СОДЕРЖАНИЕ

Том 28, номер 5, 2020

Pb и Nd изотопная систематика гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая как отражение процессов корообразования в Центрально-Азиатском орогенном поясе

В. М. Саватенков, А. М. Козловский, В. В. Ярмолюк, С. Н. Руднев, Ц. Оюунчимэг 451

Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей

Т. А. Емельянова, А. М. Петрищевский, Л. А. Изосов, Н. С. Ли, А. А. Пугачев 468

Плавленые породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования

Е. А. Савина, И. С. Перетяжко, Е. А. Хромова, В. Е. Глушкова 482

Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района: петрогеохимические характеристики и рудоносность

С. Ф. Служеникин, К. Н. Малич, Д. М. Туровцев, А. В. Григорьева, И. Ю. Баданина 511

Фракционирование изотопов кислорода в системе фенокрист–расплав: оценка равновесий в щелочных лавах вулкана Чанбайшань (Северо-Восточный Китай)

Е. О. Дубинина, О. А. Андреева, А. С. Авдеенко, И. А. Андреева, Ji Jianqing 545

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 5, с. 451–467

УДК 552.2:551.72 (571.5)

Pb И Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ГРАНИТОИДОВ ОЗЁРНОЙ ЗОНЫ, МОНГОЛЬСКОГО И ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ КОРООБРАЗОВАНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОМ ОРОГЕННОМ ПОЯСЕ[1]

© 2020 г. В. М. Саватенков[a, b, *], А. М. Козловский[c, **], В. В. Ярмолюк[c], С. Н. Руднев[d], Ц. Оюунчимэг[e]

[a] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия
[b] Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия
[c] Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия
[d] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
[e] Институт геологии Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия
*e-mail: v.m.savatenkov@ipgg.ru
**e-mail: amk@igem.ru

Поступила в редакцию 15.01.2019 г.
После доработки 24.11.2019 г.
Принята к публикации 29.12.2019 г.

Изученные изотопные характеристики Pb и Nd гранитоидов, прорывающих комплексы Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая, иллюстрируют особенности процессов роста континентальной коры разнородных террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса. В пределах поздненеопротерозой–раннепалеозойской ювенильной коры Озёрной зоны были изучены гранитоиды островодужного, аккреционного и постаккреционного этапов, формировавшиеся в интервале ~535–440 млн лет назад. Их изотопные характеристики Pb и Nd не отличаются между собой и иллюстрируют доминирование ювенильного материала в источнике гранитоидов всех трех этапов. Незначительное участие осадков в источнике гранитоидов обеспечивает дисперсию изотопного состава Pb при слабом влиянии на изотопный состав Nd. В пределах Монгольского и Гобийского Алтая исследовались среднепалеозойские (~380–355 млн лет) синкинематические и позднепалеозойские (~350–270 млн лет) посткинематические гранитоиды. Изотопные составы Pb и Nd этих гранитоидов отражают значительную неоднородность их источника, которым являлись преимущественно терригенные породы Алтайского аккреционного клина, в разной степени метаморфизованные от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Доминирующим поставщиком материала для терригенных осадков служили комплексы ювенильной коры Озёрной зоны при подчиненном участии Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов, поставляющих материал с высокорадиогенными Pb и Nd. Изотопные характеристики Pb в гранитоидах Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая, а также Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) показывают, что их мантийный источник обладает повышенным отношением Th/U по сравнению с деплетированной мантией (Kramers, Tolstikhin, 1997). Это является отличительной чертой деплетированного мантийного источника Палеоазиатской провинции. Террейны с ювенильной континентальной корой Центрально-Азиатского орогенного пояса (Озёрная зона и Заалтайская Гоби) формировались в различных палеотектонических условиях. Островодужные комплексы Озёрной зоны развивались вблизи докембрийских Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов, которые поставляли терригенный материал с высокорадиогенным Pb в источники гранитоидов. Заалтайская Гоби представляла собой систему энсиматических островных дуг, отделенных от Сибирского палеоконтинента зоной субдукции под континент, препятствовавшей выносу древнего терригенного материала с континента.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский орогенный пояс, граниты, изотопный состав Pb и Nd, источники магматических пород, корообразование

DOI: 10.31857/S0869590320050040

ВВЕДЕНИЕ

Проблема формирования ювенильной коры остается предметом активных дискуссий. Как, когда и за счет каких источников она образуется, какие процессы определяют ее состав и строение? Все эти вопросы еще далеки от окончательного решения. Яркой иллюстрацией этому служит Центрально-Азиатский орогенный пояс (ЦАОП), кора которого в значительно мере имеет ювенильную природу. В структурах пояса преобладают породы позднедокембрийских, ранне- и среднепалеозойских офиолитовых комплексов, океанических ост-

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0869590320050040 для авторизованных пользователей.

ровов и энсиматических островных дуг, а также продукты их разрушения (Коваленко и др., 1996б, 2004; Ковач и др., 2011; Ярмолюк и др., 2012; Jahn, 2004; Jian et al., 2014; Kovalenko et al., 2004; Kröner et al., 2014; Kuzmichev et al., 2005; Lehmann et al., 2010; Xiao et al., 2009; Yarmolyuk et al., 2008). Геохимические и изотопные характеристики этих пород свидетельствуют об их образовании при ведущем участии деплетированных мантийных источников. В то же время в состав новообразованной коры значительный вклад вносят терригенные осадки, формирующиеся в обстановках окраинных морей и на активных континентальных окраинах. Нередко основным источником сноса для таких осадков являются кристаллические породы значительно удаленных древних континентальных блоков. Вовлечение этих осадков в область плавления может существенно изменять изотопные характеристики новообразованной коры.

Значительную информацию о структуре и возрасте формирования континентальной коры дают исследования изотопного состава Nd гранитоидов, возникших на завершающих стадиях аккреционно-складчатых процессов и постаккреционных этапах (Ярмолюк и др., 2012; Kovalenko et al., 2004; Wang et al., 2009; Tong et al., 2014). Полученные на их основе оценки изотопных параметров коры ($\varepsilon_{Nd}(T)$) в существенной мере зависят от природы исходных мантийных и коровых компонентов, участвовавших в корообразовании. Однако изотопные характеристики коровых компонентов, как правило, устанавливаются с большими допущениями. Необходимую уточняющую информацию о корообразующих процессах в Центрально-Азиатском регионе могут дать результаты изучения других изотопных систем в гранитах, в частности U-Th-Pb, позволяющей не только выявлять мантийный или коровый источник гранитоидов, но также идентифицировать тип корового источника (нижняя или верхняя кора), время отделения коры от мантии (Zartman, Doe, 1981; Hala, 2018).

Ранее предпринимались попытки охарактеризовать изотопный состав Pb разновозрастных палеоокеанических комплексов ЦАОП, в частности поздненеопротерозойских офиолитов Тувы (Pfander et al., 2002) и среднепалеозойских островодужных комплексов Южной Монголии и Северного Китая (Dolgopolova et al., 2013; Liu et al., 2014). Эти изотопные исследования были выполнены для зеленокаменно измененных вулканических пород, в которых U-Th-Pb изотопная система могла быть в той или иной степени нарушенной. В результате был установлен большой разброс первичных изотопных характеристик Pb в изучаемых породах, что не позволило в должной мере охарактеризовать особенности изотопного состава Pb источников, участвовавших в корообразовании этих структурных зон. В то же время изучение U-Th-Pb изотопной системы гранитоидов, локализованных в среднепалеозойских (герцинских) структурах Заалтайской Гоби (Южная Монголия) (Саватенков и др., 2016) и Хангайской группы террейнов Центральной Монголии (Саватенков и др., 2018), показало, что их изотопные составы Pb могут отражать особенности U-Th-Pb изотопной систематики вмещающей их коры. Это позволило применить такой же подход к изучению поздненеопротерозойских–раннепалеозойских (каледонских), структур ЦАОП, в строении которых существенная доля принадлежит гранитам, возникшим на разных этапах формирования и преобразования континентальной коры: островодужном, аккреционном, постаккреционном, окраинно-континентальном и анорогенном (Руднев и др., 2009; Козаков и др., 2007, 2019; Крук 2015; Ковач и др., 2011; Ярмолюк и др., 2011; Kruk et al., 2011; Kozlovsky et al., 2015). Анализ их геохимических и Nd-изотопных характеристик показал, что гранитообразование происходило за счет вмещающих пород вулканических и терригенно-осадочных комплексов (Руднев и др., 2009; Козаков и др., 2007; Ковач и др., 2011). Это позволяет предполагать, что изотопный состав Pb в этих гранитах должен характеризовать также и U-Th-Pb изотопную систематику их протолита. Цель настоящей работы – оценка роли различных источников вещества в процессах роста континентальной коры поздненеопротерозойских–раннепалеозойских тектонических структур ЦАОП: ювенильной коры Озёрной зоны и аккреционного клина Монгольского и Гобийского Алтая, на основе данных об изотопном составе Pb и Nd гранитоидов, распространенных в пределах этих структур.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для исследования изотопного состава Pb и Nd гранитоидов были использованы как новые образцы, так и образцы, по которым ранее уже были получены геохимические и Nd-изотопные характеристики (Козаков и др., 2007; Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2016). Полная информация о составах изученных пород приведена в Supplementary[2]. Положение основных гранитоидных массивов и тектонических блоков, вмещающих гранитоиды, показано на рис. 1.

Озёрная зона

Озёрная зона ЦАОП (рис. 1) сложена комплексами поздненеопротерозойских–кембрийских островных дуг, океанических островов, аккреци-

[2] Геохимическая и изотопная (Nd, Pb) характеристика гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая представлена в таблице ESM_1.xls (Supplementary) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно.

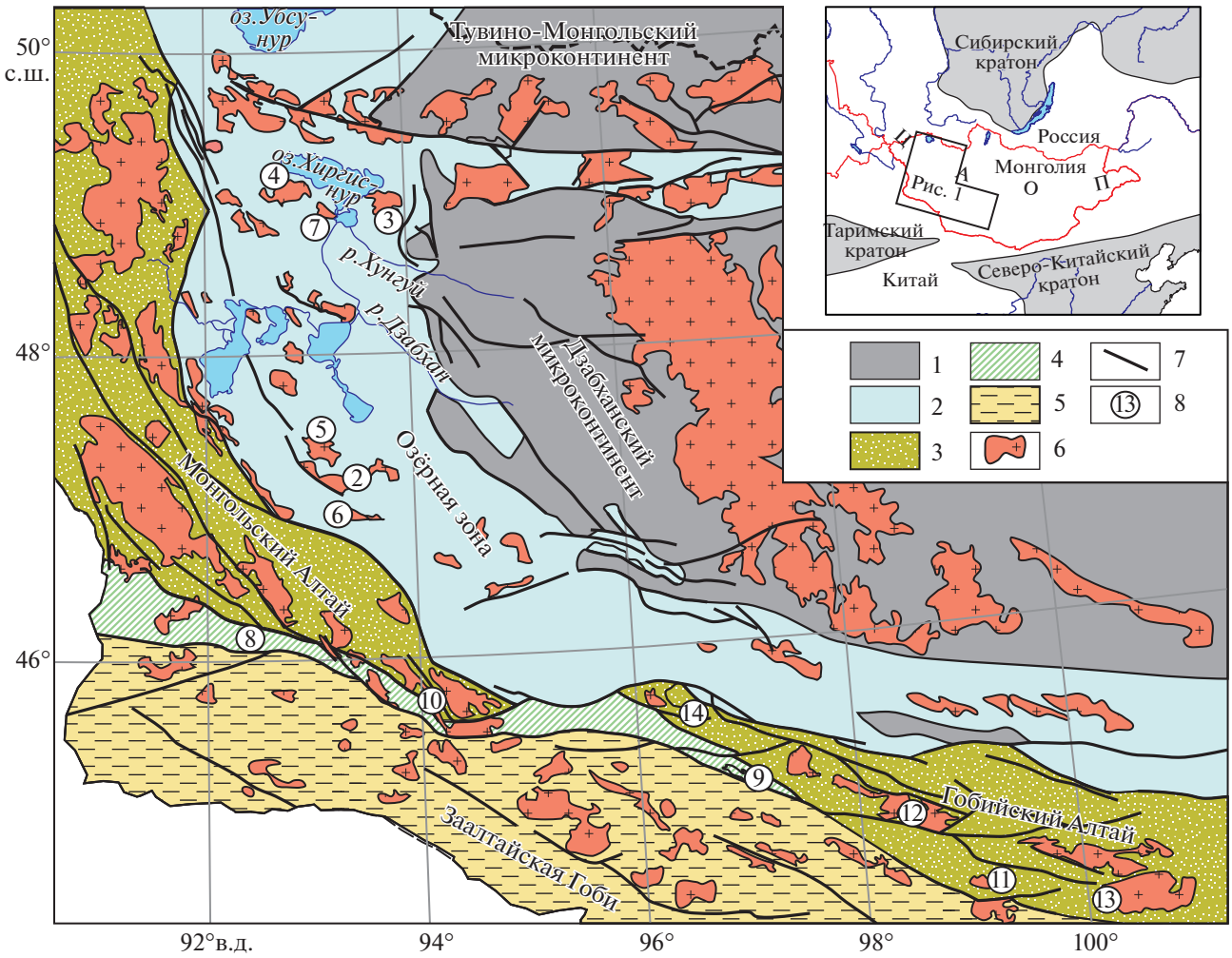

Рис. 1. Схема тектонического районирования Западной Монголии и размещение изученных палеозойских гранитоидных массивов.
1 – микроконтиненты с раннедокембрийским–ранненеопротерозойским основанием; 2 – поздненеопротерозойские–раннепалеозойские комплексы ювенильной коры Озёрной зоны; 3, 4 – раннепалеозойские метатерригенные комплексы Алтайского аккреционного клина: 3 – неметаморфизованные и зеленокаменно метаморфизованные, 4 – полиметаморфические до амфиболитовой и гранулитовой фации; 5 – среднепалеозойские комплексы ювенильной коры Заалтайской Гоби; 6 – палеозойские гранитоиды нерасчлененные; 7 – главные разломы; 8 – номера изученных гранитоидных массивов, соотвествующие таковым в табл. 1.

онных призм и задуговых бассейнов. В конце кембрия они были аккретированы с Тувино-Монгольским и Дзабханским микроконтинентами в состав раннепалеозойского супертеррейна ЦАОП (Коваленко и др., 1996б; Ярмолюк и др., 2011; Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2012). Все стадии формирования Озёрной зоны сопровождались разнообразной магматической активностью, что привело к появлению здесь многочисленных гранитоидных массивов. В островодужную стадию в интервале ~570–520 млн лет назад и на аккреционном этапе ~510–485 млн лет назад формировались преимущественно высокоглиноземистые породы: тоналиты, плагиограниты и диориты (Руднев и др., 2009). На постаккреционном этапе ~475–450 млн лет назад образовались породы диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации.

Состав гранитоидов Озёрной зоны широко изучался в ходе последних десятилетий (Ковач и др., 2011; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2016; Ярмолюк и др., 2011). Как видно из диаграмм, характеризующих вариации содержаний главных компонентов (рис. 2), а также микроэлементов (рис. 3), поля составов пород ранних островодужного и аккреционного этапов перекрываются между собой и характеризуются низкой щелочностью и равным числом метаглиноземистых и пересыщенных глиноземом пород. Гранитоиды постаккреционного

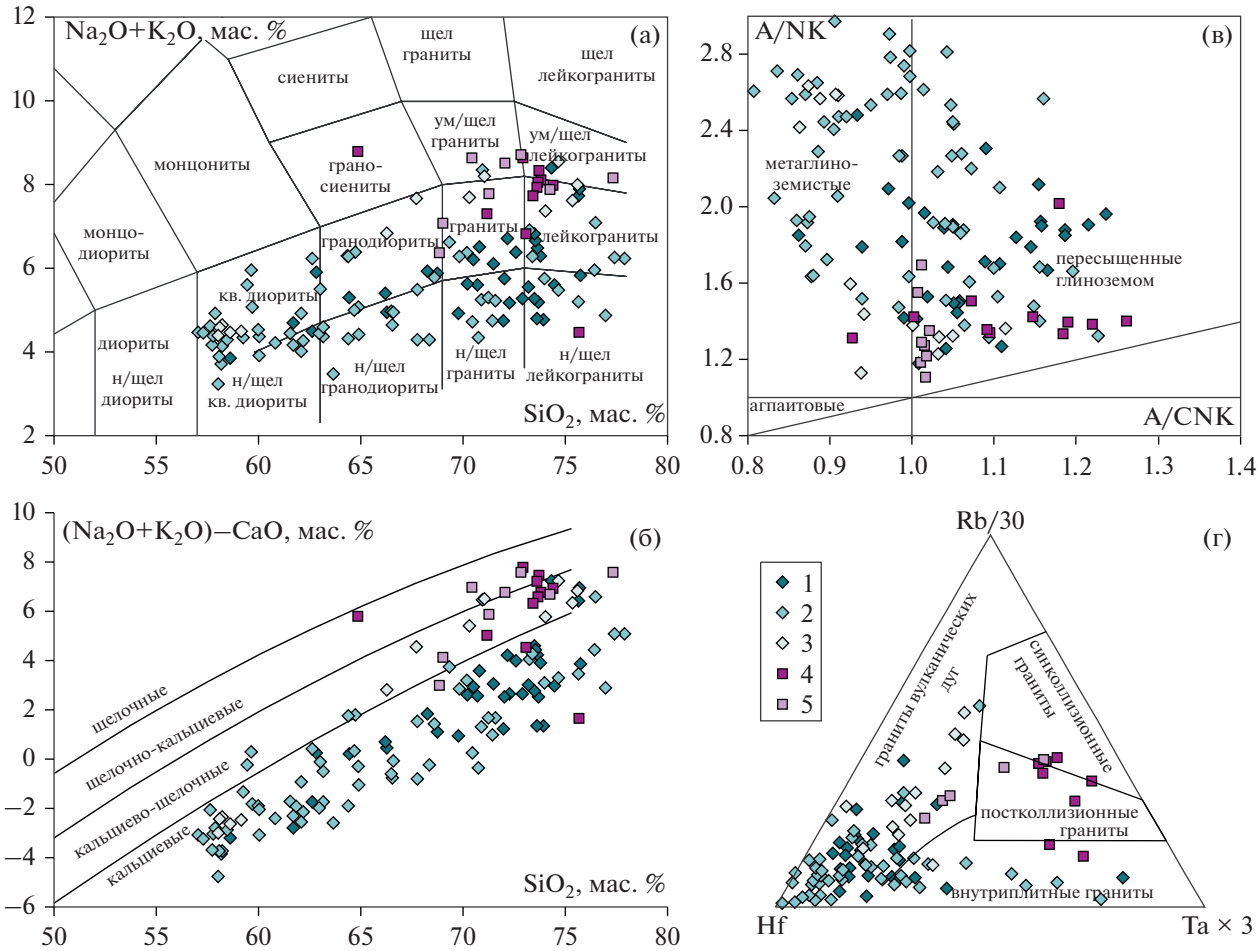

Рис. 2. Петрохимические классификационные диаграммы для гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая: (а) – SiO_2–(Na_2O+K_2O) по (Петрографический ..., 2009); (б) – SiO_2–(Na_2O + K_2O)–CaO по (Frost et al., 2001); (в) – A/NK–A/CNK по (Maniar, Piccoli, 1989); (г) – Hf–Rb–Ta по (Harris et al., 1986). 1–3 – раннепалеозойские гранитоиды Озёрной зоны: 1 – островодужного этапа, 2 – аккреционного этапа, 3 – постаккреционного этапа; 4, 5 – гранитоиды Монгольского и Гобийского Алтая: 4 – среднепалеозойские синкинематические, 5 – позднепалеозойские посткинематические. Данные химического состава гранитоидов по (Ковач и др., 2011; Козаков и др., 2007; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2016; Ярмолюк и др., 2011).

этапа отличаются от них повышенной щелочностью. По тектонической классификации (Harris и др., 1986) гранитоиды всех трех групп попадают, главным образом, в поле гранитов вулканических дуг (рис. 2г). Спектры распределения микроэлементов (рис. 3а) в гранитоидах всех трех этапов идентичны между собой и отличаются характерными надсубдукционными особенностями: минимумы Nb, Ta, Ti, максимумы Rb, Ba, K, Sr. По первичным изотопным характеристикам Nd гранитоиды разных этапов формирования коры Озёрной зоны также практически не различаются между собой и совпадают с соответствующими параметрами вмещающих их офиолитовых и островодужных комплексов (рис. 4).

Монгольский и Гобийский Алтай

Структуры Монгольского и Гобийского Алтая обрамляют с юга и юго-запада поздненеопротерозойские–кембрийские палеоокеанические комплексы Озёрной зоны. Здесь распространены преимущественно раннепалеозойские терригенные, карбонатно-терригенные породы с подчиненной долей вулканогенного материала, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой (до гранулитовой) фаций. Эта мощная (до 4–6 км) терригенная толща представляет собой турбидиты аккреционного клина, формировавшиеся на активной континентальной окраине Сибирского палеоконтинента (Козаков и др., 2019; Jiang et al., 2017). Среди осадков доминируют граувакки, то есть они образовались в основном за счет разру-

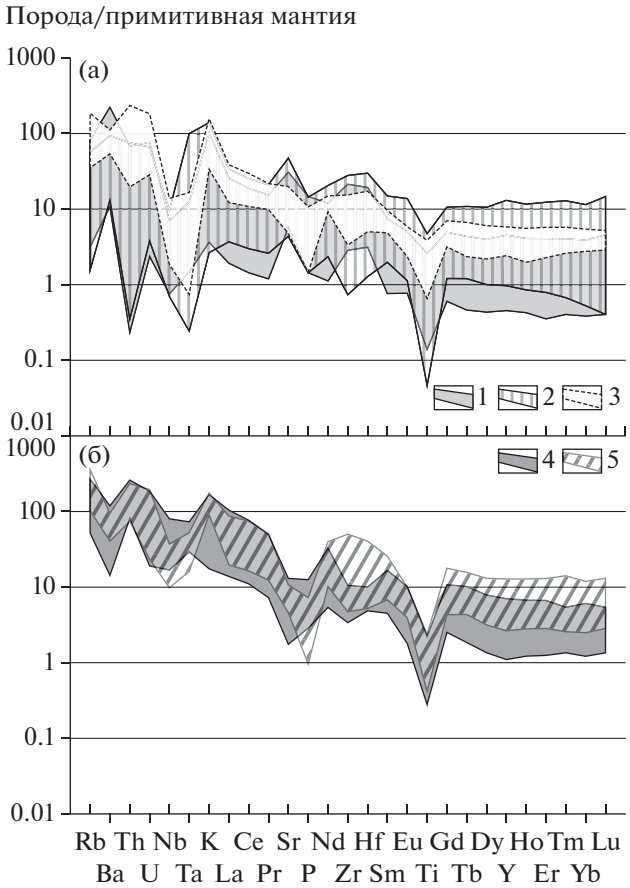

Рис. 3. Нормированные к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) концентрации микроэлементов в гранитоидах Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая.
1–3 – раннепалеозойские гранитоиды Озёрной зоны: 1 – островодужного этапа, 2 – аккреционного этапа, 3 – постаккреционного этапа; 4, 5 – гранитоиды Монгольского и Гобийского Алтая: 4 – среднепалеозойские синкинематические, 5 – позднепалеозойские посткинематические. Концентрации микроэлементов в гранитоидах по (Ковач и др., 2011; Козаков и др., 2007; Руднев и др., 2009, 2012, 2013, 2016; Ярмолюк и др., 2011).

