличения концентрации Rb и снижения содержания Sr (см. рис. 8). Дифференцированные расплавы (трахит-трахириодацитовые и трахириолитовые) с большими вариациями Rb/Sr отношения и разной величиной  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$  могли накапливаться в изолированных магматических камерах. Обоснование AFC модели эволюции изотопного состава пород ТТР серии требует в дальнейшем проведения численного моделирования процесса ассимиляции этими расплавами корового вещества и, вероятно, флюидной фазы коровой природы, обогащенных в разной степени радиогенным стронцием.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая геологические, минералогические, изотопно-геохимические данные по породам ТТР серии Нилгинской депрессии, мы приходим к выводу, что они формировались в результате близких по времени извержений основных, средних и кислых магм, проходивших в раннемеловое время около 120 млн лет назад. Трахиандезибазальты являются высокотитановыми, низкомагнезиальными, высококальциевыми и обогащенными  $\text{P}_2\text{O}_5$  дифференцированными породами. Они имеют умеренно обогащенный изотопный состав стронция  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70526\text{—}0.70567$  и близкие к нулевым либо слабоотрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , что может указывать на образование исходных для них базитовых расплавов за счет частичного плавления мантийных пород, в формировании которых принимали участие расплавы из умеренно истощенного источника PREMA и обогащенного источника EM-II. При этом также допускается ассимиляция мантийными базитовыми расплавами 10—15 % вещества верхней континентальной коры.

Форма нормированных к составу примитивной мантии распределений элементов с небольшим минимумом Nb-Ta, выпуклым относительно базальтов OIB-типа спектром от K до Y и максимумом Pb, а также изотопные характеристики для Rb-Sr и Sm-Nd систем являются типичными для позднемезозойских рифтогенных базальтоидных пород, широко развитых на обширной территории Монголии и Забайкалья, что позволяет уверенно отличать их по геохимическим особенностям как от позднепалеозойских-раннемезозойских, так и от кайнозойских основных вулканитов рифтовых областей Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Высокие концентрации Ti в трахиандезибазах, а также схожесть их геохимических характеристик с базальтами зон субдукции и OIB-типа связаны с геохимическими особенностями базитовых расплавов, образованных при частичном плавлении мантийных пород, метасоматизированных и гидратированных в ходе предшествующих субдукционных процессов. Предполагается, что в период от позднего палеозоя до конца мезозоя в центрах вулканической активности Северной и Центральной Азии произошло перемещение очагов магмогенерации от менее глубинного и более гидратированного к более глубинному и менее гидратированному источнику литосферной мантии (от шпинелевого к гранатосодержащему перидотиту). Базитовые расплавы, исходные для основных пород этого временного интервала, формировались за счет плавления 0.1—5.0 мас. % протолита, в котором соотношение гранатового к шпинелевому перидотиту изменялось от 30/70 до 80/20. Мантийные породы, в минеральном составе которых присутствует гранат, по-видимому, находились в литосферной мантии на глубинах более 55—60 км.

Данные масс-балансового моделирования, особенности геохимии и минерально-фазового состава пород ТТР серии наилучшим образом описываются моделями фракционной кристаллизации трахиандезибазальтовых, трахитовых и трахириодацитовых расплавов. По масс-балансовым расчетам трахитовые и трахидацитовые расплавы формировались после кристаллизации в трахиандезибазальтовых расплавах лабрадора-андезина, титан-авгита, Sr-содержащего апатита, титаномагнетита и ильменита. Эволюция от трахитовых до трахириодацитовых и трахириолитовых расплавов была возможна за счет преимущественной кристаллизации K-Na полевого шпата, а также участия в процессах фракционирования циркона, чевкинита-Ce и апатита, обогащенного LREE. Остаточные расплавы среднекислого состава (трахитовые, трахириодацитовые, трахириолитовые), образованные при эволюции разных по составу исходных магм (соответственно трахиандезибазальтовых, трахитовых и трахириодацитовых), могли перемещаться в верхние горизонты континентальной коры и накапливаться в изолированных магматических камерах. Изотопные данные свидетельствуют о контаминации этими расплавами некоторого количества корового вещества (AFC модель).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 16-05-00518, 17-05-00928) и программы ФНИ № 0350-2016-0029.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Батульзий Д., Антипин В.С., Перепелов А.Б.** Восточно-Монгольский вулканический пояс (ВМВП): геодинамические условия формирования и ассоциирующее оруденение // Известия Сиб. отд. секции наук о Земле РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений, 2011, т. 39, № 2, с. 61—69.