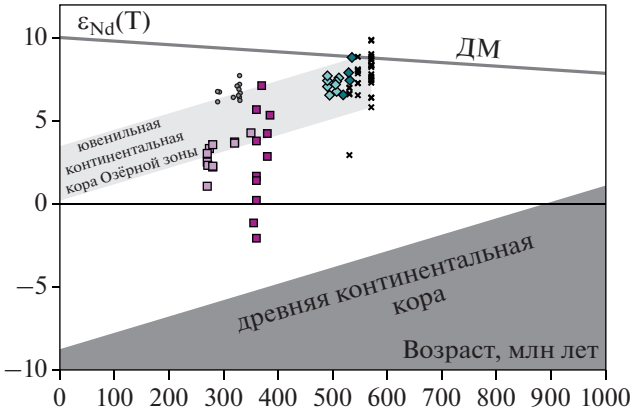

Рис. 4. Диаграмма изменения изотопного состава в гранитах в зависимости от возраста Nd (ε_{Nd}(T)).
ДМ – линия эволюции деплетированной мантии. Косые крестики – изотопный состав Nd пород островодужных и офиолитовых комплексов Озёрной зоны по (Коваленко и др., 1996а; Ковач и др., 2011); серые кружки – изотопный состав Nd гранитоидов Заалтайской Гоби по (Саватенков и др., 2016). Другие условные обозначения см. на рис. 2.

шения ювенильных вулканогенных комплексов. Спектр возрастов детритовых цирконов указывает на значительную роль раннепалеозойских пород в источнике осадков (Jiang et al., 2017), но также свидетельствует о подчиненном участии более древних комплексов. Эти данные указывают на то, что терригенные породы формировались преимущественно за счет разрушения пород Озёрной зоны и расположенных к северо-востоку от нее Дзабханского и Тувино-Монгольского микроконтинентов, возраст фундамента которых варьирует от архея до неопротерозоя (Козаков и др., 2003, 2017; Ярмолюк и др., 2017; Летникова и др., 2017; Kuzmichev et al., 2001, 2005; Kröner et al., 2015).

Терригенные комплексы Монгольского и Гобийского Алтая вмещают многочисленные массивы средне- и позднепалеозойских гранитоидов, которые по геологическому положению подразделяются на две группы. В первую группу входят граниты, локализованные среди глубоко метаморфизованных кристаллических комплексов. Формирование этих гранитов происходило в среднем палеозое в интервале ~400–360 млн лет назад одновременно с региональным метаморфизмом (Козаков и др., 2007, 2019), в связи с чем они могут рассматриваться как синкинематические. Граниты слагают преимущественно жильные тела или небольшие массивы и представлены гранатсодержащими двуслюдяными разностями, аплитами или пегматоидными гранитами. По химическому составу породы этой группы преимущественно отвечают гранитам и лейкогранитам повышенной щелочности (кальциево-щелочным и щелочно-кальциевым по (Frost et al., 2001)) пересыщенным глиноземом (A/CNK до 1.26) (рис. 2), что хорошо согласуется с их минеральным составом. Их микроэлементные характеристики сходны с составами синколлизионных, постколлизионных и внутриплитных гранитов (Harris et al., 1986).

Во вторую группу входят массивные преимущественно биотитовые гранитоиды, слагающие массивы площадью до ~1500 км^2, занимающие отчетливое посткинематическое положение. Они формировались в позднем палеозое в интервале ~330–270 млн лет (Козаков и др., 2007). По составу породы этой группы (рис. 2) также отвечают гранитам и лейкогранитам повышенной щелочности (кальциево-щелочным и щелочно-кальци-

евым по (Frost et al., 2001)), однако они не столь пересыщенны глиноземом (A/CNK до 1.02). На дискриминационной диаграмме (Harris et al., 1986) часть составов попадает в поля синколлизионных и постколлизионных гранитов, а часть смещена в область гранитов вулканических дуг. На диаграммах нормированных концентраций микроэлементов (рис. 3б) эти гранитоиды близки к гранитоидам первой группы, отличаясь от них повышенными концентрациями Zr, Hf и тяжелых редкоземельных элементов при более выраженном Ta-Nb минимуме.

В целом гранитоиды обеих групп Монгольского и Гобийского Алтая отличаются от гранитоидов Озёрной зоны не столь выраженным минимумом Nb и Ta, наличием минимума Sr и более высокими концентрациями легких редкоземельных элементов, Rb, Th, U (рис. 3). Это хорошо согласуется с доминированием осадочных пород аккреционного клина в источнике гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая.

В тектоническом отношении среднепалеозойские синкинематические гранитоиды связываются с субдукцией океанической коры Палеоазиатского океана под Алтайскую активную окраину Сибирского палеоконтинента и с последующей аккрецией к ней системы энсиматических островных дуг Заалтайской Гоби и Восточной Джунгарии (Козаков и др., 2019). Позднепалеозойские посткинематические гранитоиды формировались вне связи с субдукционными процессами в анорогенной или постколлизионной обстановке (Козаков и др., 2007; Kozlovsky et al., 2015). Однако сходство составов этих разновозрастных и различающихся по геодинамической позиции гранитоидов свидетельствует о единстве плавящегося протолита, хотя и с большой долей его неоднородности.

МЕТОДИКА ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Sm-Nd изотопные анализы гранитоидов проводились в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД, г. Санкт-Петербург). После дробления и истирания валовой пробы навеска 100 мг разлагалась в смеси концентрированных кислот HF-HNO_3-$HClO_4$ при 120°C в течение 48 ч. Перед разложением к пробе добавлялся смешанный трассер ^{149}Sm-^{150}Nd для определения концентраций Sm и Nd методом изотопного разбавления. Выделение суммы РЗЭ проводилось на ионообменной смоле BioRad AG1-X8 200–400 меш. После этого Sm и Nd выделялись на ионообменный смоле Ln-resin.

Определение изотопного состава Nd проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton. Величина холостого опыта составляла: 0.3 нг для Sm, 0.5 нг для Nd. Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандарта JNdi-1 (Tanaka et al., 2000) (^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512115). За период измерений величина ^{143}Nd/^{144}Nd в стандарте JNdi-1 составила 0.512098 ± 9 (2σ, 12 измерений). Изотопный состав Nd нормализован по величине ^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений): Sm = = 6.47 мкг/г, Nd = 28.13 мкг/г, ^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1380, ^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512642 ± 14. Воспроизводимость определения концентраций Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует ±0.5%, при этом воспроизводимость отношения ^{147}Sm/^{144}Nd составляет ±0.3%.

Изотопный состав Pb гранитоидов определялся по породообразующим для них полевым шпатам. Последние отличаются относительно высоким содержанием Pb и низкими содержаниями U и Th. Аналитическая процедура изучения полевых шпатов предусматривала предварительное кислотное выщелачивание с целью удаления продуктов вторичных изменений (Овчинникова и др., 2009). Изотопное исследование очищенного остатка проводилось в ИГГД РАН по методике, изложенной в работе (Овчинникова и др., 2009). Измерение изотопного состава Pb и U проводилось на многоколлекторном масс-спектрометре Triton. Описание методики и режимов измерения приведено в работе (Саватенков и др., 2018). Общий уровень лабораторного загрязнения Pb не превышал 0.1 нг. Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера ^{235}U-^{204}Pb-^{207}Pb (Мельников, 2005). Определение концентраций U и Pb, а также расчет отношения ^{238}U/^{204}Pb в полевых шпатах проводились методом изотопного разбавления с использованием вышеупомянутого трассера. Результаты анализа изотопного состава Pb в стандартном образце BCR-2 (6 измерений): ^{206}Pb/^{204}Pb = = 18.7556 ± 0.0061, ^{207}Pb/^{204}Pb = 15.6235 ± 0.0057, ^{208}Pb/^{204}Pb = 38.728 ± 0.018 (2σ). Отношение ^{238}U/^{204}Pb в полевых шпатах, наряду с концентрациями Pb и U, определялось для поправки на радиогенный свинец и за исключением двух образцов находилось в интервале 0.14–0.86. В работе использованы первичные изотопные отношения Pb, рассчитанные на возраст соответствующих гранитов с учетом измеренных в полевых шпатах отношений ^{238}U/^{204}Pb. Различие между измеренными отношениями ^{206}Pb/^{204}Pb и ^{207}Pb/^{204}Pb и этими же отношениями, пересчитанными на возраст гранитов, составляет 0.06–0.4 и 0.004–0.03% соответственно.

Модельный параметр μ_{SK} (μ = ^{238}U/^{204}Pb) рассчитывался согласно двустадийной модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975). Ранее, при

изучении изотопной систематики Pb в гранитах, локализованных в пределах среднепалеозойских ювенильных комплексов Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016), было выявлено хорошее соответствие геохронологического возраста гранитов их модельному Pb-Pb возрасту в рамках двустадийной модели Стейси–Крамерса. Это дало нам основание использовать указанную модель и для характеристики изотопного состава Pb в гранитоидах Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая.

Результаты определения изотопного состава свинца в полевых шпатах изученных гранитоидов, параметр μ_{SK} и данные об изотопном составе Nd по породе в целом приведены в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Озёрная зона

Изотопные составы свинца полевых шпатов гранитоидов вынесены на диаграммы в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{208}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5). Для большинства образцов гранитов Озёрной зоны, представляющих различные этапы ее формирования (островодужный, аккреционный и постаккреционный), фигуративные точки изотопных характеристик Pb на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5а) образуют достаточно компактную группу. Все эти гранитоиды формировались в интервале времени ~540–460 млн лет и установленные для них изотопные характеристики Pb близки к геохроне с возрастом 550 млн лет (здесь и далее возраст геохрон по двустадийной модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975)). Эти данные также свидетельствуют о том, что разные по возрасту, тектонической природе и составу гранитоиды Озёрной зоны не имеют систематических различий в изотопных характеристиках Pb.

По сравнению с постаккреционными гранитоидами Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) изотопные составы Pb гранитоидов Озёрной зоны смещены в область более низких отношений $^{206}Pb/^{204}Pb$. Гранитоиды Заалтайской Гоби формировались в основном в интервале 340–290 млн лет и на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5а) смещены к геохроне 300 млн лет. Поэтому расхождение на графике изотопных составов Pb гранитоидов этих тектонических структур отражает, прежде всего, различный возраст сопоставляемых комплексов. В то же время изотопные характеристики Pb в раннепалеозойских гранитоидах Озёрной зоны отвечают более высоким значениям модельных параметров μ_{SK} по сравнению с гранитоидами Заалтайской Гоби (рис. 5а). Следует отметить, что, несмотря на вариации изотопных характеристик Pb в гранитах Озёрной зоны,

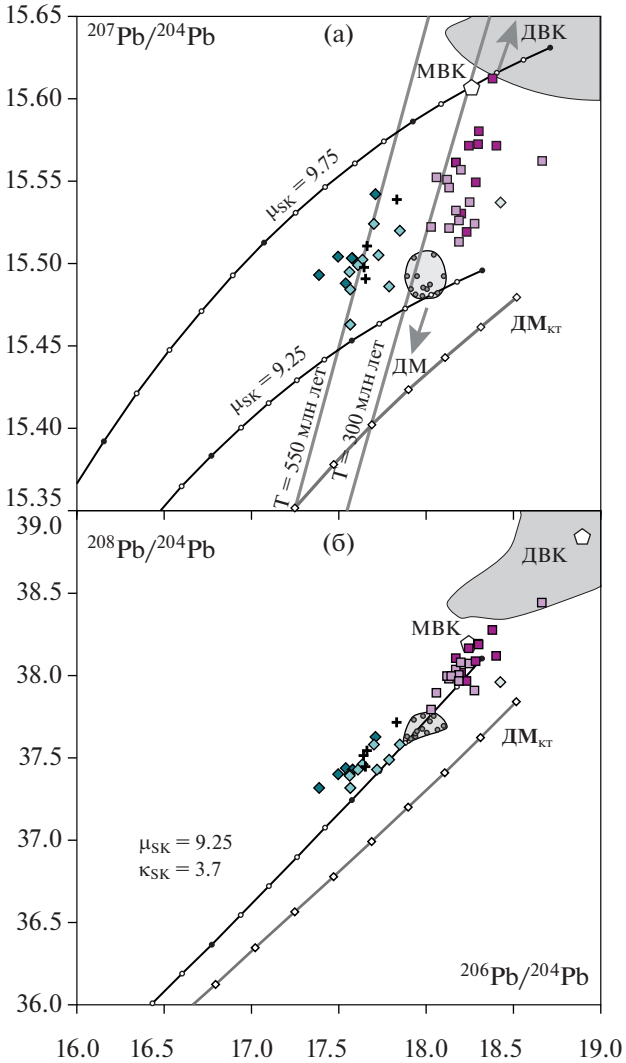

Рис. 5. Диаграммы изотопного состава Pb в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{208}Pb/^{204}Pb$ гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая.
ДВК и МВК – модельные Pb-изотопные параметры древней и молодой верхней континентальной коры на момент времени 0.4 млрд лет, согласно (Kramers, Tolstikhin, 1997), ДМ – деплетированная мантия. Серые поля в верхних правых углах диаграмм – оценки изотопного состава Pb верхней континентальной коры, согласно (Millot и др., 2004). Кривые эволюции изотопного состава Pb: $ДМ_{KT}$ – в деплетированной верхней мантии по модели Крамерса–Толстихина (Kramers, Tolstikhin, 1997), черные кривые линии – по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) для различных значений μ_{SK}. Отрезки между значками на модельных линиях соответствуют временным интервалам 100 млн лет. Серые прямые на диаграмме (а) – геохроны, согласно двустадийной модели Стейси–Крамерса для возрастов 550 и 300 млн лет. Прямые крестики – гранитоиды обрамления Тувино-Монгольского микроконтинента по (Овчинникова и др., 2009). Другие условные обозначения см. на рис. 2 и 4.

Таблица 1. Результаты определений изотопного состава Pb и Nd гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая

Номер образца (источник*)	Массив (номер на рис. 1)	Порода	Возраст, млн лет	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_{SK}**	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$
Озёрная зона												
Островодужный этап												
РМ-72-06 (1)	Харанурский (1)	Кварцевый диорит	529	17.544	15.488	37.44	9.42	1.66	6.23	0.1614	0.512921 ± 5	7.9
РМ-46-05 (1)	Харанурский (1)	Тоналит	531	17.577	15.503	37.42	9.48	0.70	3.4	0.1243	0.512768 ± 4	7.5
РМ-40-13 (1)	Харанурский (1)	Лейко-плагиогранит	510	17.584	15.503	37.43	9.48					
РМ-50-07 (2)	Бумбат-хаирханский (2)	Плагиогранит	535	17.711	15.542	37.63	9.62	0.43	2.00	0.1307	0.512859 ± 6	8.8
РМ-21-05 (1)	Шара-тологойский (3)	Тоналит	519	17.392	15.493	37.32	9.50	1.83	9.52	0.1162	0.512701 ± 3	6.6
РМ-12-05 (1)	Шара-тологойский (3)	Плагиогранит	519	17.499	15.504	37.40	9.52	2.76	13.02	0.1283	0.512742 ± 2	6.6
Аккреционный этап												
ХР-2014 (3, 4)	Хиргиснурский (4)	Тоналит	490	17.614	15.499	37.43	9.45	2.64	13.90	0.1147	0.512737 ± 3	7.1
РМ-27-05 (1)	Хиргиснурский (4)	Тоналит	495	17.624	15.466	37.32	9.30	3.88	18.18	0.1291	0.512811 ± 6	7.7
РМ-30-05 (1)	Хиргиснурский (4)	Плагиогранит	495	17.623	15.466	37.32	9.30					
РМ-7-05 (1)	Шара-тологойский (3)	Тоналит	494	17.566	15.495	37.40	9.45	3.52	14.18	0.1501	0.512823 ± 2	6.6
РМ-24-05 (1)	Шара-тологойский (3)	Плагиогранит	494	17.792	15.486	37.49	9.33					
РМ-52-07 (5)	Бумбат-хаирханский (2)	Кварцевый диорит	507	17.569	15.484	37.41	9.40	2.89	11.06	0.1578	0.512887 ± 3	7.4
РМ-47-07 (5)	Бумбат-хаирханский (2)	Тоналит	507	17.853	15.520	37.58	9.47	1.99	9.68	0.1243	0.512745 ± 4	6.8
РМ-67-07 (2)	Гундгузинский (5)	Кварцевый диорит	505	17.706	15.524	37.58	9.54	2.74	9.68	0.1709	0.512921 ± 5	7.2
РМ-69-07 (2)	Гундгузинский (5)	Плагиогранит	511	17.640	15.502	37.46	9.45	1.44	6.31	0.1381	0.512829 ± 4	7.6
ДАР-1 (о.д.)	Даривский (6)	Плагиогранит	490	17.723	15.501	37.43	9.42	1.09	5.32	0.1235	0.512784 ± 3	7.4
Постколлизионный этап												
РМ-38-05 (1)	Айрыгнурский (7)	Лейкогранит	465	18.429	15.537	37.96	9.40					
Монгольский и Гобийский Алтай												
Синкинематические среднепалеозойские граниты												
4465 (о.д.)	Бодончинский (8)	Пегматоидный гранит	360	18.384	15.612	38.27	9.74					
4465-1 (о.д.)	Бодончинский (8)	Пегматоидный гранит	360	18.407	15.571	38.12	9.55					

Таблица 1. Окончание

Номер образца (источник*)	Массив (номер на рис. 1)	Порода	Возраст, млн лет	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	μ_{SK}**	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd \pm 2\sigma$	$\varepsilon_{Nd}(T)$
4464-1 (о.д.)	Бодончинский (8)	Гранатовый аплит	360	18.300	15.572	38.20	9.58					
4464-4 (6)	Бодончинский (8)	Пегматоидный гранит	360	18.307	15.580	38.199	9.62	2.64	9.73	0.1635	0.512454 ± 8	–2.1
4423 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранит	360	18.251	15.571	38.16	9.59					
4423-1 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранит	360	18.291	15.549	38.09	9.49					
4423-3 (о.д.)	Цогтский (9)	Пегматоидный гранит	360	18.206	15.530	38.02	9.42					
4423-4 (о.д.)	Цогтский (9)	Пегматоидный гранит	360	18.237	15.519	37.97	9.37					
4424-1 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранит	360	18.177	15.561	38.11	9.56					
Посткинематические позднепалеозойские граниты												
4469 (6)	Бидж (10)	Гранит	280	18.668	15.562	38.44	9.47	10.9	42.9	0.1532	0.512675 ± 11	2.3
4422 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранит	280	18.136	15.521	37.98	9.40	3.56	22.5	0.0957	0.512636 ± 5	3.6
4422-1 (6)	Цогтский (9)	Гранит	280	18.174	15.532	38.03	9.44	2.5	14.2	0.1066	0.512587 ± 17	2.2
СХ-3 (6)	Улан-Чулунский (11)	Гранодиорит	274	18.279	15.525	37.91	9.38	3.73	18.34	0.1218	0.512675 ± 3	3.3
4426 (о.д.)	Цогтский (9)	Аплит	330	18.191	15.513	37.96	9.35					
4426-1 (о.д.)	Цогтский (9)	Гранатовый аплит	330	18.192	15.526	38.00	9.41					
4426-3 (о.д.)	Цогтский (9)	Аплит	330	18.255	15.537	38.07	9.44					
ЮМ-38/17 (о.д.)	Баян-Ундерский (12)	Гранит	271	18.141	15.547	38.00	9.51	11.13	54.83	0.1227	0.512626 ± 2	2.3
ЮМ-34/21 (о.д.)	Баян-Лэгский (13)	Гранодиорит	318	18.122	15.551	38.00	9.53	6.22	30.86	0.1219	0.5126691 ± 2	3.7
ЮМ-34/22 (о.д.)	Баян-Лэгский (13)	Гранит	318	18.200	15.557	38.08	9.54	10.50	51.31	0.1238	0.5126768 ± 2	3.7
4400 (о.д.)	Гоби-Алтайский (14)	Гранит	270	18.033	15.522	37.79	9.43					
4400-1 (о.д.)	Гоби-Алтайский (14)	Гранит	270	18.061	15.552	37.90	9.56					

Примечание. *Значения возраста, характеристика массива и изотопный состав Nd взяты из работ: 1 – Руднев и др., 2009, 2 – Руднев и др., 2012, 3 – Ярмолюк и др., 2011, 4 – Ковач и др., 2011, 5 – Руднев и др., 2013, 6 – Козаков и др., 2007, о.д. – оригинальные данные; ** μ_{SK} – модельный параметр μ ($^{238}U/^{204}Pb$), рассчитанный согласно двустадийной модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975).

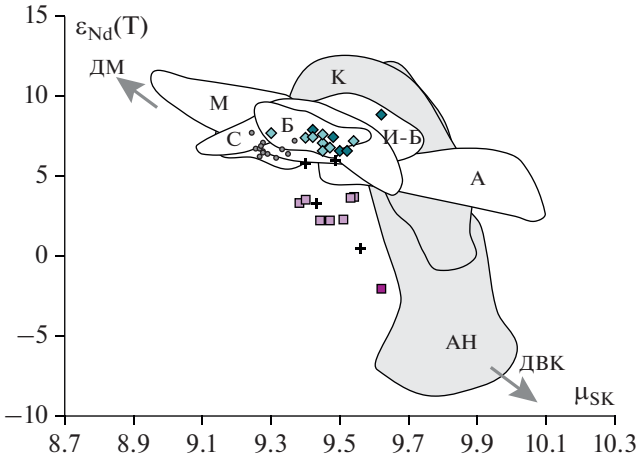

Рис. 6. Диаграмма в координатах μ_{SK}–$\varepsilon_{Nd}(T)$. Очерчены поля изотопных характеристик вулканитов современных энсиматических дуг: А – Антильской, Б – Бисмарка, И-Б – Изу-Бонинской, М – Марианской, С – Соломоновой. Серые поля – изотопные характеристики вулканитов современных активных окраин: АН – Анды, К – Каскадные горы. Данные для современных вулканитов взяты из интернет-ресурса GEOROC. Другие условные обозначения на рис. 2 и 4.

изотопные составы Nd в этих гранитах варьируют незначительно ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = +6.1...+8.8) (рис. 6).

На диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{208}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5б) фигуративные точки изотопных характеристик Pb гранитов Озёрной зоны образуют поле, которое находится левее модельной линии эволюции изотопного состава Pb в деплетированной мантии (Kramers, Tolstikhin, 1997) и ниже поля изотопных составов Pb гранитоидов Заалтайской Гоби. При этом граниты, представляющие различные тектонические обстановки, как и в случае изотопных отношений с ураногенными Pb, не проявляют систематических различий в изотопных характеристиках торогенного Pb.

Монгольский и Гобийский Алтай

Фигуративные точки изотопных составов Pb в гранитах Алтая на диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5а) располагаются правее поля изотопных составов Pb гранитоидов Озёрной зоны и выше поля гранитоидов Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016), образуя тренд от этого поля вдоль геохроны 300 млн лет в сторону состава верхней континентальной коры (Millot et al., 2004). На диаграмме в координатах $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{208}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5б) фигуративные точки изотопных характеристик Pb гранитов Алтая располагаются выше модельной линии эволюции изотопного состава Pb в деплетированной мантии (Kramers, Tolstikhin, 1997), тяготея к линии эволюции изотопного состава Pb, согласно модели Стейси–Крамерса с κ_{SK} = 3.7 (κ = = $^{232}Th/^{238}U$). Из рисунков 5а и 5б видно, что изотопный состав Pb среднепалеозойских синкинематических гранитов характеризуется в среднем более высокими отношениями $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ по сравнению с позднепалеозойскими посткинематическими гранитами, т.е. их изотопные составы Pb смещены в направлении составов пород древней верхней континентальной коры.

Изотопный состав Nd гранитоидов двух групп Монгольского и Гобийского Алтая показывает значительные вариации (рис. 4), причем для ранних среднепалеозойских гранитов они более существенны: $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –2.1 до +6.1, что свидетельствует о значительной неоднородности их источника. На диаграмме в координатах μ_{SK}–$\varepsilon_{Nd}(T)$ (рис. 6) составы гранитов Алтая образуют линейную отрицательную корреляцию, соединяющую области составов деплетированной мантии и древней верхней континентальной коры. При этом синкинематические граниты характеризуются наиболее высокой долей древнего корового компонента по двум изотопным системам.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты свидетельствуют о существенных различиях в изотопном составе Pb и Nd гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая, которые в свою очередь отличаются от гранитоидов Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016). Точки изотопного состава Pb гранитоидов Озёрной зоны на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5а) компактно группируются вблизи геохроны 550 млн лет. При этом ряд точек отклоняется от этой группы либо вдоль геохроны, либо в сторону более высоких значений отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$. Гранитоиды Алтая выделяются тем, что их составы распределены вдоль геохроны 300 млн лет выше поля составов гранитоидов Заалтайской Гоби. Наблюдаемые отклонения от геохрон изотопных характеристик Pb в гранитах вдоль оси $^{206}Pb/^{204}Pb$ в пределах каждой из выделенных групп можно объяснить перераспределением радиогенного Pb между полевыми шпатами и U-содержащими минералами в ходе посткристаллизационного преобразования пород, как это отмечалось в работе (Саватенков и др., 2016). В отличие от них вариации $^{207}Pb/^{204}Pb$ являются результатом участия в формировании гранитных расплавов источников с длительной эволюцией U-Th-Pb изотопной системы и различающихся по U/Pb отношению.

С одной стороны, низкие значения начальных отношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5б) в гранитах Озёрной зоны, по сравнению с гранитами Заалтайской Гоби, связаны с более древним возрастом

первых, что обуславливает более низкую долю радиогенного ^{208}Pb. С другой стороны, высокие значения отношений $^{208}Pb/^{204}Pb$ в гранитах Алтая, по сравнению с одновозрастными с ними гранитами Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016), связаны с присутствием в источнике Алтайских гранитов значительной доли древнего корового компонента, характеризующегося высоким отношением $^{208}Pb/^{204}Pb$.

Сопоставление изотопных характеристик Pb в изученных гранитоидах с данными об их изотопном составе Nd определенно указывает на то, что вариации этих параметров в гранитоидах различных тектонических структур обусловлены разными механизмами роста континентальной коры. Об этом свидетельствует график (рис. 6), на котором представлено распределение точек изотопных характеристик в координатах μ_{SK}–$\varepsilon_{Nd}(T)$. Составы гранитоидов Озёрной зоны варьируют в основном в отношении параметра μ_{SK}, тогда как гранитоиды Алтая демонстрируют очевидную отрицательную корреляцию между μ_{SK} и $\varepsilon_{Nd}(T)$. Рассмотрим поведение изотопных систем Pb и Nd в процессах корообразования отдельно для Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая.

Озёрная зона

Напомним, что изученные гранитоиды Озёрной зоны формировались на сближенных во времени островодужном, аккреционном и постаккреционном этапах корообразования и представлены преимущественно низкощелочными плагиоклазовыми разновидностями (кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами). Эти породы характеризуют этапы раннепалеозойского роста ювенильной коры в ЦАОП. Основной группе гранитоидов Озёрной зоны свойственна существенная дисперсия значений μ_{SK} от 9.30 до 9.54 при небольших вариациях $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +6 до +8 (рис. 6, 7а, 7б). Такие соотношения изотопных характеристик Pb и Nd является типичными для большинства вулканических комплексов современных энсиматических вулканических дуг (рис. 6). При этом повышенные по сравнению с деплетированной мантией значения μ_{SK} могут свидетельствовать либо об участии обогащенной мантии HIMU в источнике примитивных островодужных магм, которые впоследствии продуцировали гранитоидные расплавы через кристаллизационную дифференциацию или коровый анатексис, либо о вовлечении вещества верхней континентальной коры в источник гранитоидов.

Участие обогащенной мантии HIMU предполагалось при интерпретации изотопных составов Pb в породах вулканических комплексов как древних (например, палеозойские офиолиты Северного Китая, Liu et al., 2014), так и современных (океаническая дуга Изу-Бонин, Isuzuka et al., 2007). Однако вулканиты с изотопно-геохимическими характеристиками, отвечающими обогащенной мантии, как правило, выделяются химическим составом (повышенная щелочность, высокие содержания несовместимых элементов). Так, в случае островодужных вулканитов Изу-Бонин обогащенные изотопные характеристики Pb (повышенное содержание радиогенного компонента), а также Nd и Sr в наибольшей степени проявлены в высококалиевых породах шошонитовой серии. Среди вулканических комплексов Озёрной зоны, с которыми ассоциируют исследуемые граниты, доминируют породы толеитовой серии с геохимическими характеристиками, типичными для островных дуг (Коваленко и др., 1996а, 1996б; Ковач и др., 2011). Выделяются лишь отдельные ассоциации, отвечающие по составу породам океанических островов и сформированные при участии геохимически обогащенных источников, но они распространены локально (Коваленко и др., 1996а) и поэтому не могли влиять на Nd-Pb изотопные характеристики большинства изученных гранитов, локализованных вне районов проявления подобных ассоциаций.

Очевидно, причина повышенных значений μ_{SK} и значительного их разброса при выдержанном умеренно-деплетированном изотопном составе Nd может быть связана с участием в формировании расплавов вещества осадков океанического дна. Согласно (Plank, Lungmuir, 1998), океанические осадки характеризуются наибольшей степенью обогащения Pb относительно примитивной мантии по сравнению с другими несовместимыми элементами. При этом изотопный состав Pb в этих осадках близок к характеристикам верхней континентальной коры. Следовательно, участие вещества океанических осадков в формировании расплавов могло привести к более высокой степени дисперсии изотопного состава Pb в породах островодужных комплексов по сравнению с Nd.

Таким образом, мы полагаем, что изотопные характеристики основной группы гранитоидов Озёрной зоны можно рассматривать, как отвечающие составу ювенильного источника, участвовавшего в формировании островной дуги за счет деплетированной мантии и субдуцированных осадков. При этом последние практически не оказывали влияние на изотопный состав Nd. Параметры этого источника следующие: $\mu_{SK} \sim 9.42$ и $\varepsilon_{Nd}(T) \sim +8$.

Следует отметить, что изотопные характеристики Pb в гранитах поздненеопротерозойского–раннепалеозойского северо-восточного обрамления Тувино-Монгольского микроконтинента (Овчинникова и др., 2009) проявляют сходство с изотопными характеристиками Pb в гранитах Озёрной зоны (рис. 5а, 7а, 7д). Однако их вариации согласуются с существенными изменениями изо-

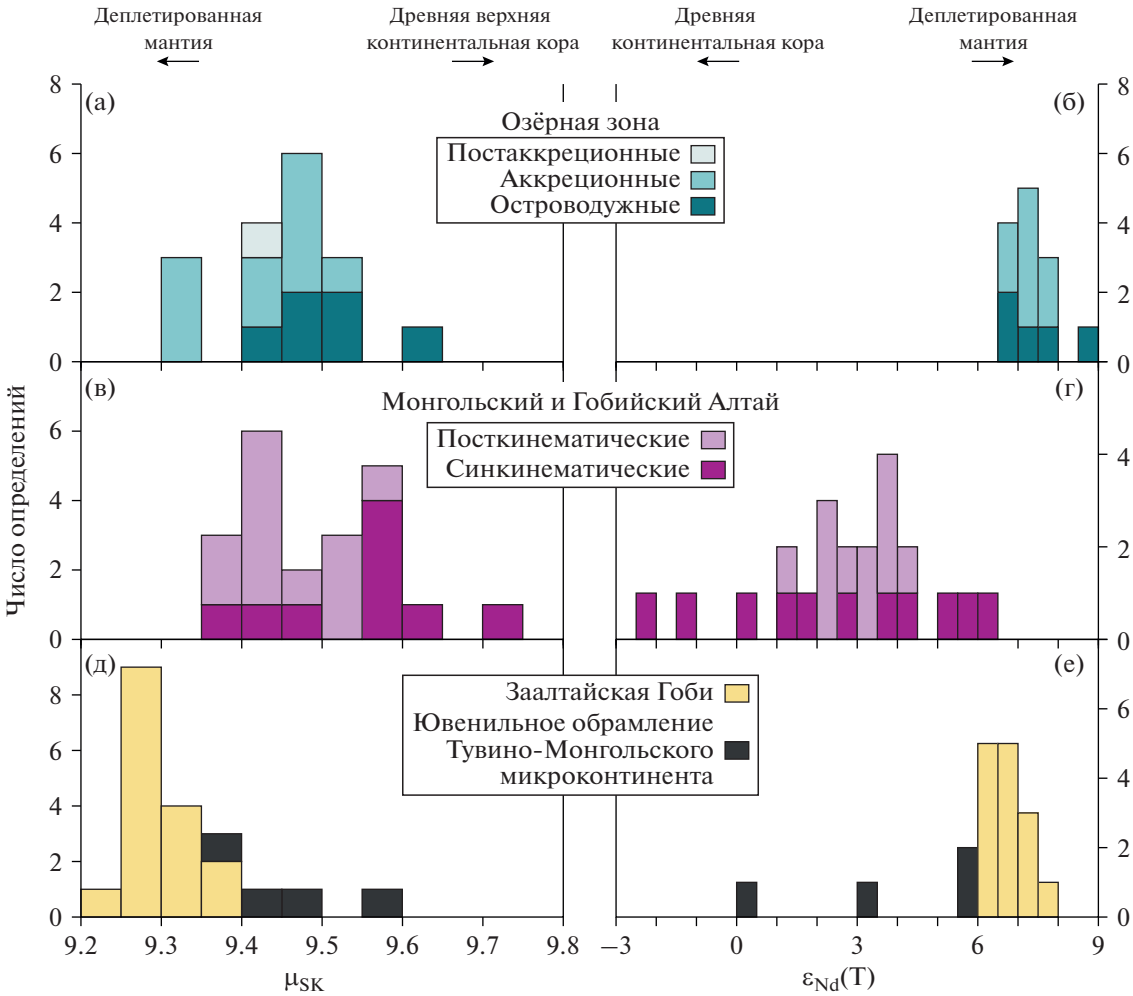

Рис. 7. Гистограммы распределения изотопных характеристик Pb (μ_{SK}) и Nd ($\varepsilon_{Nd}(T)$) гранитоидов: (а), (б) – Озёрной зоны, (в), (г) – Монгольского и Гобийского Алтая, (д), (е) – Заалтайской Гоби по (Саватенков и др., 2016) и обрамления Тувино-Монгольского микроконтинента по (Овчинникова и др., 2009).

топного состава Nd (от 0 до +6), что указывает на значительное участие в их образовании древнекорового компонента (рис. 6, 7е). Это обусловлено тем, что источником сноса для терригенных отложений обрамления Тувино-Монгольского микроконтинента служили его ранне- и позднедокембрийские кристаллические комплексы (Козаков и др., 2003; Летникова и др., 2017).

Монгольский и Гобийский Алтай

Особенностью изученных гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая является то, что их становление происходило в два разорванных во времени этапа в разных геодинамических обстановках. Среднепалеозойские синкинематические гранитоиды формировались на активной континентальной окраине и в аккреционных условиях; позднепалеозойские граниты формировались в постколлизионных или анорогенных условиях (Козаков и др., 2007, 2019; Kozlovsky et al., 2015). При этом составы гранитоидов имеют сходные черты, что говорит о близости их источников и *P-T-f*H_2O условий выплавления. Повышенная щелочность гранитоидов за счет высоких содержаний K_2O, доминирование среди них пересыщенных глиноземом пород, согласующихся с составами син- и постколлизионных гранитоидов (рис. 2), свидетельствуют о том, что их протолитом очевидно, служили метатерригенные отложения Алтайского аккреционного клина.

Формирование гранитоидов Алтая происходило существенно позднее гранитоидов Озёрной зоны, поэтому на диаграмме $^{206}Pb/^{204}Pb$–$^{207}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5а) их составы смещены вправо в область более молодых модельных возрастов. С одной стороны, они образуют вытянутую вдоль геохроны группу, которая прослеживается от поля составов ювенильной среднепалеозойской коры Заалтай-

ской Гоби в сторону состава древней верхней континентальной коры. С другой стороны, вариации значений μ_{SK} (преимущественно 9.35–9.59) в этих гранитоидах практически полностью совпадают с таковыми для гранитоидов Озёрной зоны с небольшим смещением в сторону более высоких значений, свойственных древней верхней континентальной коре (рис. 7в). При этом значения μ_{SK} ювенильной коры Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) оказываются более низкими, т.е. более приближенными к деплетированной мантии (рис. 7д).

Иные соотношения наблюдаются для изотопных характеристик Nd, которые в гранитоидах Алтая (особенно в синкинематических) показывают существенную дисперсию $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –2.1 до +6.1 (рис. 4, 7в), свидетельствуя, во-первых, о неоднородности протолита, а во-вторых, о заметном участии в нем древнекорового материла. Позднепалеозойские посткинематические гранитоиды более однородны по изотопному составу Nd: $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +1.1 до +4.3 (рис. 4, 7в). Очевидно, значительная дисперсия изотопных характеристик Nd в ранних гранитоидах, представленных малыми жильными телами, вызвана тем, что они наследуют локальные изотопные неоднородности осадочного протолита. Поздние посткинематические более крупные массивы, являющиеся результатом масштабного плавления, представляют усредненные изотопные характеристики плавящегося материала. При этом изотопный состав Nd этого протолита отличается от ювенильной коры как Озёрной зоны, так и Заалтайской Гоби (рис. 7б, 7в, 7е).

Установленные соотношения изотопных характеристик Pb и Nd в гранитоидах Монгольского и Гобийского Алтая и расположенных с юга и севера террейнах с разновозрастной ювенильной корой (поздненеопротерозойской–раннепалеозойской Озёрной зоны и среднепалеозойской Заалтайской Гоби) могут внести дополнительные ограничения в представления о формировании метатерригенных толщ Алтайского аккреционного клина. В соответствии с данными о возрасте детритовых цирконов из терригенных пород Монгольского Алтая (Jiang et al., 2017), эта толща формировалась преимущественно за счет разрушения пород Озёрной зоны (0.47–0.51 млрд лет) с подчиненной ролью более древних комплексов Тувино-Монгольского или Дзабханского микроконтинентов (0.7–2.7 млрд лет). С этим согласуется доминирование граувакк среди осадков Алтая (Jiang et al., 2017). Изотопные характеристики Pb в гранитоидах Алтая и Озёрной зоны, выраженные через параметр μ_{SK}, во многом идентичны (рис. 7а, 7в), подтверждая, что источником Pb для терригенных пород могли служить породы ювенильной коры Озёрной зоны. В то же время изотопные характеристики Nd иллюстрируют более существенную роль в Алтайских осадках древнекорового материала. Эти расхождения связаны с особенностью осадконакопления на Алтайской активной континентальной окраине, где осадочная толща формировалась преимущественно за счет механического переноса терригенного материала с континентального источника без существенной химической дифференциации. В таких условиях поступление Pb и Nd происходило с близко пропорциональной скоростью, что обуславливает очевидную корреляцию изотопных характеристик Pb и Nd в продуктах плавления осадков на диаграмме в координатах μ_{SK}–$\varepsilon_{Nd}(T)$, характерную для континентальных окраин (рис. 6).

Изотопные системы Pb и Nd в процессах ювенильного корообразования в ЦАОП

Гранитоиды Озёрной зоны и Заалтайской Гоби, т.е. двух террейнов с ювенильной континентальной корой, сформированной в островодужных условиях, обнаруживают ограниченные вариации изотопных характеристик Nd ($\varepsilon_{Nd}(T)$ от 6.1 до 8.8) при существенных различиях в изотопных характеристиках Pb (рис. 7а, 7д) и значительной их дисперсии в гранитах Озёрной зоны. Установленные параметры ювенильного источника гранитов Озёрной зоны μ_{SK} ~ 9.42 и $\varepsilon_{Nd}(T)$ ~ +8 отличаются от таковых для Заалтайской Гоби: μ_{SK} ~ 9.29 и $\varepsilon_{Nd}(T)$ ~ +7 (рис. 7д, 7е). По изотопному составу Pb ювенильная кора Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) более деплетированная, тогда как по изотопному составу Nd практически не отличается. Причина этих различий, очевидно, связана с различной геодинамической обстановкой, в которой формировались островные дуги Озёрной зоны и Заалтайского Гоби. Геологические комплексы Озёрной зоны располагаются по обрамлению Тувино-Монгольского и Дзабханского композитных микроконтинентов. Эти микроконтиненты имеют длительную историю аккреции к их раннедокембрийским ядрам (Гагранской глыбе в первом и Байдарикскому блоку во втором) ранненеопротерозойских палеоокеанических комплексов разной геодинамической природы: островодужных, океанических островов и плато, аккреционных призм (Козаков и др., 2003, 2017; Ярмолюк и др., 2017; Летникова и др., 2017; Kuzmichev et al., 2001, 2005; Kröner et al., 2015). Заложение островодужных комплексов Озёрной зоны произошло в позднем неопротерозое, основной островодужный этап развития пришелся на начало кембрия, а аккреционный – на конец кембия–начало ордовика (Ярмолюк и др., 2011). В такой ситуации, вероятно, островодужная система Озёрной зоны располагалась недалеко от отмеченных микроконтинентов и могла быть отделена небольшими окраинными морями, не препятствующими по-

ступлению терригенного материала с микроконтинентов с зону субдукции.

Островодужные комплексы Заалтайской Гоби и их продолжение в Восточную Джунгарию развивались в среднем палеозое как энсиматические островные дуги, вероятно, вдалеке от палеоконтинентов вплоть до их аккреции к Алтайской континентальной окраине в конце девона (Козаков и др., 2019). При этом на протяжении всего раннего и среднего палеозоя сама Алтайская окраина Сибирского палеоконтинента была активной, что препятствовало обильному дальнему выносу с континента в палеоокеаническую область терригенного материала, который осаждался в глубоководном желобе и вовлекался в субдукцию, формируя отложения аккреционного клина. В связи с этим Pb-изотопные характеристики ювенильной коры Заалтайской Гоби наиболее приближены к деплетированной мантии.