**Воронцов А.А., Ярмолюк В.В.** Эволюция вулканизма Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области в позднем мезозое и кайнозое // Вулканология и сейсмология, 2007, № 4, с. 3—28.

**Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В.** Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 510—531.

**Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицына Т.Ю.** Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 920—946.

**Казимировский М.Э., Сандмирова Г.П., Пахольченко Ю.А.** Геохимия и Sr-изотопные характеристики магматических пород Западно-Усуглинской бимодальной вулканоплутонической ассоциации (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>, Забайкалье) // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (6), с. 951—967.

**Козлов В.Д., Ефремов С.В., Дриль С.И., Сандмирова Г.П.** Геохимия, изотопная геохронология и генетические черты Верхнеундинского гранитоидного батолита (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2003, № 4, с. 408—424.

**Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Саватенков В.М., Ковач В.П.** Источники базальтоидного магматизма в условиях рифтогенеза на активной континентальной окраине (на примере бимодальной ассоциации хребтов Ноён и Тост позднепалеозойской Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны, Южная Монголия) // Петрология, 2006, т. 14, № 4, с. 358—383.

**Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В.** Мантийные плумы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 153—184.

**Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В.** Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий микроскоп? // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (8), с. 1473—1482.

**Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличинко В.Г., Булнатов А.Н., Дриль С.И., Кирилова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.

**Первов В.А., Дрынкин В.И., Керзин А.Л., Келлер Й.** Геохимия субщелочных вулканических серий двух стадий позднемезозойской тектономагматической активизации Юго-Западного Забайкалья // Геохимия, 1987, № 6, с. 798—811.

**Перетяжко И.С.** CRYSTAL — прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // Зап. ВМО, 1996, № 3, с. 141—148.

**Перетяжко И.С., Савина Е.А.** Силикатно-железистая жидкостная несмесимость в риолитовой магме // ДАН, 2014, т. 457, № 6, с. 704—709.

**Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Павлова Л.А.** Силикатно-железистые флюидные среды в риолитовой магме: данные изучения риолитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология, 2014, т. 22, № 3, с. 287—326.

**Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С.** Комендиты и пантеллериты вулкана Немрут (Восточная Турция): условия образования и взаимосвязи между трахит-комендитовыми, комендитовыми и пантеллеритовыми расплавами // Петрология, 2015, т. 23, № 6, с. 624—672.

**Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Дмитриева А.С.** Несмесимость фторидно-кальциевого и силикатного расплава в трахириолитовой магме: данные изучения кислых вулканитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология, 2018, т. 26, № 4, с. 400—424.

**Петрографический кодекс России.** Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 2009, 200 с.

**Покровский Б.Г.** Коровая контаминация мантийных магм. М., Наука, 2000, 230 с.

**Сасим С.А., Дриль С.И.** Геохимия и Sr-Nd изотопная систематика пород шошонитовой и трахибазальтовой серий на примере мезозойских вулканитов Ингодинской, Усуглинской и Александрово-Заводской рифтогенных впадин Восточного Забайкалья // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. Вып. 11. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2013, с. 202—204.

**Сасим С.А., Дриль С.И., Травин Т.А., Владимирова Т.А., Герасимов Н.С., Носкова Ю.В.** Шошонит-латитовая серия Восточного Забайкалья:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  возраст, геохимия и Sr-Nd изотопный состав пород акатуевской вулканоплутонической ассоциации Александрово-Заводской впадины // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 962—982.

**Таусон Л.В., Антипин В.С., Захаров М.Н., Зубков В.С.** Геохимия мезозойских латитов Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1984, 214 с.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.** Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое—раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // ДАН, 2000, т. 375, № 4, с. 525—530.

**Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Самойлов В.С.** Динамика формирования и магматизм позднемезозойской-кайнозойской Южно-Хангайской горячей точки мантии (Монголия) // Геотектоника, 1994, № 5, с. 28—45.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г.** Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.

**Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И.** Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое—кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология, 1998, т. 6, № 2, с. 115—138.

**Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.** Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника, 2000, № 5, с. 3—29.

**Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И., Покровский Б.Г.** Магматизм и геодинамика Южно-Байкальской вулканической области (горячей точки мантии) по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, O) исследований // Петрология, 2003, т. 11, № 1, с. 3—34.

**Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М.** Позднепалеозойский-раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология, 2013, т. 21, № 2, с. 115—142.

**Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И.** Позднемезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М., Наука, 1978, 167 с. (Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 24).

**Фрих-Хар Д.И., Лучицкая А.И.** Континентальный вулканизм Монголии // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Гл. IV. Мезозойский вулканизм. Вып. 36. 1983, с. 158—169.

**Adam J., Green T.** Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour // *Contr. Miner. Petrol.*, 2006, v. 152, p. 1—17.

**Bars A., Miao L., Fochin Z., Baatar M., Anaad C., Togtokh K.** Petrogenesis and tectonic implication of the Late Mesozoic volcanic rocks in East Mongolia // *Geol. J.*, 2018, p. 1—22.

**Batulzii D., An Y., Neng J., Bayartsengel T., Baofu H.** Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia: Constraints on their tectonic origin // *Gondwana Res.*, 2015, v. 27, p. 281—299.

**De Paolo D.J.** Neodymium isotope geochemistry — An introduction. Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, 1988, 181 p.

**Donskaya N.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V.** Late Paleozoic—Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 79—97.

**Foley S.F., Jenner G.A., Jackson S.E., Fryer B.J.** Trace element partition coefficient between phlogopite, clinopyroxene and matrix in an alkaline lamprophyre from Newfoundland, Canada // *Miner. Mag.*, 1994, v. 58A, p. 280—281.

**Furman T., Bryce J.G., Karson J., Iotti A.** East African rift system (EARS) plume structure: insights from Quaternary mafic lavas of Turkana, Kenya // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, p. 1069—1088.

**Green T.H.** Significance of Nb/Ta as indicator of geochemical processes in the crust-mantle system // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 347—359.

**Hawkesworth C.J., Callaghelemer K., Hergt J.M., McDermott F.** Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // *Philos. Trans. R. Soc. London*, 1993, A 342, p. 179—191.

**Kelemen P.B., Hanghoj K., Greene A.R.** One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on geochemistry*. Elsevier Ltd., 2003, v. 3, p. 593—659.

**Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A.** Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.*, 2010, v. 102, № 1-2, p. 29—59.

**McCulloch M.T., Gamble J.A.** Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, v. 102, p. 358—374.

**McDonough W.E., Sun S.** The composition of the Earth // *Chem. Geol.*, 1995, v. 120, p. 223—253.

**McKenzie D., O’Nions R.K.** Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 1021—1091.

**Taylor S.R.** Island arc models and the composition of the continental crust // *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing, Ser., 1, 1977, p. 325—335.

**Taylor S.R., McLennan S.M.** The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.*, 1995, v. 33, № 2, p. 241—265.

**Thirlwall M.F., Upton B.G.J., Jenkins C.** Interaction between continental lithosphere and the Iceland plume—Sr—Nd—Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland // *J. Petrol.*, 1994, v. 35, p. 839—879.

**Palme H., O’Neill H.St.C.** Cosmochemical estimates of mantle composition // *Treatise on geochemistry*, Elsevier Ltd., 2003, v. 2, p. 1—38.

**Peters T.J., Menzies M., Thirlwall M., Kyle P.** Zuni-Bandera volcanism, Rio Grande, USA — melt formation in garnet and spinel facies mantle straddling the asthenosphere—lithosphere boundary // *Lithos*, 2008, v. 102, p. 295—315.

**Ryerson F.J., Watson E.B.** Rutile saturation in magmas: Implications for Ti—Nb—Ta depletion in island-arc basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1987, v. 86, p. 225—239.

**Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I.** A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 106, p. ECV 5-1—ECV 5-21.

*Поступила в редакцию  
20 марта 2018 г.*