Интересной особенностью всех изученных гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая и Заалтайской Гоби является повышенное отношение Th/U по сравнению с деплетированной мантией, согласно модели Крамерса и Толстихина (Kramers, Tolstikhin, 1997). Это выражается в едином тренде составов в координатах $^{208}Pb/^{204}Pb$–$^{206}Pb/^{204}Pb$ (рис. 5б), вытянутом вдоль линии эволюции изотопного состава Pb с $\kappa_{SK} = 3.7$ и $\mu_{SK} = 9.25$. Указанный тренд располагается выше линии эволюции деплетированной мантии. Как показано выше, деплетированная мантия является доминирующим источником при формировании ювенильной континентальной коры террейнов ЦАОП. Очевидно, такое повышенное отношение Th/U является характерной чертой деплетированной мантии Палеоазиатской провинции.

ВЫВОДЫ

Полученные новые данные об изотопном составе Pb гранитоидов Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая совместно с Nd-изотопными характеристиками иллюстрируют некоторые особенности процессов роста континентальной коры в террейнах ЦАОП:

1. Изотопные характеристики Pb и Nd в гранитоидах трех последовательных этапов эволюции поздненеопротерозойской–раннепалеозойской коры Озёрной зоны – островодужного, аккреционного и постаккреционного – не показывают систематических различий между собой. Вариации изотопного состава Pb в гранитоидах отражают разную степень участия в источнике гранитоидов ювенильного мантийного компонента и верхней континентальной коры. Усредненные характеристики изотопного состава мантийного источника ювенильной континентальной коры Озёрной зоны следующие: $\mu_{SK} \sim 9.42$ и $\varepsilon_{Nd}(T) \sim +8$.

2. Изотопные характеристики Pb и Nd средне–позднепалеозойских гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая отражают неоднородность их источника, которым являлись метатерригенные породы Алтайского аккреционного клина. Эти осадочные породы формировались за счет продуктов разрушения ближайших островодужных комплексов Озёрной зоны, поставлявших Pb и Nd с ювенильными изотопными характеристиками, и отдаленных Тувино-Монгольского и Дзабханского микроконтинентов, являющихся источником терригенного материала с древнекоровыми изотопными характеристиками.

3. Различия изотопных составов Pb при сходном составе Nd в ювенильных источниках гранитоидов Озёрной зоны и ранее изученной Заалтайской Гоби (Саватенков и др., 2016) ($\mu_{SK} \sim 9.42$ и 9.29, $\varepsilon_{Nd}(T) \sim +8$ и +7 соответственно) связываются с различным палеоокеаническим положением соответствующих островодужных террейнов. Озёрная зона развивалась в обрамлении микроконтинентов с докембрийской корой (Тувино-Монгольского и Дзабханского), которые поставляли терригенный материал в источники гранитоидов. Заалтайская Гоби представляла собой систему энсиматических островных дуг, отделенных от Сибирского палеоконтинента зоной субдукции под континент, препятствовавшей дальнему выносу терригенного материала с континента.

4. Гранитоиды Озёрной зоны, Монгольского и Гобийского Алтая и Заалтайской Гоби, в том числе с доминированием ювенильного мантийного материала в источнике, характеризуются повышенным отношением Th/U по сравнению с деплетированной мантией по модели Крамерса и Толстихина (Kramers, Tolstikhin, 1997). Их составы апроксимируются линией эволюции изотопного состава Pb с $\kappa_{SK} = 3.7$ и $\mu_{SK} = 9.25$. Повышенное отношение Th/U, вероятно, является характерной чертой деплетированного мантийного источника Палеоазиатской провинции.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензенту статьи А.В. Чугаеву, чьи замечания позволили существенно улучшить понимание материала, а также И.К. Козакову за предоставленные для исследований образцы гранитоидов Монгольского и Гобийского Алтая.

Источники финансирования. Работа выполнена в лабораториях ИГГД РАН, ИГЕМ РАН и ИГМ СО РАН в рамках Государственных заданий № 0136-2019-0012 и 0153-2019-0005, а также при поддержке РФФИ и МОКНСМ (проекты №№ 20-05-00401, 18-05-00105, 19-05-00434, 20-55-44001).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Коваленко В.И., Пухтель И.С., Ярмолюк В.В. и др. Sm-Nd изотопная систематика офиолитов Озёрной зоны (Монголия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996а. Т. 4. № 1. С. 3–9.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бурегтейской группы массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций и кислород) и геохимическим данным // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 563–585.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озёрной зоны, Монголия // Петрология. 1996б. Т. 4. № 5. С. 453–495.

Ковач В. П., Ярмолюк В. В., Коваленко В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озёрной зоны каледонид Центральной Азии II. Геохимические и Nd-изотопные данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 417–444.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В. и др. Возраст и источники гранитоидов зоны сочленения каледонид и герцинид Юго-Западной Монголии: геодинамические следствия // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 126–150.

Козаков И.К., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–512.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Геодинамические обстановки формирования поли- и монометаморфических комплексов Южно-Алтайского метаморфического пояса, Центрально-Азиатский складчатый пояс // Петрология. 2019. Т. 27. № 3. С. 223–257.

Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2017. Т. 25. № 1. С. 3–16.

Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. С. 1403–1423.

Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летников Ф.А. и др. Основные этапы тектоно-магматической активности Тувино-Монгольского микроконтинента в докембрии: данные U-Pb-датирования цирконов // Докл. АН. 2017. Т. 474. С. 599–604.

Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.

Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К. и др. Источники гранитоидов Тувино-Монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 613–622.

Петрографический кодекс России: Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования // Под ред. О.А. Богатикова, О.В. Петрова, А.Ф. Морозова; отв. ред. Л.В. Шарпенок. 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Гранитоидный магматизм и металлогения Озёрной зоны Западной Монголии (на примере Бумбатхаирханского ареала) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 265–286.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С. и др. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Бумбатхаирханского ареала Озёрной зоны Западной Монголии (геологические, петрохимические и геохронологические данные) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. С. 557–578.

Руднев С.Н., Изох А.Э., Ковач В.П. и др. Возраст, состав, источники и геодинамические условия формирования гранитоидов северной части Озёрной зоны Западной Монголии: механизмы роста палеозойской континентальной коры // Петрология. 2009. Т. 17. № 5. С. 470–508.

Руднев С.Н., Ковач В.П., Пономарчук В.А. Венд-раннекембрийский островодужный плагиогранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и озерной зоны Западной Монголии (геохронологические, геохимические и изотопные данные) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. С. 1628–1647.

Саватенков В.М., Козловский А.М., Ярмолюк В.В., Смирнова З.Б. Изотопные характеристики свинца гранитоидов в герцинидах Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов ювенильного корообразования // Докл. АН. 2016. Т. 470. С. 335–339.

Саватенков В.М., Ярмолюк В.В., Козловский А.М. и др. Изотопный (Nd, Pb) состав гранитоидов Хангайского батолита как индикатор корообразующих процессов в истории геологического развития Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2018. Т. 26. № 4. С. 358–375.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. Состав, источники и механизмы формирования континентальной коры Озёрной зоны каледонид Центральной Азии: I. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2011. Т. 19. № 1. С. 83–107.

Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Козаков И.К. и др. Механизмы формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2012. № 4. С. 3–27.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 362–394.

Dolgopolova A., Seltmann R., Armstrong R. et al. Sr-Nd-Pb-Hf isotope systematics of the Hugo Dummett Cu-Au porphyry deposit (Oyu Tolgoi, Mongolia) // Lithos. 2013. V. 164–167. P. 47–64.

Frost B.R., Barnes C.G, Collins W.J. et al. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

Hala J. Pb isotopes – A multi-function tool for assessing tectonothermal events and crust-mantle recycling at late

Archaean convergent margins // Lithos. 2018. V. 320–321. P. 207–221

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism // Eds. M.P. Coward, A.C. Rles. Collision Tectonics. Geol. Soc. Lon. Spec. Publ. 1986. V. 19. P. 67–81.

Ishizuka O., Taylor R. N., Yuasa M. et al. Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc // Geochem. Geophys. Geosyst. 2007. V. 8. https://doi.org/10.1029/2006GC001475

Jahn B.-M. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic // Eds. J. Malpas, C.J.N. Fletcher, J.R. Ali, J.C. Aitchison. Aspects of the Tectonic Evolution of China. Geol. Soc. Lon. Spec. Publ. 2004. V. 226. P. 73–100.

Jian P., Kröner A., Jahn B.-M. et al. Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // Earth Sci. Rev. 2014. V. 133. P. 62–93.

Jiang Y.D., Schulmann K., Kröner A. et al. Neoproterozoic-early paleozoic peri-Pacific accretionary evolution of the Mongolian Collage System: Insights from geochemical and U-Pb zircon data from the ordovician sedimentary wedge in the Mongolian Altai // Tectonics. 2017. V. 36. P. 2305–2331.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobil Belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 605–627.

Kozlovsky A.M., Yarmolyuk V.V., Salnikova E.B. et al. Late Paleozoic anorogenic magmatism of the Gobi Altai (SW Mongolia): tectonic position, geochronology and correlation with igneous activity of the Central Asian Orogenic Belt // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 113. P. 524–541.

Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust // Chem. Geol. 1997. V. 139. P. 75–110.

Kröner A., Kovach V., Belousova E. et al. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // Gondw. Res. 2014. V. 25. P. 103–125.

Kröner A., Lehmann J., Schulmann K. et al. Lithostratigraphic and geochronological constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia: Early Paleozoic rifting followed by late Paleozoic accretion // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 523–574.

Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al. Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in NW Mongolia // Gondw. Res. 2015. V. 27. P. 1392–1406.

Kruk N.N., Rudnev S.N. Vladimirov A.G. et al. Early–middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // J. Asian Earth Sci. 2011. V. 42. P. 928–948.

Kuzmichev A., Kröner A., Hegner E. et al. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // Prec. Res. 2005. V. 138. P. 125–150.

Kuzmichev A.B., Bibikova E.V., Zhuravlev D.Z. Neoproterozoic (800 Ma) orogeny in the Tuva-Mongolia Massif (Siberia): island arc–continent collision at the northeast Rodinia margin // Prec. Res. 2001. V. 110. P. 109–126.

Lehmann J., Schulmann K., Lexa O., Corsini M. et al. Structural constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia // Amer. J. Sci. 2010. V. 310. P. 575–628.

Liu X., Xu J., Castillo P.R. et al. The Dupal isotopic anomaly in the southern Paleo-Asian Ocean: Nd-Pb isotope evidence from ophiolites in Northwest China // Lithos. 2014. V. 189. P. 185–200.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.

Millot R., Allegre C.-J., Gaillardet J., Roy S. Lead isotopic systematics of major river sediments: a new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust // Chemical Geology. 2004. V. 203. P. 75–90.

Pfander J.A., Jochum K.P., Kozakov I.K. et al. Coupled evolution of back-arc and island arc-like mafic crust in the late-Neoproterozoic Agardag Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.

Plank T., Langmuir C.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 325–394.

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes// Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Implications for mantle composition and processes, Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ., London. 1989. V. 42. P. 313–345.

Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chem. Geol. 2000. V. 168. P. 279–281.

Tong Y., Wang T., Jahn B.-M. et al. Post-accretionary Permian granitoids in the Chinese Altai orogen: Geochronology, petrogenesis and tectonic implications // Amer. J. Sci. 2014. V. 314. P. 80–109.

Wang T., Jahn B.-M., Kovach V.P. et al. Nd-Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // Lithos. 2009. V. 110. P. 359–372.

Xiao W.J., Windley B.F., Yuan C. et al. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids // Amer. J. Sci. 2009. V. 309. P. 221–270.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M. et al. Crust-forming processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // Petrology. 2008. V. 16. P. 679–709.

Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics – the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 35–162.

Интернет-ресурс GEOROC: http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de

Pb and Nd Isotopic Data for Granites from the Lake Zone, Mongolian and Gobi Altai with Implications for Crustal Growth of the Central Asian Orogenic Belt

V. M. Savatenkov[1, 2], A. M. Kozlovsky[3], V. V. Yarmolyuk[3], S. N. Rudnev[4], and Ts. Oyunchimeg[5]

[1]*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*
[2]*Institute of Earth Sciences, St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*
[3]*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*
[4]*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*
[5]*Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia*

The studied isotopic characteristics of the Pb and Nd of granitoids from the Lake zone, Mongolian and Gobi Altai illustrate the features of the continental crust growth of heterogeneous terranes of the Central Asian orogenic belt. Granitoids of the island-arc, accretion, and post-accretion stages with age 535–440 Ma were studied within the Late Neoproterozoic – Early Paleozoic Lake Zone juvenile crust. Their isotopic characteristics of Pb and Nd do not differ from each other and illustrate the dominance of juvenile material in the source of granitoids of all three stages. An insignificant contribution of terrigenous sediments in the source of granitoids provides dispersion of the Pb isotopic composition with a weak effect on the Nd isotopic composition. In the Mongolian and Gobi Altai, Middle Paleozoic (~380–355 Ma) syntkinematic and Late Paleozoic (~350–270 Ma) postkinematic granitoids were studied. The isotopic compositions of Pb and Nd of these granitoids reflect a significant heterogeneity of their source, which were mainly terrigenous rocks of the Altai accretion wedge metamorphized to varying degrees from greenschist to granulite facies. The dominant provenance of Altai terrigenous sediments was the Lake Zone juvenile crust with the subordinate provenance was the Tuva-Mongolian and Dzabhan microcontinents, supplying material with highly radiogenic Pb and Nd. The Pb isotopic characteristics of the granitoids from the Lake Zone, Mongolian and Gobi Altai, and also the Trans-Altai Gobi (Savatenkov et al., 2016) show that their mantle source has an increased Th/U ratio compared to the depleted mantle (Kramers, Tolstikhin, 1997). This is a hallmark of the depleted mantle source of the Paleo-Asian province. Juvenile continental crust terrains of the Central Asian orogenic belt (Lake Zone and Trans-Altai Gobi) were formed in various tectonics positions. The island-arc complexes of the Lake Zone developed near the Precambrian Tuva-Mongolian and Dzabhan microcontinents, which supplied terrigenous material with highly radiogenic Pb to the sources of granitoids. The Trans-Altai Gobi was a system of ensimatic island arcs separated from the Siberian paleocontinent by a subduction zone under the continent, which prevented the transport of ancient terrigenous material from the continent.

Keywords: Central Asian orogenic belt, granite, Pb and Nd isotopic data, sources of magmatic rocks, crustal growth

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 5, с. 468–481

УДК 551.21(265.53+265.54)

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ЭТАПЫ ВУЛКАНИЗМА И ГЕОДИНАМИКА ЯПОНСКОГО И ОХОТСКОГО МОРЕЙ

© 2020 г. Т. А. Емельянова[a, *], А. М. Петрищевский[b], Л. А. Изосов[a], Н. С. Ли[a], А. А. Пугачев[a]

[a] Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

[b] Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, Биробиджан, Россия

*e-mail: emelyanova@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 13.09.2019 г.
После доработки 30.01.2020 г.
Принята к публикации 06.02.2020 г.

Приводится модель геологического развития Японского и Охотского морей, разработанная на основе изучения радиоизотопного возраста, минерального и изотопно-геохимического состава позднемезозойско-кайнозойских вулканических пород. В результате исследований был выявлен характер каждого из этапов вулканизма: окраинно-континентальный поясовый (известково-щелочной) в позднем мелу, трансформно-окраинный (адакитовый) в эоцене в Охотском море, окраинно-морской в миоцене–плиоцене в Японском море (щелочно-базальтоидный) и островодужный (известково-щелочной) в плиоцене–плейстоцене в южной части Охотского моря. Установлены источники магмогенерации: литосферный субконтинентальный, астеносферный океанический, нижнемантийный плюм-океанический (OIB) и плюм-континентальный (CAB). Прослежена смена геодинамических режимов: от субдукционного в позднем мелу до режима трансформной окраины (скольжения плит), проявившегося в маастрихте–дате и продлившегося вплоть до плиоцена. Последний включал процессы деструкции и растяжения, максимальный окраинно-морской спрединг (конец раннего–начало среднего миоцена), постспрединговый нижнемантийный плюмовый апвеллинг (средний миоцен–плиоцен) и завершился в плиоцене–плейстоцене возобновлением субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийский континент.

Ключевые слова: вулканизм, геохимия, субдукция, окраинно-морской спрединг, мантийные источники, литосфера, астеносфера, суперплюм

DOI: 10.31857/S0869590320050027

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения окраинных морей зоны перехода континент–океан остается актуальной до настоящего времени. Накоплен большой материал по результатам геологических, геофизических и других исследований, в том числе и по вулканизму, который играет одну из главных ролей в установлении глубинных механизмов формирования морских котловин. За долгий период существования этой проблемы появилось множество точек зрения. И только развитие концепций плейттектоники и плюмтектоники во многом приблизило понимание наиболее полной картины формирования окраинных морей. В настоящее время установлено, что литосфера Земли разделена на семь крупных плит, которые перемещаются относительно друг друга по пластичному астеносферному слою вдоль дивергентных и конвергентных границ (Коваленко и др., 2009; Кузьмин и др., 2011 и др.). В пределах первых происходит расхождение плит (срединно-океанические хребты), в пределах вторых – их сближение, что в зоне перехода периодически провоцирует процессы субдукции океанической плиты под континентальную и задуговый спрединг. Основным механизмом движения плит являются восходящие суперплюмы – Тихоокеанский и Африканский или их апофизы (вторичные плюмы).

С помощью современных методов и подходов к интерпретации полученных данных по радиоизотопному возрасту и изотопно-геохимическому составу вулканических пород были установлены особенности каждого из этапов вулканизма, проявленных в процессе развития Японского и Охотского морей с позднего мезозоя до плейстоцена (и голоцена).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Для петролого-геохимических исследований использован обширный фактический материал, полученный в результате драгирования возвышенностей и вулканических построек Японского и Охотского морей в 22, 41 и 52 рейсах НИС “Ака-

демик Лаврентьев” в 1998, 2006 и 2010 гг. Дополнительному изучению подверглись также коллекционные образцы институтов ДВО РАН – ИМГиГ (г. Южно-Сахалинск) и ТОИ (г. Владивосток), отобранные со станций и полигонов драгирования в 22-х рейсах научно-исследовательских судов в 70–80-е годы (рис. 1а, 1б).

Изучение прозрачных шлифов проводилось с использованием поляризационного микроскопа. Химические анализы на петрогенные элементы производились методом “мокрой химии” в Центральной лаборатории ПГО (г. Владивосток); определение редких (в том числе редкоземельных) элементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP-MS Elan DRC II Perkin Elmer (США) в инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН (г. Хабаровск), на спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США) в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). В этом же центре на микрозонде JXA-8100 производился анализ химического состава минералов разновозрастных вулканитов исследуемых регионов.

Радиоизотопный возраст вулканических пород был установлен K-Ar методом в ИГЕМ РАН (г. Москва). Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ^{38}Ar; содержание калия измерялось методом плазменной спектрофотометрии на модернизированном спектрометре ФПА-01. Точность измерений контролировалась измерениями содержания $^{40}Ar_{рад}$ в стандартных образцах: биотит “70А”, мусковит “Р-207” и мусковит “Bern-4M”, а также измерением изотопного состава воздушного аргона. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-10}$ год$^{-1}$, $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}$ год$^{-1}$, $^{40}K = 0.01167$, ат. %.

Исследования изотопов Nd и Sr проводились на масс-спектрометре TRITON в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии в ИГЕМ РАН и лаборатории аналитической химии ГЕОХИ РАН (г. Москва). Концентрации Rb, Sr, Sm, Nd определялись методом изотопного разбавления. Образцы вулканитов растирались до тонкой пудры, к ним добавлялись трассеры $^{85}Rb + {}^{84}Sr$ и $^{149}Sm + {}^{150}Nd$, затем эта смесь разлагалась в $HF + HNO_3$. Выделение Rb, Sr и редкоземельных элементов проводились методом ионообменной хроматографии на фторопластовых колонках с 3.5 мл смолы Dowel 50 × 8. В качестве элюента использовалась 2.2 Н HCl. Выделение Nd и Sm производилось на колонках Eichrom Ln. spec со ступенчатым элюированием 0.15 Н, 0.30 Н и 0.70 Н HCl. Долговременная воспроизводимость изотопного анализа контролировалась по международным стандартам SRM-987 – для Sr и La и Jolla – для Nd. Модельный возраст (T(DM2)) был рассчитан относительно мантийного резервуара с современным составом $\varepsilon_{Nd} = +9$ и Sm/Nd = = 0.350.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЯ

Японское и Охотское моря характеризуются как общими, так и отличительными чертами геоморфологического строения, строения земной коры, состава фундамента, осадочного чехла, а также геохимической спецификой вулканизма. Площадь Японского моря составляет 1062 тыс. км^2 (Geology ..., 1996; Геология ..., 2006 и др.), более половины занимают глубоководные котловины – Ямато, Цусимская и Японская (глубиной до 3742 м), которые имеют природу задуговых бассейнов. Охотское море площадью 1603.2 тыс. км^2 (Атлас ..., 2004 и др.) представлено, главным образом, глубоким шельфом – раздробленной ступенью континентального склона. Шельф включает пять крупных возвышенностей и котловины – Дерюгина, Тинро и Курильскую. Последняя (глубиной до 3374 м) как задуговый бассейн сопоставима с котловинами Японского моря.

В Японском море преобладает субконтинентальный и субокеанический тип земной коры, в Охотском море – континентальный и субконтинентальный. На северо-востоке Японской (Центральной) котловины и юго-западе Курильской котловины кора соответствует новообразованной океанической (Карп, 2002; Тектоническое ..., 2006; Кулинич и др., 2007 и др.). Повышенный тепловой поток в Японском и Охотском морях приурочен к участкам редуцированной континентальной или новообразованной океанической коры и свидетельствует о современной тектономагматической активности (Тектоническое ..., 2006).

Фундаментом Японского моря служит архейско-протерозойский гнейсово-мигматитовый комплекс калиевой специализации, а также среднепротерозойско-мезозойские гранитоиды и среднепалеозойско-мезозойские осадочные породы (Берсенев и др., 1987; Geology ..., 1996; Геология ..., 2006 и др.). Фундамент Охотского моря слагают гнейсы и кристаллические сланцы докембрийских массивов Северного Приохотья (СП), а также мезозойские гранитоидные и осадочные породы (Тектоническое ..., 2006 и др.). В процессе развития Японского моря наблюдалась многократная смена субаэральных и морских обстановок, и лишь в среднем миоцене произошло полное погружение структуры под уровень моря. В позднем мезозое–раннем кайнозое бóльшая часть Охотского моря представляла собой сушу, в позднем олигоцене–миоцене под уровень моря погрузились участки по периферии акватории, а в плиоцене–плейстоцене – вся центральная область.

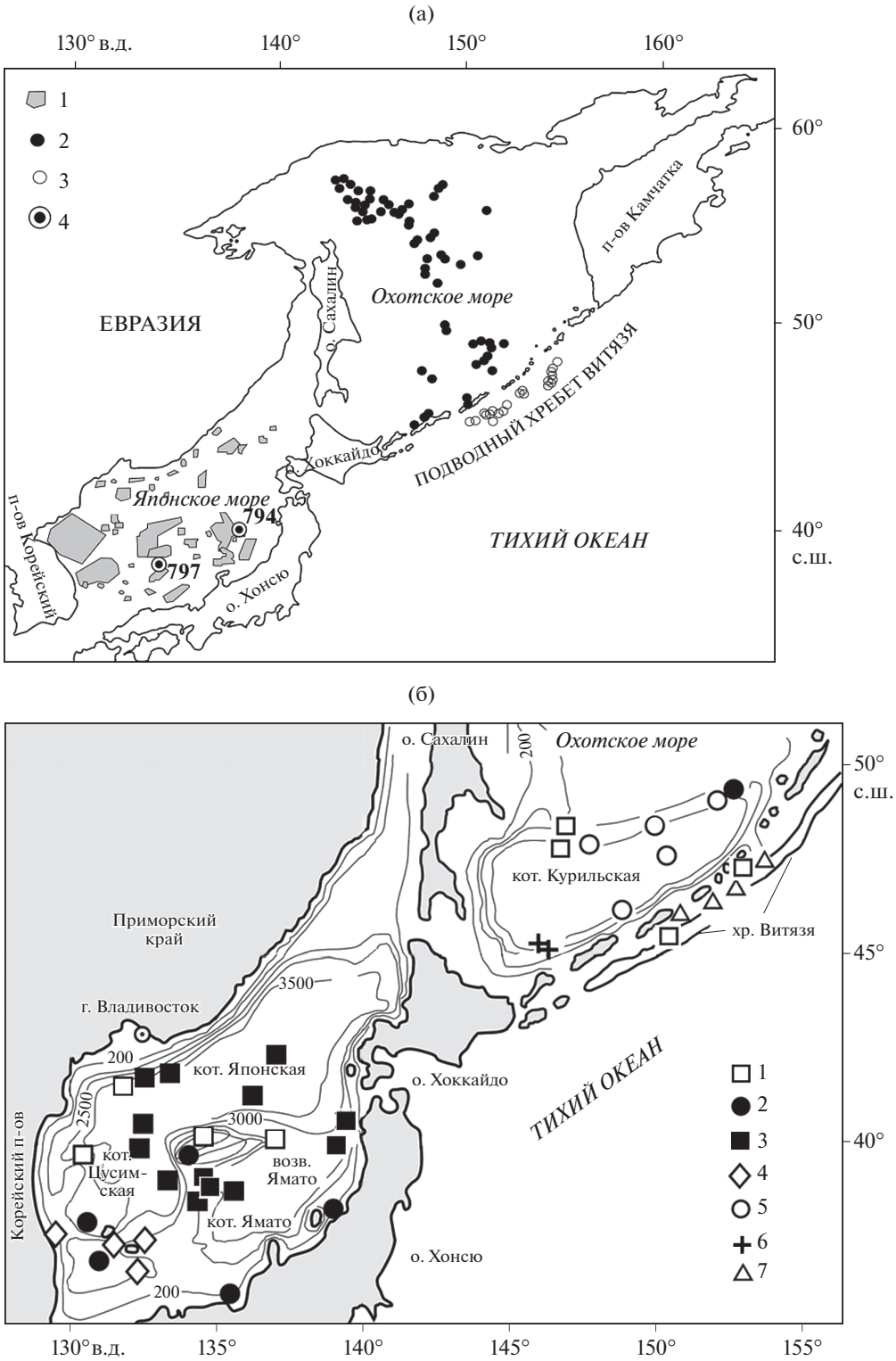

Рис. 1. (а) Карта-схема Японского и Охотского морей: 1 – полигоны (Берсенев и др., 1987) и 2, 3 – станции драгирования вулканических пород (Emel'yanova, 2006; Емельянова и др., 2012); 4 – скважины глубоководного бурения по (Геология ..., 2006).
(б) Карта-схема котловин с местами выходов позднекайнозойских вулканических пород (Емельянова, Леликов, 2013): позднеолигоцен-раннемиоценовых андезитоидов (1) и щелочных вулканокластитов (2); среднемиоцен-плиоценовых окраинно-морских (3) и плиоцен-голоценовых щелочных (4) базальтоидов; плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины (5), хребта Гидрографов (6) и хребта Витязя (7).

В Японском и Охотском морях установлены две крупные фазы тектономагматической активизации – позднемезозойская–раннекайнозойская и позднекайнозойская. Первая фаза проявлена в основном в Охотском море, вторая – в Японском море и на юге Охотского.

Позднемезозойско-раннекайнозойский вулканизм

В Охотском море он представлен нижеперечисленными комплексами (Emel'yanova et al., 2006; Емельянова, Леликов, 2010, 2016 и др.). *Раннемеловой базальт-андезитовый комплекс* (130–96 млн лет) образует ряд базальты–андезидациты, преобладают амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые андезибазальты и андезиты; *позднемеловой дацит-риолитовый* комплекс (93.4–69.0 млн лет) представлен амфибол-двупироксен-плагиоклазовыми андезитами и андезидацитами, реже дацитами, риолитами и их туфами; *эоценовый комплекс* (51.0–37.2 млн лет) формирует ряд базальты–риолиты, преобладают амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты и андезиты. В Японском море установлен *позднемеловой игнимбритовый компл*екс (95.9–71.8 млн лет), представленный андезитами, дацитами, риолитами и их туфами (Берсенев и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010, 2016 и др.).

В большинстве своем вулканиты выше указанных комплексов относятся к высокоглиноземистым высококалиевым образованиям известково-щелочной серии активных континентальных окраин (АМСВ) (Емельянова, Леликов, 2016; Emel'yanova et al., 2006 и др.). На многокомпонентных диаграммах редких и распределения редкоземельных элементов (REE), нормированных к хондритовому стандарту по (Thompson, 1982) и по (Anders, Grevesse, 1989) соответственно, в спектрах наблюдаются максимумы по крупноионным литофильным элементам (LILE) и минимумы по большинству высокозарядных элементов (HFSE), в том числе Ta-Nb отрицательная аномалия, характерная для пород надсубдукционных обстановок. Легкие редкоземельные элементы (LREE) преобладают над тяжелыми (HREE), что подтверждается повышенными значениями $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ отношений (Емельянова, Леликов, 2016).

Источником магмогенерации для позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского морей служила субконтинентальная литосферная мантия (La/Nb > 2–4), представленная шпинелевыми перидотитами (рис. 2а). Роль граната в мантийном резервуаре позднемеловых вулканитов была незначительна, что подтверждается недостаточно высокими значениями отношений $(La/Yb)_N$ 5.26–11.56 и $(Gd/Yb)_N$ 1.11–2.98. Лишь в эоценовых андезитоидах эти показатели повышены: $(Gd/Yb)_N$ до 3.53 и $(La/Yb)_N$ до 7.32–14.57, что указывает на наличие граната в источнике. На диаграмме (Zr/Y)–(Nb/Y) большинство позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов располагается в области неплюмовых источников – АСМВ, IAB (рис. 2б). Степень частичного плавления источника описываемых пород находится на низком уровне (0.1–5%), что может указывать на изначальное обогащение магматических расплавов по сравнению с базальтовыми магмами срединно-океанических хребтов – N-MORB (Емельянова, Леликов, 2016). В позднем мелу в условиях субдукции обогащенность источника была обусловлена метасоматическими преобразованиями мантийного клина водными флюидами, отделявшимися от субдукцирующей океанической плиты (слэба) при дегидратации осадочного слоя. Роль флюидов определяется значениями отношений Nb/Ta и Zr/Hf. Для хондрита они составляют Nb/Ta = 17.6 и Zr/Hf = 35–37 (Kent, Elliot, 2002). При плавлении в открытой системе и наличии флюидов температура фракционирования Ta в расплаве в два раза ниже, чем Nb (Чевычелов и др., 2005). Это обуславливает значительные вариации Nb/Ta в породах геодинамических обстановок АМСВ и IAB. В закрытом источнике Ta и Nb переходят в расплав при одинаковой температуре, значения Nb/Ta варьируют в узком диапазоне (15–19) (Kamber, Collerson, 2000). Позднемезозойско-раннекайнозойские вулканиты описываемых морей характеризуются более низкими значениями Nb/Ta по сравнению с хондритовыми и повышением значений Nb/Ta от толеитовых к известково-щелочным разностям (Емельянова, Леликов, 2016). Эти свойства указывают на метасоматоз надсубдукционного клина водными флюидами, которые обогащены LREE и LILE: K, Rb, Sr, Ba и др. и обеднены HREE и HFSE: Ta, Nb, Zr, Hf и Ti, что типично для пород надсубдукционных обстановок. Большинством этих свойств обладают и описываемые вулканиты, которые все же отличаются от островодужных образований более низким содержанием CaO и более высоким – K_2O. В Охотском море наблюдается обогащенность пород Ti и Zr, а в Японском море – обедненность Sr, в то время как для островодужных магм характерны прямо противоположные концентрации этих элементов.

Среди позднемезозойско-раннекайнозойских пород выделяются эоценовые вулканиты Охотского моря с адакитоподобными свойствами (Емельянова, Леликов, 2016), близкими таковым в типичных адакитах по (Defant, Drummond, 1993). Эти породы с SiO_2 56.48–65.68 мас. % обладают повышенной концентрацией Sr (до 800 г/т), низкой – Y (9.45–14.0 г/т) и повышенными значениями Sr/Y 50–61 (в типичных адакитах ≥40). На диаграмме Y–(Sr/Y) большинство точек их состава располагается в поле адакитов (рис. 2в). Им также свойственны высокие содержания Al_2O_3 15.32–18.19 мас. % и MgO 3.96–4.28 мас. %, повы-

шенные относительно известково-щелочных пород концентрации Ni 51–95 г/т и Cr 94–130 г/т. Значения $(La/Yb)_N$ составляют 7.32–14.57 (в адакитах 8–16), а показатели Nb/La (0.24–0.3) аналогичны адакитовым.

Адакиты установлены также в пределах Восточного Приморья, п-ва Камчатка, на северо-востоке Китая, на о-ве Хонсю в Японии (Симаненко и др., 2006; Авдейко и др., 2011; Колосков и др., 2014; Емельянова, Леликов, 2016 и др.). Адакитовый вулканизм является индикатором режима трансформной окраины, который в маастрихте–дате сменил позднемеловой субдукционный режим и был спровоцирован коллизией Индийской плиты с Евразийским континентом (Мартынов, Ханчук, 2013 и др.). В результате субдукционная пластина была разрушена, и через субдукционные “окна” в субконтинентальную литосферу стала проникать астеносферная мантия океана.

Для подъема астеносферы необходимо дополнительное тепло, поскольку на северо-западе Тихого океана литосфера древняя (93 млн лет) и достаточно мощная (Авдейко и др., 2011). Тепло обеспечивалось подъемом и распространением в сторону континента Тихоокеанского суперплюма, как показано на рис. 3а (поздний мезозой и эоцен). Движение астеносферной мантии океана в сторону Охотоморского региона, а затем подъем ее апофизы в центральной его части подтверждается геофизическими данными. На западе Тихого океана изолинии магнитуд ориентированы в северо-западном направлении, что соответствует СВ- или ЮЗ-вектору тектонических напряжений. Положение осей линейных зон повышенной сейсмичности на западной границе Тихоокеанской плиты также характеризуется направленным смещением под Охотоморскую плиту (Петрищевский, 2016). В Охотоморской области распределение магнитуд имеет изометричный характер, указывающий на наличие структуры центрального типа. Реологическая модель и 3D-модель распределения температуры до глубины 200 км подтвердили существование такой структуры под Охотским морем (Петрищевский, 2016; Петрищевский, Ва-

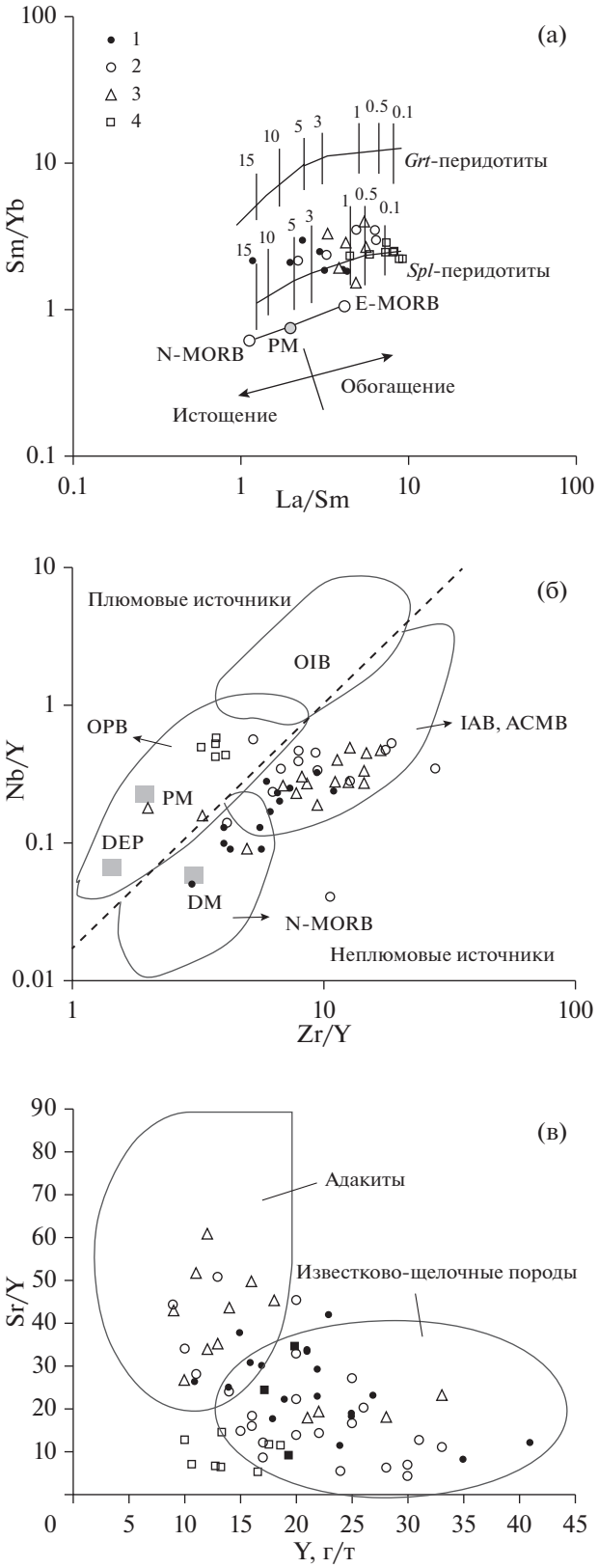

Рис. 2. Диаграммы (Sm/Yb)–(La/Sm) (а) (Школьник и др., 2009); (Zr/Y)–(Nb/Y) (б) (Condie, 2003); Y–(Sr/Y) (в) (Defant, Drummond, 1993) для позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского моря.
1 – раннемеловых, 2 – позднемеловых, 3 – эоценовых и 4 – позднемеловых Японского моря. На диаграмме (а) вертикальные линии – степень частичного плавления источника; на диаграммах (а) и (б) геодинамические обстановки: OIB – океанических островов; IAB, ACMB – островных дуг и активных континентальных окраин; N-MORB – срединно-океанических хребтов; OPB – океанических плато; мантийные источники: PM – примитивная мантия, DM – деплетированная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия.

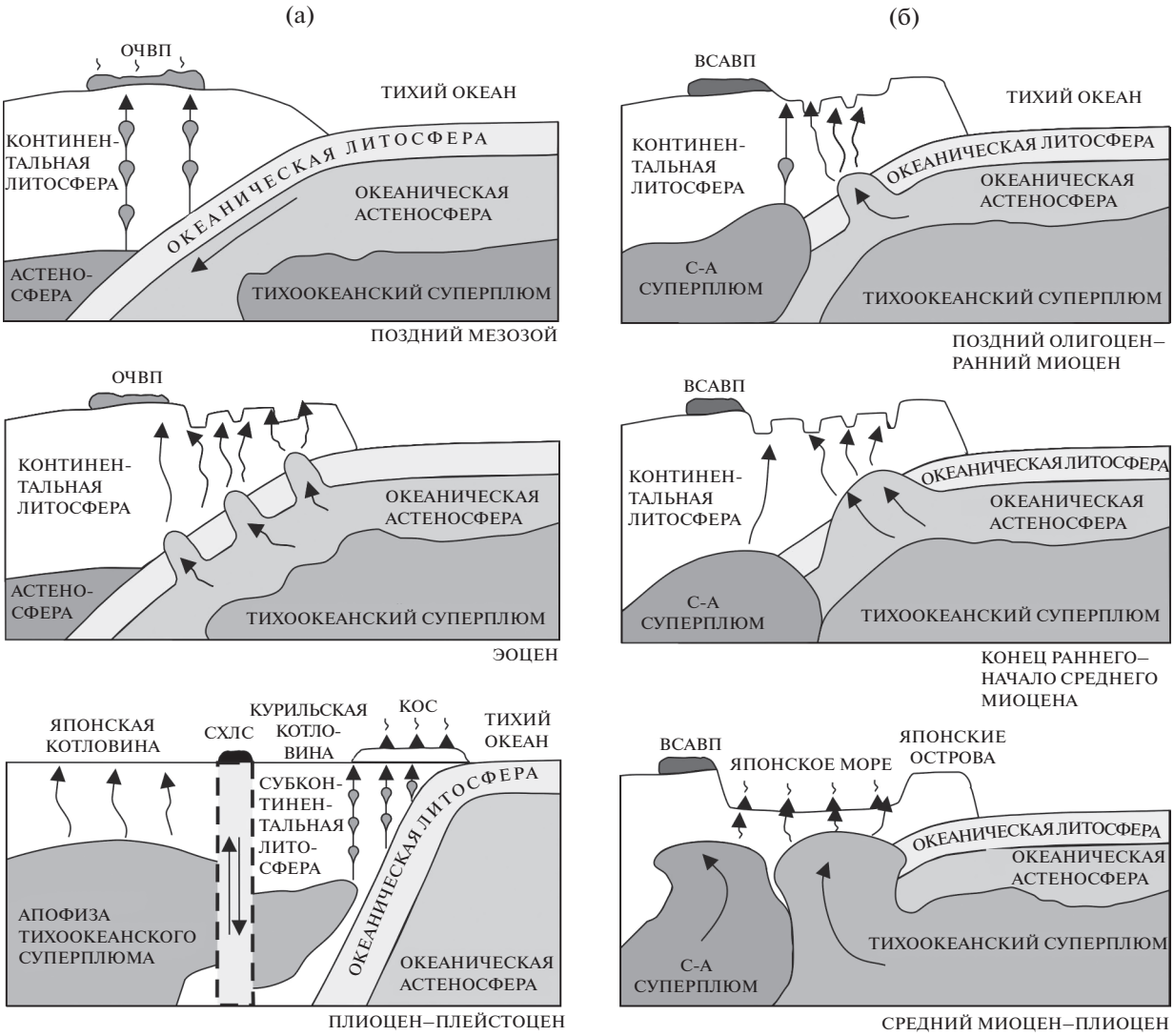

Рис. 3. Позднемезозойско-кайнозойские этапы эволюции Охотского (а) и Японского (б) морей.
ОЧВП и ВСАВП – Охотско-Чукотский и Восточно-Сихотэ-Алинский вулканические пояса соответственно, СХЛС – Сахалинско-Хоккайдская линеаментная и КОС – Курильская островная системы; С-А – Северо-Азиатский суперплюм.

сильева, 2017). Возникновение ее связано с подъемом мантийного плюма, голова которого имеет грибовидную форму, а центральный ствол простирается в мантию ниже глубины 200 км. Изотерма 1200°С, отождествляемая с подошвой литосферы, в центре плюма располагается на глубине 70 км.

Позднекайнозойский вулканизм

Этапы этой фазы тектономагматической активизации наиболее информативны в плане выявления геодинамики Японского и Охотского морей. Места обнаружения позднекайнозойских вулканитов указаны на рис. 1б. В Японском море данные породы образуют несколько нижеописанных комплексов (Берсенев и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014 и др.). *Позднеолигоцен-раннемиоценовые комплексы* известково-щелочных андезитоидов и щелочных вулканокластитов сформировались почти одновременно в интервалах 27.0–19.7 и 26.0–15.4 млн лет соответственно. Андезитоиды представлены в основном оливин-клинопироксен-плагиоклазовыми андезибазальтами и двупироксен-плагиоклазовыми андезитами, вулканокласти̇ты – спекшимися туфами и игнимбритами трахириолитов и трахиандезитов (Леликов, Терехов, 1982; Берсенев и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010 и др.). *Среднемиоцен-плиоценовый комплекс* (14.7–4.5 млн лет) представлен преимущественно оливин-плагиоклазовыми и плагио-

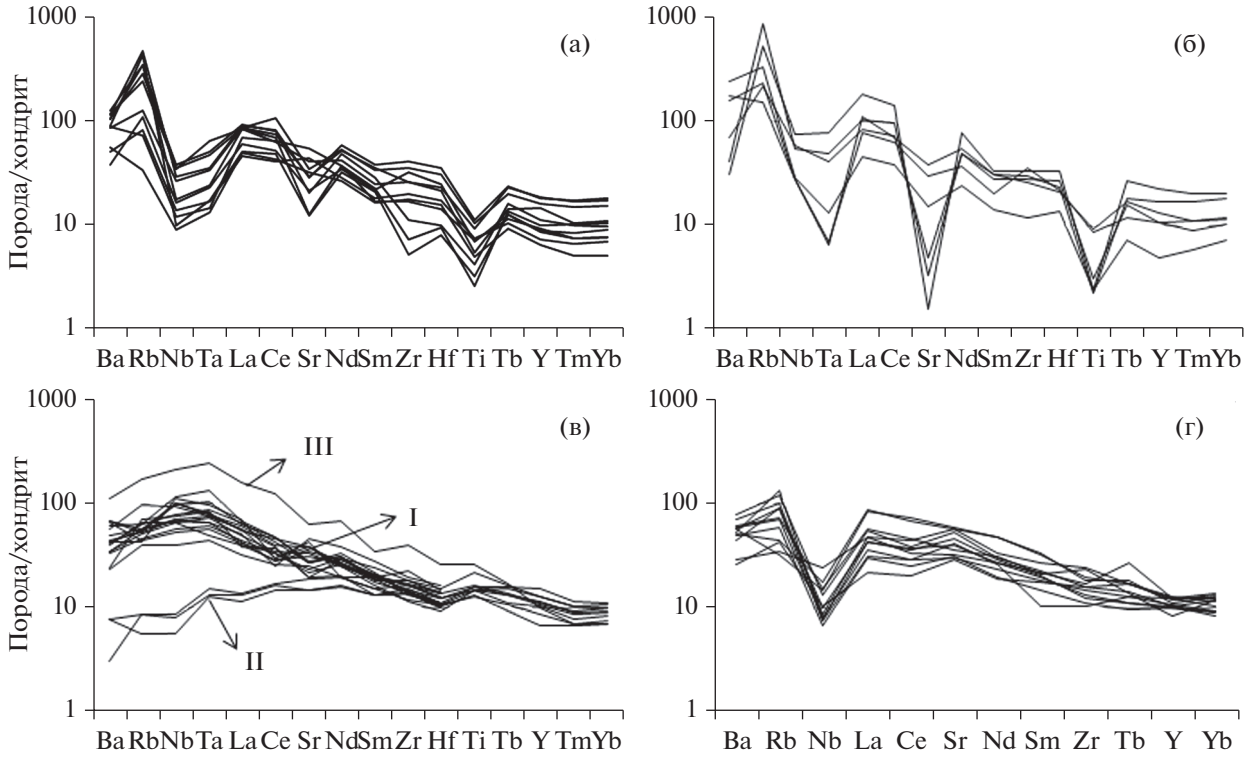

Рис. 4. Многокомпонентные диаграммы редких элементов для позднекайнозойских вулканитов Японского моря: позднеолигоцен-раннемиоценовых андезитоидов (а) и вулканокластитов (б); миоцен-плиоценовых базальтоидов (в): I – среднемиоцен-плиоценовых окраинно-морских (OIB) и II – деплетированных N-MORB скв. 794, III – плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов; плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины (г).

клазовыми окраинно-морскими базальтоидами (Берсенев и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014 и др.). Первые состоят из плагиоклаза, оливина, шпинели и вулканического стекла, вторые – в основном из плагиоклаза и вулканического стекла, иногда присутствуют оливин, хромистый клинопироксен и хромшпинелиды. *Плиоцен-голоценовый комплекс* щелочных базальтоидов (3.4–2.3 млн лет) развит на юго-западе Японского моря и представлен рядом пикробазальты–щелочные трахиты. В трахибазальтах присутствует нефелин, в трахитах – санидин.

Позднекайнозойские вулканиты в Охотском море представлены, главным образом, *плиоцен-плейстоценовым комплексом* (4.1–0.932 млн лет), развитым по периферии Курильской котловины и в пределах подводного хребта Витязя (рис. 1б). Породы формируют ряд базальты–андезидациты, преобладают амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезибазальты и андезиты (Emel'yanova et al., 2006; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014). Однако на юго-западе котловины в пределах хребта Гидрографов установлены более щелочные разновидности – трахиандезибазальты и трахиандезиты (рис. 1б).

Позднеолигоцен-раннемиоценовые известково-щелочные андезитоиды Японского моря с SiO_2 50.48–68.32 мас. % характеризуются повышенными содержаниями (мас. %): суммы щелочей (3.51–6.55), K_2O (до 2.66), Al_2O_3, CaO, Rb и Ba, пониженными (г/т) – Ti, Hf и Y и низкими – элементов группы Fe. На многокомпонентной диаграмме тренд нормированных концентраций редких элементов для андезитоидов обнаруживает Ta-Nb отрицательную аномалию и знакопеременные Sr- и Zr-аномалии (рис. 4а). Тренд распределения редкоземельных элементов демонстрирует преобладание LREE над HREE. Значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ повышены и составляют 2.39–3.83 и 5.08–10.13 соответственно. На дискриминантной диаграмме Ti–V фигуративные точки андезитоидов располагаются в области АМСВ (рис. 5а).

Позднеолигоцен-раннемиоценовые щелочные вулканокласты Японского моря по кремнекислотности относятся к средним или кислым разновидностям пород (мас. %) и характеризуются повышенной суммарной щелочностью (6.62–11.50) и калиевостью (K_2O 3.78–7.04), а также пониженными содержаниями CaO, TiO_2 и Al_2O_3 и низкими – элементов группы Fe (г/т) – Cr, Ni, Co и V. Концентрации Rb, Ba и Zr повышены, а Sr – понижена, особенно в трахириолитовых разностях пород. Многокомпонентные диаграммы редких элементов

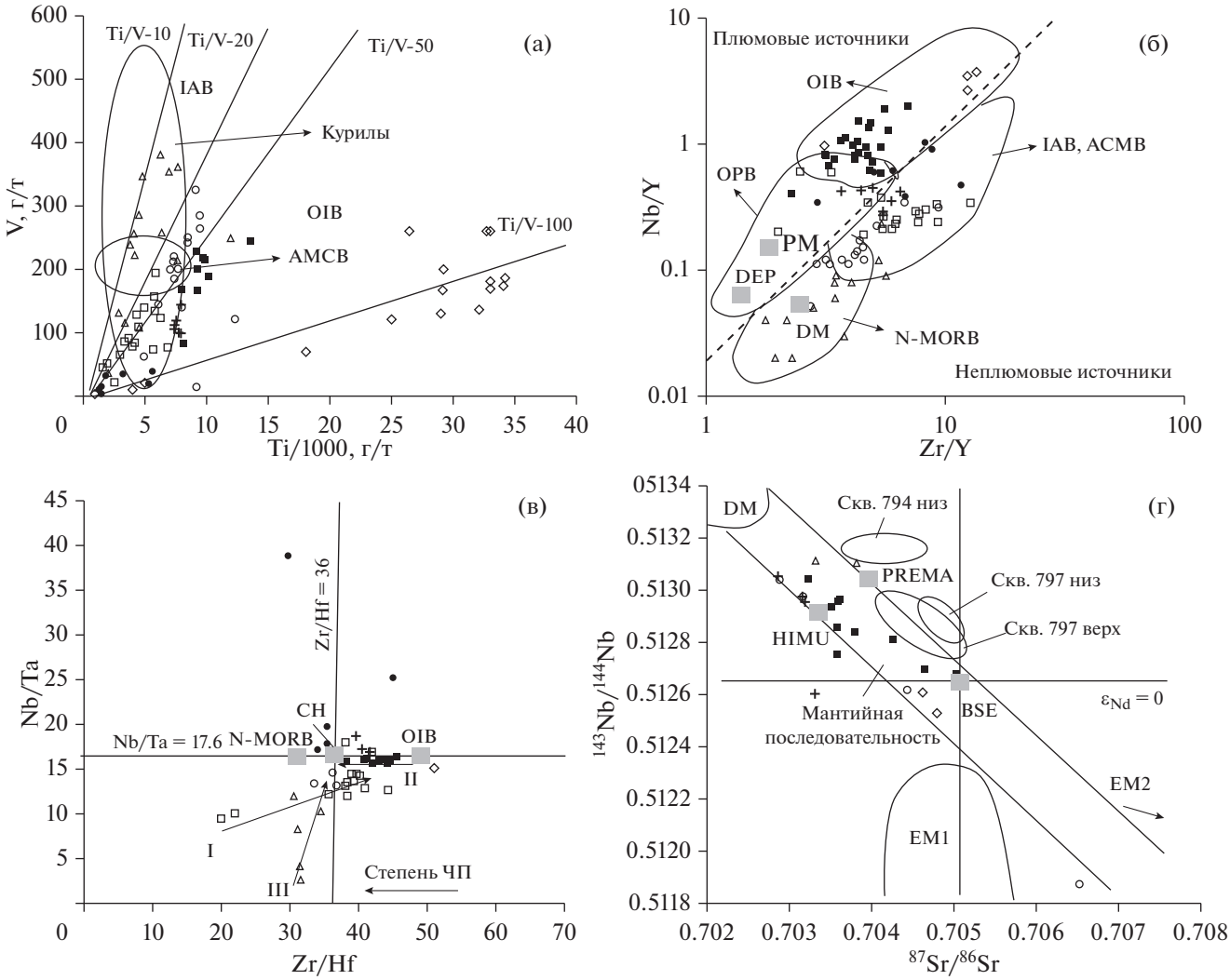

Рис. 5. Диаграммы Ti–V (а) (Shervais, 1982), (Zr/Y)–(Nb/Y) (б) (Condie, 2003), (Zr/Hf)–(Nb/Ta) (в) (Munker et al., 2004), ($^{87}Sr/^{86}Sr$)–($^{143}Nd/^{144}Nd$) (г) для позднекайнозойских вулканитов.
Источники: DM – деплетированная мантия, PREMA – преобладающая мантия, HIMU – обогащенная U мантия, BSE – валовый состав Земли, CH – состав хондрита, ЧП – степень частичного плавления источника. Остальные условные обозначения на рис. 1б.

(рис. 4б) и распределения REE демонстрируют отрицательные Sr-, Ti-, Ta-Nb-, Y- и Eu-аномалии. Легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми. Значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ составляют 2.27–4.06 и 4.61–9.79 соответственно.

В позднем олигоцене–раннем миоцене в Японском море источником магмогенерации служила субконтинентальная литосферная мантия, что подтверждается значениями La/Nb (2–4) в андезитоидных и вулканокластических трахитоидных породах. При этом последние, характеризуясь более высокими концентрациями Zr и Nb и более низкой – Y, по сравнению с андезитоидами, на диаграмме (Zr/Y)–(Nb/Y) тяготеют к области OIB, что подтверждает наличие в них внутриплитных (WPB) “меток” (рис. 5б). Андезитоиды на этой диаграмме попадают в область AMCB, тем самым подчеркивая свой известково-щелочной состав. Обогащение известково-щелочных (андезитовых) и кислых щелочных магматических расплавов осуществлялось под воздействием разных процессов. В случае андезитоидов причиной обогащения стал метасоматоз надсубдукционного мантийного клина водными флюидами. К позднему олигоцену–раннему миоцену субдукционная плита уже была разрушена деструктивными процессами режима трансформной окраины (Акинин, Миллер, 2011; Мартынов, Ханчук, 2013 и др.) и представляла собой разрозненные фрагменты (рис. 3б, поздний олигоцен–ранний миоцен). Однако на обогащение известково-щелочных расплавов флюидами

в центральной части Японского моря указывают Nb/Ta и Zr/Hf отношения. Их значения ниже хондритовых и варьируют от толеитовых к известково-щелочным разностям – от 9.38 до 17.88 и от 20.06 до 44.45 соответственно (рис. 5в), что характерно для обстановок AMCB и IAB по (Kent, Elliot, 2002; Munker et al., 2004 и др.).

Обладая более высокими величинами отношений Nb/Ta по сравнению с хондритовыми, вулканокластические трахитоидные породы юго-западной части Японского моря на диаграмме (Zr/Hf)–(Nb/Ta) занимают область выше линии Nb/Ta = 17.6 (рис. 5в). Некоторые образцы располагаются вблизи линии Nb/Ta = 17.6 и характеризуются почти одинаковыми значениями Nb/Ta 17–19, свойственными породам, генезис которых связан с континентальным внутриплитным источником (Kamber, Collerson, 2000). Характер распределения редких элементов также вполне сопоставим с таковым в породах щелочно-риолитовой и щелочно-трахитовой формаций континентального плюмового вулканизма по (Лазаренков, 2010). Присутствие WPB в позднеолигоцен-раннемиоценовых вулканокластических породах (наряду с известково-щелочными) является одним из первым доказательств в пользу наличия закрытого (плюмового) резервуара под южной частью Японского моря. Этим резервуаром, вероятнее всего, являлась апофиза Северо-Азиатского суперплюма, расположенного к западу от Японского моря (рис. 3б, поздний олигоцен–ранний миоцен). Подъем и плавление этой апофизы в плиоцен–голоцене приведет к вспышке щелочно-базальтоидного вулканизма с наиболее ярко проявленными WPB чертами (см. плиоцен-голоценовые щелочные базальтоиды юго-запада Японского моря).

Конец раннего миоцена в Японском море ознаменовался проявлением базальтового вулканизма, продукты которого обнаружены в скважине 794 в котловине Ямато (Pouclet, Bellon, 1992; Филатова, 2004) (рис. 1а). Это самые деплетированные вулканические породы, известные на данный момент в Японском море, которые характеризуются одинаковым набором (и концентрацией) редких элементов с толеитовыми базальтами срединно-океанических хребтов – N-MORB (рис. 4в–I). На диаграмме ($^{87}Sr/^{86}Sr$)–($^{143}Nd/^{144}Nd$) их фигуративные точки образуют ореол вблизи деплетированного источника – DM (рис. 5г). Формирование данных пород происходило в период максимального окраинно-морского спрединга в конце раннего–начале среднего миоцена около 15 млн лет (рис. 3б, конец раннего–начало среднего миоцена).

В постспрединговый период в среднем миоцене–плиоцене в котловинах Японского моря проявлена мощная вспышка вулканизма, продуктами которого стали ОМ базальтоиды. Они являются производными обогащенного (плюмового) источника, о чем свидетельствует их изотопно-геохимический состав. Базальтовые разности характеризуются (мас. %): повышенной суммой щелочей 4.34–6.83 и K_2O до 2.40, умеренно повышенными содержаниями Al_2O_3 13–17 и CaO 8.42–11.87 и повышенными – TiO_2 1.60–2.47, ΣFe 6.81–8.10 и MgO 4.82–8.10. В них также отмечаются высокие концентрации (г/т): Zr 150–220, Nb 25–56, Ta 1.15–2.67, Cr 190–470, Ni 42–100 и V 190–300, средние или повышенные – Rb 20–76, Sr 300–540 и Ba 160–480. На многокомпонентных диаграммах редких элементов и распределения REE наблюдаются положительные Ta-Nb-, Ti- и Zr- и отрицательные Sr- и Eu-аномалии (рис. 4в–II). Спектр REE резко фракционирован с преобладанием LREE относительно HREE. Значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ высокие и составляют 1.90–3.69 и 4.53–7.34 соответственно, а Nb/Yb отношения достигают 22.52. Кислые дифференциаты оливиновых базальтов обладают высокой суммарной щелочностью (7.75–8.56 мас. %) и калиевостью (K_2O 2.91–4.67 мас. %). В трахитах эти показатели повышаются до 10.71 и 5.47 мас. % соответственно (Берсенев и др., 1987). Концентрации Zr составляют 260–440, достигая в трахитах 510 г/т. Количество MgO (мас. %) и элементов группы Fe (г/т) в трахиандезитах по сравнению с базальтами понижаются: MgO до 2.11, Cr до 30–32, Ni до 3–14, V до 10–69, а суммарное железо ($FeO + Fe_2O_3$) повышается от базальтов к ферробазальтам от 7.65 до 10.45 мас. %. Накопление Fe характерно для феннеровского типа дифференциации толеитовой серии океанов. Химические свойства ОМ базальтоидов близки таковым в щелочно-базальтоидных вулканитах океанических островов (OIB). Это подтверждается дискриминантной диаграммой Ti–V (рис. 5а), на которой данные породы располагаются в области OIB. Значения Ti/V находятся в пределах 50–100.

Среднемиоцен-плиоценовые окраинно-морские базальтоиды являются производными шпинелевых и гранатовых перидотитов (Емельянова, Леликов, 2013, 2014). На диаграмме (Zr/Y)–(Nb/Y) их фигуративные точки располагаются в поле плюмовых источников, образуя ореол в области OIB (рис. 5б). На OIB природу данных пород указывают Ta-Nb максимум (рис. 4в–II), низкие значения Zr/Nb (4.24–9.47), Y/Nb (0.54–1.74) и LILE/HFSE, повышенные – Nb/Yb (6.12–14.3) и $(La/Yb)_N$ (до 7.35), а также высокие значения Zr/Y (4.32–6.96) и Nb/Y (до 1.99) отношений. Значения La/Nb весьма низкие (0.62–0.88), а Ce/Y колеблются от 1.12 до 2.42. Диаграмма (Zr/Hf)–(Nb/Ta) демонстрирует обратную корреляцию между Nb/Ta и Zr/Hf от щелочных к толеитовым разностям (рис. 5в). Показатели Zr/Hf понижаются с уменьшением щелочности от 45.71 до 38.55, значения Nb/Ta близки к хондритовым и составляют 15.71–

16.26, что соответствует породам геодинамической обстановки OIB по (Kamber, Collerson, 2000).

На диаграмме ($^{87}Sr/^{86}Sr$)–($^{143}Nd/^{144}Nd$) (рис. 5г) точки значений изотопных отношений окраинно-морских базальтоидов располагаются в области, которую ряд исследователей относит к OIB (Tatsumi, 2005; Колосков и др., 2014 и др.). Значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ составляют 0.5128–0.5130 и 0.7032–0.7035 соответственно. Сравнительный анализ показал различие в составе изотопов Nd и Sr в окраинно-морских базальтоидах и в вулканитах скважин 794 и 797. Наиболее близкими по этим параметрам к окраинно-морским базальтоидам оказались вулканиты скважины 797. Как было сказано выше, к самым деплетированным породам относится часть толеитов нижнего комплекса скважины 794, тяготеющих к деплетированному источнику – DM (рис. 5г).

Описанные химические свойства окраинно-морских базальтоидов позволяют отнести их к производным OIB-типа постспредингового плюмового вулканизма. Генезис этих пород был связан с плавлением апофизы Тихоокеанского суперплюма, максимально поднявшейся к поверхности в районе Японской котловины (Емельянова, Леликов, 2013, 2014) (рис. 3б, средний миоцен–плиоцен). Плавление плюмового источника осуществлялось по типу адиабатического: выплавленная жидкость покидала плавящуюся систему, давление снижалось и процесс плавления возобновлялся (Богатиков и др., 2010). Низкая степень частичного плавления источника (0.1–0.5%) обеспечила обогащенность магматических расплавов легкоплавкими (K_2O, Na_2O) и некогерентными элементами, такими как LILE (Cs, Rb, Sr, Ba и др.), LREE и HFSE (Nb, Ta, Zr, Ti, Hf и др.). С повышением степени частичного плавления происходило насыщение расплавов и когерентными элементами (Cr, Ni, V, Co и др.), которые в большинстве своем все же оставались в рестите. Возможно, в будущем его плавление приведет к формированию в Японском море толеитового основания, аналогичного таковому под океаническими островами. Однако это лишь одна из точек зрения о более раннем генезисе щелочных магм континентов и океанов и “прирастании” толеитового базиса снизу. Согласно другой модели, основанной на первичности толеитовых магм (Keller et al., 2000 и др.), “базальтовым” основанием в Японском море можно считать наиболее деплетированные вулканиты скважины 794 максимального окраинно-морского спрединга. В этом случае слабые известково-щелочные “метки”, характерные для них, отражают специфику вулканизма активной континентальной окраины, которая сочетает в себе черты вулканизма разных геодинамических режимов, в том числе и надсубдукционного.

В плиоцен–голоцене на юго-западе Японского моря была проявлена вспышка щелочно-базальтоидного вулканизма (Берсенев и др., 1987; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014 и др.). Продуктами его стали щелочные базальтоиды с SiO_2 42.39–60.11 мас. %, представленные, главным образом, пикробазальтами, щелочными базальтами и трахитами. Породы обладают высокой суммарной щелочностью (мас. %): в пикробазальтах 3.53–3.94, в щелочных базальтах 6.32–8.64 и трахитах 11.48–12.70; содержание K_2O высокое и составляет (мас. %): в пикробазальтах 1.20–1.69, в щелочных базальтах 2.91–4.80 и в трахитах 6.14–6.60. В сумме щелочей часто K_2O преобладает над Na_2O. Содержание Al_2O_3 в пикробазальтах и щелочных базальтах понижено, а в трахитах повышено до 19.03–19.20 мас. %. Породам свойственны высокие концентрации TiO_2 (1.80–3.30 мас. %), CaO, MgO и ΣFe, которые понижаются в трахитовых разностях. В целом породы относятся к высококалиевым образованиям щелочной вулканической серии. Им свойственны (г/т): повышенные концентрации Rb, Ba и Sr и высокие Zr 160–360 (в трахитах до 400–660), Nb 32.5–82.8 и Ta до 4.89. На многокомпонентной диаграмме (рис. 4в–III) в спектре редких элементов наблюдаются положительные Ta-Nb-, Zr- и Ti-аномалии, а в спектре распределения REE – преобладание LREE над HREE. Значения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ высокие и составляют 2.99–5.05 и 22.47–28.80 соответственно. Концентрации LILE, LREE и HFSE в породах вполне сопоставимы с таковыми в щелочных базальтах щелочно-базальтоидной формации континентального плюмового вулканизма по (Лазаренков, 2010; Hess, 1989 и др.). На диаграмме Ti–V щелочные базальтоиды располагаются в области высоких значений Ti/V (>100), превышающих таковые в вулканитах OIB (рис. 5а).

Сравнительный анализ среднемиоцен-плиоценовых окраинно-морских базальтоидов OIB-типа Японского моря и плиоцен-голоценовых щелочных базальтоидов его юго-западной части показал значительные различия в геохимической специфике тех и других пород. Щелочные базальтоиды обладают более высокими значениями отношений: $(La/Yb)_N$ 27.86–28.80, $(La/Sm)_N$ до 4.56, Sm/Yb 1.57–5.50, Ce/Y 5.47–6.25, Ba/Y 25.21–38.58, Zr/Y 12.39–13.58 и Nb/Y 1.96–3.73 и более низкими – Lu/Hf до 0.04, Zr/Nb и Y/Nb. Они также характеризуются более низкими значениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5125–0.5126) и более высокими – $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.704–0.7047) (рис. 5г). Концентрации элементов группы Fe (Cr, Ni и V) в щелочных базальтоидах ниже, чем в окраинно-морских базальтоидах и вполне сопоставимы с таковыми в плюмовых континентальных и океанических щелочных базальтах по (Hess, 1989) (г/т): Cr – 160 и 318, Ni – 85 и 110, V – 250 и 290 соответственно.

В то же время по вышеописанным изотопно-геохимическим параметрам щелочные базальтоиды юго-запада Японского моря близки базальтоидам бассейна Сунляо, расположенного к западу от Японского моря (Сахно, 2008). Этот бассейн представляет собой депрессионную структуру, возникшую в позднем кайнозое под влиянием Северо-Азиатского суперплюма (Хомич, Борискина, 2011). Его границы совпадают с установленной в этой области Центрально-Азиатской внутриплитной провинцией (Кузьмин и др., 2011 и др.).

Отличительные черты окраинно-морских и щелочных базальтоидов указывают на разный состав источников и еще раз подчеркивают разные условия их формирования. Хотя те и другие породы имеют внутриплитную (WPB) природу, которая подразумевает участие в магмогенерации выплавок из нижнемантийного плюма, судя по всему, речь идет о двух плюмах различной природы. Согласно большинству геохимических характеристик, установленных для плюмовых вулканитов континентов и океанов (Hess, 1989; Condie, 2003; Tatsumi, 2005; Лазаренков, 2010 и др.), окраинно-морские базальтоиды относятся к плюм-океаническим, а щелочные базальтоиды – к плюм-континентальным вулканическим образованиям и являются производными апофиз Тихоокеанского и Северо-Азиатского суперплюмов соответственно. Наличие “следов” двух разных суперплюмов в пределах Японского моря наводит на мысль об их столкновении, которое привело к разрыву литосферы и формированию морских впадин (рис. 3б, средний миоцен–плиоцен) (Емельянова, Леликов, 2013, 2014, 2016). К этому выводу также подводит и то обстоятельство, что возраст Тихого океана совпадает с возрастом Тихоокеанского суперплюма (150 млн лет) (Кузьмин и др., 2011). В течение всего этого времени данный суперплюм беспрепятственно “двигал” Евразийский континент к западу. Остановить это “движение” могло лишь столкновение с аналогичной по мощности субстанцией, какой является Северо-Азиатский суперплюм.

Однако, согласно другим данным, Северо-Азиатский суперплюм не является структурой первого порядка, а представляет собой одно из звеньев цепочки плюмов, расположенных в зоне трансформного сдвига по линии Танлу–Охотско-Чукотский пояс (Хомич, Петрищевский, 2004; Петрищевский, Юшманов, 2011 и др.). Возможно, что все они являются апофизами Африканского суперплюма (Кузьмин и др., 2011), по изотопно-геохимической специфике резко отличающегося от Тихоокеанского. В этом случае не исключено, что вся уникальная Западно-Тихоокеанская зона перехода континент–океан сформировалась в результате коллизии двух суперплюмов – Африканского и Тихоокеанского.

На этом эволюция Японского моря, возможно, заканчивается, но на юге Охотского моря в плиоцен–плейстоцене при формировании Курильской котловины установлен другой известково-щелочной тип вулканизма в отличие от плиоцен-голоценового щелочного вулканизма юго-запада Японского моря. Большинство плиоцен-плейстоценовых вулканитов Курильской котловины (Emel’yanova et al., 2006; Емельянова, Леликов, 2010, 2013, 2014 и др.) характеризуются умеренной или повышенной суммарной щелочностью и калиевостью, повышенными содержаниями Al_2O_3 и TiO_2, а также Rb, Sr и Ba, умеренно-низкими – Zr и Y и низкими – Nb (2.2–3.50 г/т). На многокомпонентной диаграмме редких элементов в спектре этих пород проявлены отрицательные Nb-, Zr- и Ti-аномалии и положительная – Sr (рис. 4г), что характерно для островодужных пород (IAB). В спектр REE наблюдается преобладание LREE над HREE; значения $(La/Sm)_N$ составляют 1.65–2.22, $(La/Yb)_N$ – 3.62–7.04. На дискриминантной диаграмме Ti–V (рис. 5а) точки составов данных пород располагаются в островодужной области в интервале значений Ti/V 20–50.

Трахитоидные породы хребта Гидрографов (рис. 1б) отличаются от большинства вулканитов Курильской котловины более высокой суммарной щелочностью (до 6.79 мас. %) и калиевостью (K_2O до 3.11 мас. %), более высокими концентрациями Rb, Sr, Ba, Zr (98.53–141.91 г/т) и Nb (11.22–12.78 г/т). На многокомпонентной диаграмме редких элементов в их спектре наблюдается Ta-Nb минимум. Однако они обладают более высокими значениями отношений Nb/Yb (4.50–4.90), $(La/Sm)_N$ 1.94–2.51 и $(La/Yb)_N$ 4.56–7.70. Величина отношения Ti/V (50–100) трахитоидных пород Курильской котловины близка таковой в окраинно-морских базальтоидах Японского моря, на диаграмме Ti–V образуют с ними единый ореол (рис. 5а).

Источником магмогенерации для курильских вулканитов служила субконтинентальная литосферная мантия (La/Nb > 2–4), представленная шпинелевыми перидотитами. Исключением являются трахитоиды хребта Гидрографов, тяготеющие к тренду проявления гранатовых перидотитов на диаграммах (Sm/Yb)–(La/Sm) и (La/Sm)–(Lu/Hf). Степень частичного плавления в плиоцен-плейстоценовых вулканитах понижается от 10–15% в толеитовых разностях до 0.5–2% в субщелочных (и трахитоидных). От толеитовых к субщелочным породам повышаются значения La/Sm, Sm/Yb и $(La/Yb)_N$. Последние достигают максимума в породах хребта Гидрографов (10.36–11.2), показатели же Lu/Hf в них, напротив, минимальны и составляют 0.07–0.23. В целом вулканиты Курильской котловины относятся к образованиям неплюмовых источников. На диаграмме (Zr/Y)–(Nb/Y) их точ-

ки располагаются в поле IAB и ACMB (рис. 5б). Известково-щелочным и субщелочным разностям свойственны повышенные значения Zr/Y 3.20–6.80 и Nb/Y 0.11–0.42, а толеитовым – пониженные до 1.79–5.65 и до 0.02–0.12 соответственно.

Плиоцен-плейстоценовые вулканиты Курильской котловины сформировались в надсубдукционном режиме, на что указывают Sr максимум и Ta-Nb, Zr и Ti минимумы, на многокомпонентной диаграмме редких элементов (рис. 4г). На диаграмме Nb/Ta–Zr/Hf они демонстрируют незначительное повышение значений Zr/Hf (30.66–34.62) и существенные колебания показателей Nb/Ta (8.37–14.67) от толеитовых к субщелочным разностям (рис. 5в), что также типично для пород надсубдукционных обстановок. Изотопный состав в курильских вулканитах иллюстрирует диаграмма ($^{87}Sr/^{86}Sr$)–($^{143}Nd/^{144}Nd$) (рис. 5г). В андезибазальтах и андезитах значения отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ колеблются от 0.5118 до 0.5130, а $^{87}Sr/^{86}Sr$ – от 0.7028 до 0.7065. Большинство пород располагается между источниками DM и PREMA, и их местоположение совпадает с ореолами аналогичных по кремнекислотности вулканитов Курильской дуги и хребта Витязя (Емельянова и др., 2012). Все вышеперечисленные химические свойства вулканитов Курильской котловины указывают на метасоматоз мантийного клина водными флюидами (субдукционным компонентом). Это является доказательством в пользу возобновления субдукции Тихоокеанской плиты под Евразийский континент в плиоцене–плейстоцене (рис. 3а, плиоцен–плейстоцен) и окончательному формированию задуговых бассейнов Японского и Охотского морей.

Трахитоидные породы хребта Гидрографов по концентрациям многих петрогенных и редких элементов проявляют химические черты, близкие таковым в окраинно-морских базальтоидах Японского моря. С последними они образуют единые ореолы на многих диаграммах (рис. 5а–5г), характеризуясь близкими значениями отношений Zr/Nb, Y/Nb, $(La/Yb)_N$, Ba/La, Ba/Y, Zr/Hf, Ce/Y, а также $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0.5126) и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7033) и незначительно отличаясь – Nb/Ta, La/Nb и Nb/Y. Сходство химических свойств тех и других пород позволяет предположить, что апофиза Тихоокеанского суперплюма, ставшая основным мантийным резервуаром для окраинно-морских базальтоидов OIB-типа в котловинах Японского моря, могла простираться в сторону Курильской котловины и оказывать влияние на магмогенезис в юго-западной ее части, где и происходило формирование трахитоидных пород (рис. 3а, плиоцен–плейстоцен). Подобное проникновение вполне вероятно, так как разделяющая эти котловины Сахалинско-Хоккайдская линеаментная система (СХЛС) представляет собой зону, тектонически ослабленную процессами деструкции. И хотя, простираясь от Ломоносовых гор на севере до Идзу-Бонинской и Марианской островных дуг на юге и являясь самостоятельно развивающейся структурой (Лихт, 1998), СХЛС способна лишь нарушить целостность апофизы либо сдвинуть ее северо-восточную часть в горизонтальном или вертикальном направлении. Если принять такой сценарий геодинамических событий, то вполне вероятно, что котловины Японского моря и Курильская в Охотском море были сформированы под воздействием одного механизма как единая Японо-Курильская впадина.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетние исследования изотопно-геохимических особенностей вулканических пород каждого из этапов вулканизма Японского и Охотского морей позволили проследить его эволюцию от окраинно-континентального поясового в позднем мелу и трансформно-окраинного в раннем кайнозое до окраинно-морского в миоцене–плиоцене и островодужного в плиоцене–плейстоцене. Были выявлены также источники магмогенерации – литосферный субконтинентальный, астеносферный океанический, нижнемантийный (плюм-океанический и плюм-континентальный) и прослежена смена геодинамических режимов.

Одним из главных механизмов, лежащих в основе развития Японского и Охотского морей, является подъем и распространение в сторону континента Тихоокеанского суперплюма. Это стало первопричиной движения и субдукции океанической литосферной плиты под Евразийский континент в позднем мелу. Столкновение его апофизы с апофизой Северо-Азиатского суперплюма привело к окраинно-морскому спредингу и образованию морских котловин Японского моря и Курильской котловины в Охотском и формированию океанической коры (типа OIB). Распространение Тихоокеанского суперплюма способствовало разогреву и плавлению мощной океанической литосферы северо-запада Тихого океана, что спровоцировало на окраине континента вспышки адакитового вулканизма. А проникновение его апофизы из котловин Японского моря в Курильскую котловину, возможно, послужило причиной формирования этих котловин как единой задугово-спрединговой структуры. Режим трансформной окраины, вызванный коллизией Индийской плиты с Евразией, способствовал более “легкому” астеносферному и глубинному нижнемантийному (плюмовому) апвеллингу через характерные для этого режима зоны деструкции и растяжения. Возобновление субдукции Тихоокеанской плиты под континент в плиоцене–плейстоцене привело к окончательному формированию котловин Японского и Охот-

ского морей и островных дуг в том виде, который характерен для них в настоящее время.

Памяти Евгения Петровича Леликова, доктора геолого-минералогических наук, профессора посвящается.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы АААА-А17-117030110033-0 Государственного задания ТОИ ДВО РАН при финансовой поддержке гранта “Дальний Восток” (проект № 18-1-008).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Кувикас О.В. Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2011. № 1. Вып. 17. С. 45–60.

Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249–290.

Атлас: Геология и полезные ископаемые шельфов России // Под ред. М.Н. Алексеева. М.: Научный мир, 2004.

Берсенев И.И., Леликов Е.П., Безверхний В.Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 140 с.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и в пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.

Геология и основные типы горных пород дна Японского моря // Ред. Е.П. Леликов, И.Б. Цой, Н.Г. Ващенкова и др. Владивосток: Дальнаука, 2006. 93 с.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Роль вулканизма в формировании Японского, Охотского и Филиппинского окраинных морей // Петрология. 2010. Т. 18. № 6. С. 73–94.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм как индикатор глубинного механизма формирования Японского и Охотского морей // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 63–72.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Вулканизм и происхождение Японского и Охотского морей как результат влияния Тихоокеанского суперплюма // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 2. С. 181–183.

Емельянова Т.А., Леликов Е.П. Геохимия и петрогенезис позднемезозойско-раннекайнозойских вулканитов Охотского и Японского окраинных морей // Геохимия. 2016. № 6. С. 522–535.

Емельянова Т.А., Костицын Ю.А., Леликов Е.П. Геохимия вулканитов подводного хребта Витязя на тихоокеанском склоне Курильской островной дуги // Геохимия. 2012. № 3. С. 316–332.

Карп Б.Я. Строение земной коры дна Японского моря по сейсмическим данным моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. Под. ред. М.Н. Алексеева. М.: ГЕОС, 2002. С. 352–354.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Богатиков О.А. Закономерности пространственного распределения “горячих точек” в мантии современной Земли // Докл. АН. 2009. Т. 427. № 5. С. 654–658.

Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических и геофизических аномалиях. Роль астеносферного диапиризма // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 3–13.

Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Абсолютные палеографические реконструкции Сибирского континента в фанерозое: к проблеме оценки времени существования суперплюмов // Докл. АН. 2011. Т. 437. № 1. С. 68–73.

Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Николаев С.М., Колпащикова Т.Н. Рельеф поверхности Мохо и типы земной коры в северо-западной части Японского моря по гравиметрическим данным // Дальневосточные моря России: в 4-х кн. Гл. ред. В.А. Акуличев. М.: Наука, 2007. Кн. 3. С. 48–53.

Лазаренков В.Г. Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248.

Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканиты дна Японского моря // Тихоокеанская геология. 1982. № 2. С. 71–77.

Лихт Ф.Р. Транзитные линейные морфоструктуры в геоморфологическом пространстве ТПП (на примере Япономорского линеамента) // Закономерности строения и эволюция геосферы: тез. докл. IV Междунар. науч. симпоз. (г. Хабаровск, 23–28 сентября 1998 г.). Хабаровск: ДВО РАН, 1998. С. 28–31.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 13. № 1. С. 1–16.

Петрищевский А.М. Реологическая и геотермическая характеристики Охотоморского плюма // Изв. Томского политехнического ун-та. Инжиниринг георесурсов. 2016. Т. 327. № 2. С. 65–76.

Петрищевский А.М., Васильева М.А. Нетрадиционные методы исследования реологических состояний тектонических сред в земной коре и верхней мантии западно-тихоокеанских континентальных окраин // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2017. № 4. Вып. 36. С. 39–55.

Петрищевский А.М., Юшманов Ю.П. Реология и металлогения Мая-Селемджинского плюма // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 2. С. 207–212.

Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм юга Дальнего Востока (позднеплейстоцен-голоценовый этап). Владивосток: Дальнаука, 2008. 128 с.

Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 1–15.

Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря // Отв. ред. К.Ф. Сергеев. М.: Наука, 2006. 130 с.

Филатова Н.И. Закономерности динамики окраинноморского магматизма (Корейско-Японский регион) // Литосфера. 2004. № 3. С. 33–56.

Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Северо-Азиатский суперплюм и платиноносность юго-востока России // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 3. С. 356–359.

Хомич В.Г., Петрищевский А.М. Протомагматические очаги золотоносных систем Приамурья // Вулканология и сейсмология. 2004. № 1. С. 25–38.

Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Борков Д.А. Влияние состава расплава и температуры на распределение Ta, Nb, Mn и F между гранитным (щелочным) расплавом и фторсодержащим водным флюидом: фракционирование Ta, Nb и условия рудообразования в редкометальных гранитах // Петрология. 2005. Т. 13. № 4. С. 339–357.

Школьник С.И., Резников Л.З., Беличенко В.Г., Бараш И.Г. Геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация метавулканитов Тенкунского террейна (Байкало-Хубсугульский регион) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1013–1024.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and Solar // Geochem. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.

Condie K.C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2003. V. 4. Iss. 1. P. 1–18.

Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // Geology. 1993. V. 21. P. 547–550.

Emel'yanova T.A., Lelikov E.P., S'edin V.T. Geochemical features of the Okhotsk Sea Cenozoic volcanism // J. Geomarine Lett. 2006. V. 26. № 5. P. 275–286.

Geology and geophysics of the Japan Sea // Eds. N. Isezaki, I.I. Bersenev, K. Tamaki. Tokio: Terra Scient. Publ. Company (TERRAPUB), 1996. 487 p.

Hess P.C. Origins of igneous rocks. London: Harvard University Press, 1989. 336 p.

Kamber B.S., Collerson K.D. Role of 'hidden' deeply subducted slabs in mantle depletion // Chemical Geology. 2000. V. 166. P. 241–254.

Keller R.A., Fisk M.R., White W.M. Isotopic evidence for Late Cretaceous plume-ridge interaction at the Hawaiian Hotspot // Nature. 2000. V. 405. P. 673–676.

Kent A.J., Elliott T.R. Melt inclusion from Marianas arc lavas: implications for the composition and formation of island arc magmas // Chemical Geology. 2002. V. 183. P. 263–286.

Munker C., Worner G., Yogodzinsky G., Churikova T. Behaviour of high field strength elements in subduction zone: constraints from Kamchatka – Aleution arc lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 2004. V. 224. P. 275–293.

Pouclet A., Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of the volcanic rocks from the Yamato Basin: Hole 794D, Sea from Japan // Eds. K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan et al. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1992. V. 127/128. № 2. P. 779–789.

Shervais I.W. Ti–V plots and petrogenesis of modern and ohpiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. № 1. P. 101–118.

Tatsumi Y. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth // GSA Today. 2005. V. 15. № 7. P. 4–10.

Thompson R.N. Dispatches from Tertiary volcanic province // Scott. J. Geol. 1982. V. 18. P. 49–107.

Late Mesozoic-Cenozoic Stages of Volcanism and Geodynamics of the Sea of Japan and Okhotsk

T. A. Emelyanova[1], A. M. Petrishchevsky[2], L. A. Izosov[1], N. S. Lee[1], and A. A. Pugachev[1]

[1]*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

[2]*Institute of a complex analysis of regional problems, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Birobidzhan, Russia*

The article contains the model of geological development of the Japan and Okhotsk seas. This model is based on research of radioisotope age, mineral and isotope-geochemical composition of the Late Mesozoic-Cenozoic volcanic rocks. These researches allowed determine the type of the each from the volcanism stages. There were the Late Cretaceous continental-marginal belt volcanism type, the Eocene transform-marginal (adakite) type in the Okhotsk Sea, the Miocene-Pliocene oceanic-marginal type in the Japan Sea, and the Pliocene-Pleistocene Island Arc type in the southern part of the Okhotsk-sea region. These researches allowed determine the magmatic sources, namely the Lithosphere subcontinental, Asthenosphere oceanic, Low Mantle plume-continental (CAB) and plume-oceanic (OIB) sources. A change of the geodynamic regimes were traced from the Late Cretaceous subduction regime to the Maastrichtian – Pliocene transform-marginal regime. The transform-marginal regime included destruction processes, maximum oceanic-marginal spreading (end of the Early Miocene – beginning of the Middle Miocene), the post-spreading Low Mantle plume upwelling (the Middle Miocene – Pliocene). This regime was completed by resumption of the Pliocene – Pleistocene subduction of the Pacific Plate under the Eurasian continent.

Keywords: volcanism, geochemistry, subduction, sea-marginal spreading, mantle sources, Lithosphere, Asthenosphere, superplume

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 5, с. 482–510

УДК 549.01:550.4

ПЛАВЛЕНЫЕ ПОРОДЫ (КЛИНКЕРЫ И ПАРАЛАВЫ) ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ХАМАРИН-ХУРАЛ-ХИД, ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2020 г.
Е. А. Савина[a], И. С. Перетяжко[a], *, Е. А. Хромова[b], В. Е. Глушкова[a]

[a] *Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия*

[b] *Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия*

**e-mail: pgmigor@mail.ru*

Поступила в редакцию 08.08.2019 г.
После доработки 02.12.2019 г.
Принята к публикации 29.12.2019 г.

Впервые охарактеризованы минералого-геохимические особенности и получены оценки условий формирования плавленых пород пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид в Восточной Монголии. Клинкеры и паралавы образовались в результате частичного плавления раннемеловой осадочной толщи, вызванного воздействием природных угольных пожаров, которые происходили как минимум с начала XIX в. На изученной площади комплекса преобладают пирогенно измененные пелитовые породы, а вблизи эпицентров горения угля их плавленые разновидности – клинкеры дацитового и риолитового состава. Намного реже встречаются паралавы, сформированные из мафического ненасыщенного по SiO_2 обогащенного Ca и Na расплава, который образовался в процессе плавления силикатных минералов (новообразованных, реликтовых), находящихся в известняке. Пирогенно измененные аргиллиты и клинкеры содержат кислое силикатное стекло с оплавленными зернами кварца, полевых шпатов, монацита и других минералов, а также новообразованные фазы – кордиерит-секанинаит, герцинит, магнетит, гематит, гетит, ферросилит, кристобалит, барит-целестин, иногда рутил, ильменит, фторапатит, фаялит. Паралавы представлены раскристаллизованными породами, сложенными минералами фенокристной ассоциации (плагиоклазом, Al-клинопироксеном, мелилитом), между которыми в интерстициях находятся плеонаст, K-Ba полевые шпаты (цельзиан, гиалофан), минералы рёнит-куратитовой серии, Ca-Fe оливины (Ca-фаялит, кирштейнит), пирротин, барит, фторапатит. Обнаружены также бариевые Fu-Cu сульфиды из группы джерфишерита (зоарит, оуенсит) и фосфиды Fe (штрейберзит, баррингерит, эвтектика α-Fe + Fe_3P). На завершающей стадии формирования матрикса паралав кристаллизовался Ca-содержащий минерал из группы нефелина, предположительно, давидсмитит. Кристаллизация расплавов паралав происходила в высокотемпературных условиях (1365–945°C для фосфидов Fe, около 1100°C для минералов рёнит-куратитовой серии и 950–850°C для Fe-Ca оливинов) при летучести кислорода от IW до QFM буферов. Локально создавались крайне восстановительные условия, при которых в расплавах находились мелкие выделения фосфидов Fe и самородного железа. Встречаются также паралавы, содержащие Fe^{3+}-плеонаст и минералы подгруппы рёнита с большой долей минала доррита, которые образовались в окислительных условиях, вероятно, соответствующих НМ буферу. Мелилит-нефелиновые паралавы пирометаморфических комплексов Монголии (Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского) имеют близкие минералого-геохимические особенности. Подобные пирогенные породы нигде ранее в мире не описывались. Отличия минерально-фазового и геохимического составов клинкеров и паралав этих комплексов могут быть связаны с вариациями состава участвующего в плавлении осадочного протолита (пелитовых и карбонатных пород), а также с локальными изменениями физико-химических условий их формирования (температуры, флюидного режима, летучести кислорода, скорости охлаждения–закаливания пирогенных расплавов и других факторов).

Ключевые слова: клинкер, паралава, пирогенные плавленые породы, пирометаморфичекий комплекс Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия

DOI: 10.31857/S0869590320050052

ВВЕДЕНИЕ

Клинкеры и паралавы формируются в процессе плавления различных типов дегидратированного и частично декарбонатизированного осадочного протолита под воздействием высоких температур, вызванных пожарами каустобиолитов (угля, битумов, природного газа). Фазовый состав

плавленых пород определяется сочетанием нескольких факторов: особенностями состава осадков угленосной толщи, локальными вариациями окислительно-восстановительных условий в очаге горения, температурой и температурными градиентами в зоне пожара, скоростью охлаждения/закалки расплавов и другими параметрами. До настоящего времени нет общепринятой классификации пирогенных пород. Термин клинкер обычно используют для обозначения частично плавленых метапелитов, содержащих кислое силикатное стекло (Cosca et al., 1989; Grapes, 2011; Coal and Peat Fires ..., 2015). К паралавам относят продукты плавления вещества, образованного в ходе пирогенных изменений карбонатно-силикатных осадочных пород (Cosca, Peacor, 1987; Cosca et al., 1989; Сокол и др., 2005; Grapes, 2011; Coal and Peat Fires ..., 2015). Состав паралав варьирует в широком диапазоне концентраций породообразующих элементов (Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na) и часто не имеет аналогов среди изверженных пород.

На территории Монголии известно большое количество угольных месторождений различного возраста (Erdenetsogt et al., 2009), но проявления пирогенных пород на них не встречались либо им не уделялось должного внимания. Ранее мы изучали Нилгинский пирометаморфический комплекс в Центральной Монголии, где в результате плавления пелитовых и карбонатно-силикатных осадочных пород, вызванного природными угольными пожарами, формировались клинкеры и мелилит-нефелиновые паралавы с уникальными минерально-фазовыми ассоциациями (Перетяжко и др., 2018). В Восточной Монголии также известны очаги современного природного горения бурого угля в районе Хамарин-Хурал-Хид (Покровский, 1949), но пирогенные породы здесь не изучались. В настоящей работе представлены первые результаты исследования минерально-фазового состава и геохимии нескольких разновидностей плавленых пород, которые были обнаружены на площади пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид. Анализируются геохимические особенности клинкеров, паралав и осадочных пород, в разной степени измененных пирогенными процессами. Приводятся данные по рентгенофазовому анализу пород, составам породообразующих, второстепенных, акцессорных и редких минералов, обсуждаются условия кристаллизации некоторых из них. Проводится сравнение минералого-геохимических особенностей клинкеров и мелилит-нефелиновых паралав, не имеющих аналогов в мире, из пирометаморфических комплексов Восточной и Центральной Монголии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Небольшое проявление (месторождение, не имеющее промышленной значимости) бурого угля Хамарин-Хурал-Хид расположено в 32 км на юго-восток от г. Сайшанд в пределах Восточно-Монгольской угленосной провинции (рис. 1а), занимающей обширную территорию около 450000 км^2 (Erdenetsogt et al., 2009). Бурый уголь здесь добывали открытым способом в небольших объемах для местного потребления. В настоящее время такие работы не проводятся. Масштабы распространения буроугольных пластов не определены и уголь не изучался. Единственное краткое описание пирогенно измененных осадочных пород (горельников) этого района проводится в работе В.П. Покровского (1949).

Коренные выходы горельников прослеживаются вдоль узкой полосы в северо-восточном направлении на 8–10 км при максимальной ширине в центральной части до 1.5–2 км. Пирогенные породы находятся среди раннемеловых отложений дзунбаинской свиты – песчаников, алевропесчаников, конгломератов, кремнистых сланцев, угленосных аргиллитов и алевролитов. Небольшие фрагменты угольных пластов мощностью 0.5–1 м вскрыты по долинам временных водотоков в нескольких участках осадочной толщи среди аргиллитов и алевропесчаников. В результате разновозрастных природных угольных пожаров на этой территории формировался характерный для горельников рельеф с многочисленными провалами и пещерами, образованными в результате обрушения осадочных пород после выгорания прослоев угля. По историческим данным пещеры в пирогенных породах использовались с 1821 г. буддийскими монахами как помещения для монастыря Хамарин-Хийд. Последний угольный пожар происходил с 1932 по 1949 гг. Здесь были описаны отложения нашатыря и самородной серы из газовых возгонов, идущих по трещинам в раскаленных докрасна и частично оплавленных осадочных породах (Покровский, 1949). Открытое горение угля в настоящее время не наблюдается, но очаг угольного тления в районе последнего пожара, по-видимому, сохраняется, поскольку пирогенно измененные осадочные породы на поверхности имеют повышенную температуру.

В ходе полевых работ в 2016 и 2018 гг. было опробовано несколько коренных выходов плавленых пород, похожих на лавы и шлаки. На юго-западном участке площади изучались пирогенные породы в пределах гряды высотой до 5 м при ширине 150–200 м, которая прослеживается примерно на 2 км (рис. 1б). Гряда сложена обожженными аргиллитами с останцами массивного, часто стекловатого клинкера, окрашенного в разные оттенки кирпично-красного и сиреневого цветов. Встречаются породы флюидальной текстуры с чередованием

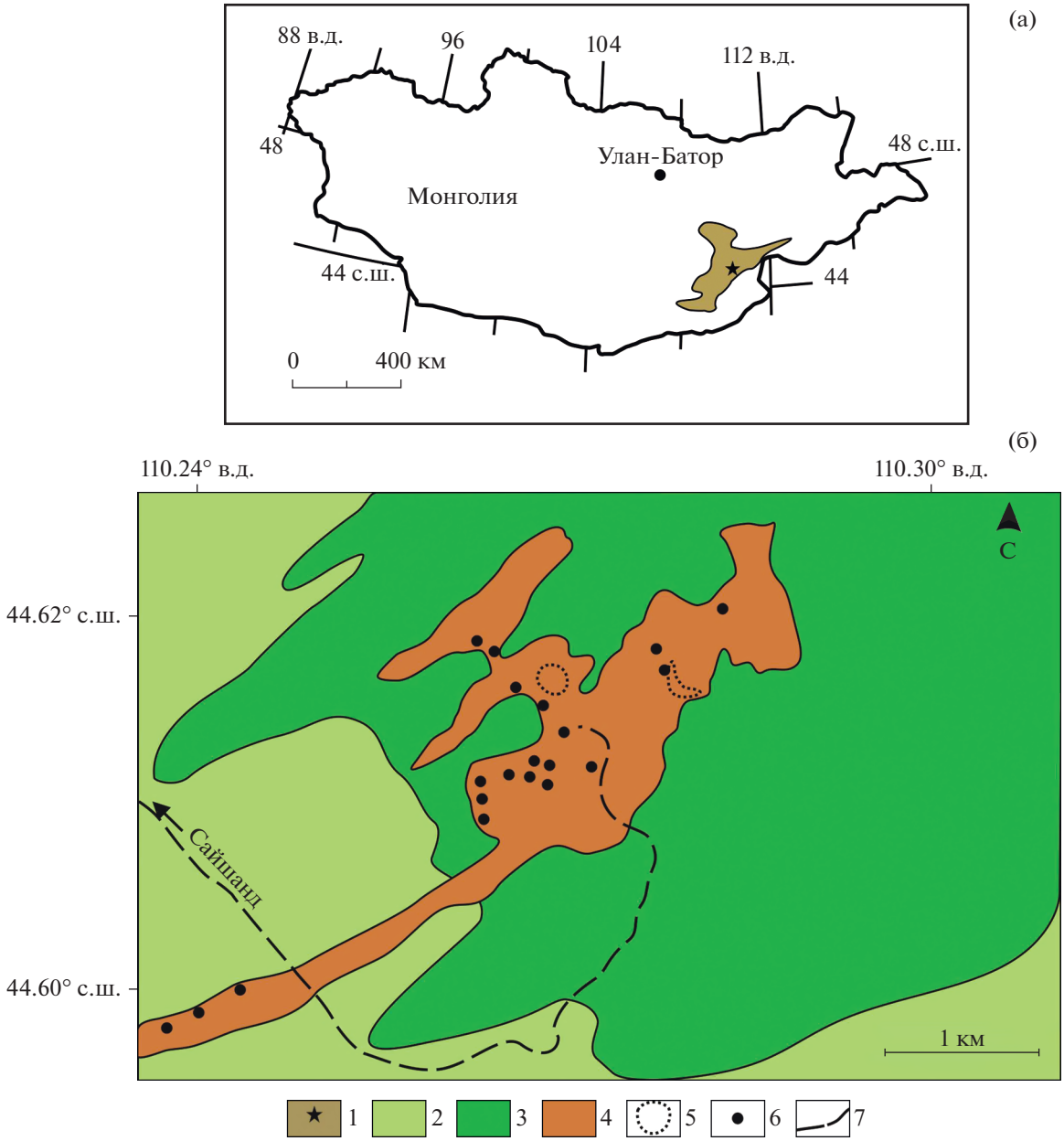

Рис. 1. Восточно-Монгольская угленосная провинция на карте Монголии (а) и схематическая геологическая карта пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (б).
1 – положение пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид в пределах угленосной провинции; 2 – песчано-конгломератовая толща Дзунбаинской свиты (K_1); 3 – глины, песчаники, угленосные аргиллиты Дзунбаинской свиты (K_1); 4 – пирогенно измененные осадочные породы, клинкеры и паралавы; 5 – участок угольного пожара 1932–1949 гг. (слева на схеме) и пещеры буддийского монастыря Хамарин-Хийд (справа на схеме); 6 – точки опробования; 7 – дорога в г. Сайшанд.

сиреневых и черных стекловатых прослоев мощностью от 0.3 до 1 см. Массивный клинкер содержит в разном количестве и соотношении стекло, оплавленные зерна кварца и полевых шпатов (плагиоклаза, санидина) до 5 мм в сечении, обломки и реликтовые прослои пирогенно измененных аргиллитов и песчаников. Геологические наблюдения указывают на формирование клинкеров при частичном плавлении осадочной толщи, вызванном угольными пожарами.

В центральной части площади горельника, где пирогенная толща выходит на участке масштабных преобразований осадочной толщи, массивные стекловатые клинкеры формируют в рельефе положительные формы – удлиненные холмы и гряды, нередко причудливых очертаний. Среди

пирогенных пород преобладают кирпичные и буровато-красные измененные аргиллиты и клинкеры. В результате разрушения осадочной толщи временными водотоками образовались многочисленные овраги, провалы и пещеры. Мощность разрезов пирогенных пород составляет 2–5 м, иногда достигая 15 и более метров в северо-восточной части горельника, где располагались пещеры буддийского монастыря. В основании разрезов обнаружены аргиллиты и алевропесчаники (рис. 2а). Над ними среди измененных аргиллитов находятся частично выгоревшие прослои угля мощностью до 10 см, а выше них – слой до 3–5 м по мощности брекчированных пород, содержащих преимущественно остроугольные обломки размером 20–40 см кирпично-красного измененного аргиллита и черного стекловатого клинкера (рис. 2б). В этом слое также обнаружены обособления желтоватой карбонатно-силикатной флюидальной породы (рис. 2а, врезка) и паралавы размером до 20–30 см. Паралава, в отличие от клинкера, имеет более плотную массивную текстуру, и на поверхности образцов часто прослеживаются следы течения расплава. Нередко паралава содержит ксенолиты пирогенно измененного аргиллита, клинкера и черного стекла. В долинах временных водотоков на этом участке встречаются также глыбы паралав размером до одного метра в сечении. Пирогенно измененные осадочные и плавленые породы на изученной площади мы объединили в пирометаморфический комплекс Хамарин-Хурал-Хид.

МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Валовый состав пирогенных пород определяли в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) следующими методами: ренгенофлюоресцентным на многоканальном рентгеновском спектрометре СРМ-25 (породообразующие элементы), титрованием (FeO, CO_2) и гравиметрии (H_2O^+, H_2O^-, общая сера). Анализ примесных элементов проводили методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) на масс-спектрометре NexION 300D (Agilent Technologies Inc) в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН. При химической подготовке проб применяли методику открытого кислотного разложения (аналитик Л.С. Таусон).

Для изучения минералов и стекол в породах использовали сканирующую электронную микроскопию и энерго-дисперсионную спектрометрию (СЭМ ЭДС). Анализы выполняли на электронном микроскопе Carl Zeiss LEO-1430VP с системой микроанализа INCA Energy 350 (г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН). Качество анализов контролировали на эталонных образцах кварца, альбита, калиевого полевого шпата, волластонита, металлов и синтетических соединений MgO, Al_2O_3, CaF_2, NaCl из стандартных наборов для микроанализа (№ 6316 и № 7682, Micro-Analysis Consultants Ltd). Матричные эффекты учитывали по методу XPP, реализованному в программном обеспечении INCA Energy. Анализы минералов и стекол проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 0.5 нА и длительности накопления спектров 50 с. Для данных условий нижняя граница определяемых концентраций элементов составила 0.2–0.3 мас. %, а средняя случайная погрешность по основным (>10 мас. %), второстепенным (1–10 мас. %) и примесным (0.3–1 мас. %) элементам – 0.9, 3.0 и 13 отн. % соответственно (Лаврентьев и др., 2015). Стекла и минералы анализировали в режиме сканирования прямоугольных участков площадью более 10 мкм^2, что позволило уменьшить до минимума потерю щелочных элементов.

Рентгенофазовое изучение пород выполнили на дифрактометре D8 ADVANCE Bruker, оснащенном детектором VÅNTEC-1 PSD в диапазоне углов 2θ от 5° до 70°, используя Cu$K\alpha$ источник излучения при следующих параметрах: 40 кВ, 40 мА, время экспозиции 1 с, размер шага 0.02° 2θ (ИГХ СО РАН, аналитики А.Н. Сапожников, Е.В. Канева).

Спектры комбинационного рассеяния (КР) получили на конфокальном рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon LabRam HR800 с детектором Horiba Scientific Symphony II CCD, охлаждаемым жидким азотом (г. Новосибирск, ИГМ СО РАН). Для съемки КР-спектров минералов и фаз использовали лазер 532 нм Nd:YAG мощностью 50 мВ и оптический поляризационный микроскоп Olympus BX-41 с объективом 100× при диафрагме 50–100 мкм.

Кристаллохимические формулы минералов рассчитывали в программном комплексе CRYSTAL (Перетяжко, 1996). Для оценок условий кристаллизации минералов использовали экспериментальные данные из работ (Boivin, 1980; Mukhopadhyay, Lindsley, 1983; Davidson, Mukhopadhyay, 1984; Kunzmann, 1999; Haefeker et al., 2012).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Валовые составы и концентрации элементов-примесей определены в нескольких образцах алевропесчаника, аргиллита, пирогенно измененных осадочных пород и клинкеров (табл. 1, ан. 1–9). При прокаливании проб >105°С происходит потеря H_2O^+: из аргиллита 4.66 мас. %, обр. MN-1418, и 1.37 мас. % из измененного белого аргиллита, обр. MN-1422 (см. рис. 2б). Флюидальная карбонатно-силикатная порода в обр. MN-1423 (рис. 2а, врезка) имеет высокие концентрации CaO, SiO_2, CO_2, Al_2O_3 и значительную примесь Na_2O (табл. 1, ан. 4). На TAS-диаграмме вулканических пород безводные составы аргиллита, алевро-

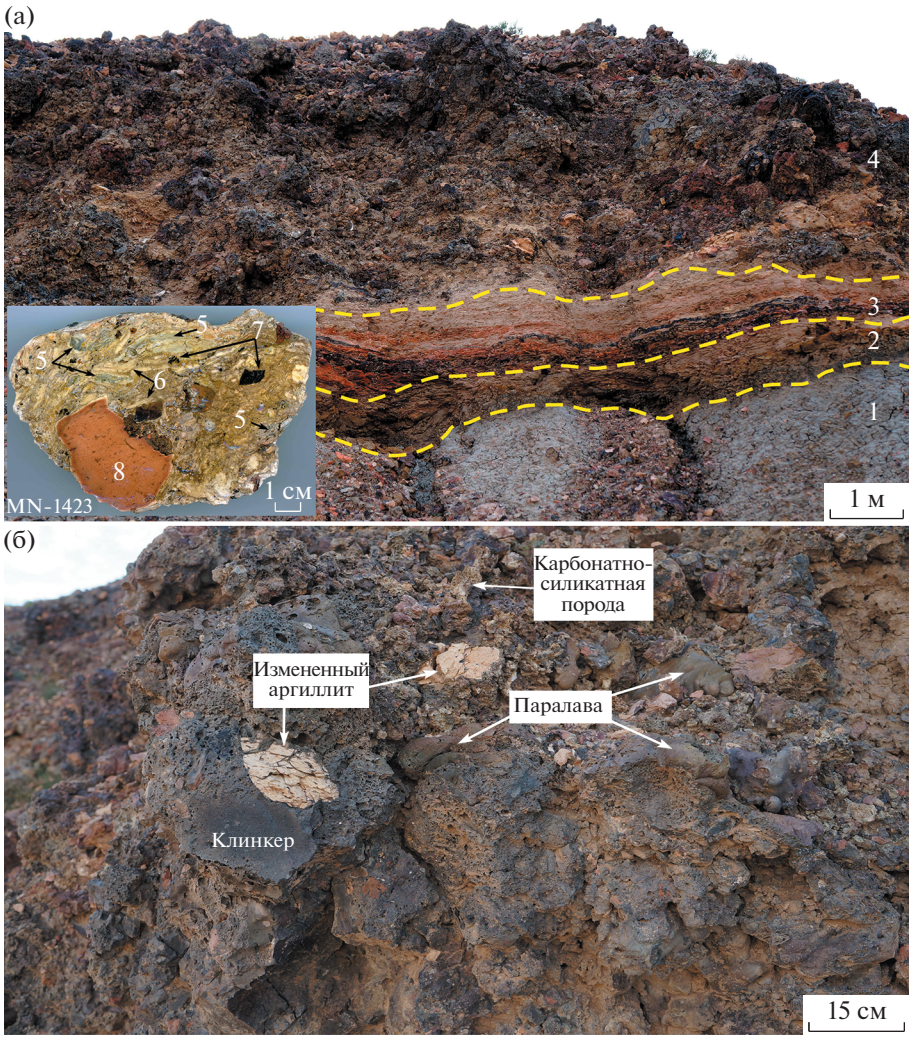

Рис. 2. Коренные обнажения пирогенных пород в центральной части комплекса Хамарин-Хурал-Хид: (а) – разрез пирогенной толщи с врезкой для образца карбонатно-силикатной породы MN-1423. (б) – детализация слоя брекчированных пирогенных пород.
На фото (а) выделены пунктирной линией участки: 1 – свалы пород в нижней части разреза, 2 – аргиллит с прослоями алевропесчаника, 3 – реликты частично выгоревших слоев угля (черное) среди пирогенно измененных аргиллитов, 4 – брекчированные пирогенные породы. На врезке – фото обр. MN-1423: 5 – ксенолиты известняка с тонкими черными прослоями Na-алюмосиликатного (близкого по составу к альбиту-анортоклазу) стекла, 6 – флюидальные слои, выполненные кальцитом, 7 – выделения черного Na-алюмосиликатного стекла во флюидальном матриксе, 8 – ксенолит пирогенно измененного аргиллита.

песчаника, измененных пород осадочной толщи и клинкеров находятся в поле низкощелочных дацитов и риолитов при вариациях концентрации SiO_2 68–81 мас. % и суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$) 2–5.3 мас. % (рис. 3). Клинкеры содержат стекло преимущественно кислого состава, в котором $SiO_2 > 67$ мас. % и K_2O (3–8 мас. %) преобладает над Na_2O (2–5 мас. %). В этой группе пород минимальные концентрации примесных элементов имеют алевропесчаник и аргиллит (обр. MN-1424, MN-1418), а максимальные – клинкеры. Для мультиэлементных нормированных к примитивной мантии распределений пород характерна близкая форма с максимумами Cs, U, La, Pb, Nd, Sm, Gd и минимумами Ba, Nb, P, Zr, Hf, Ti, Y (рис. 4а).

По валовому составу паралавы являются нефелин-нормативными ненасыщенными по SiO_2 (39–45 мас. %), обогащенными CaO (17–24 мас. %), Al_2O_3 (18–21 мас. %) и Na_2O мафическими породами (табл. 1, ан. 10–18). Для них характерно значительное преобладание Na_2O (4.5–6.5 мас. %) над K_2O (0.3–0.7 мас. %) и FeO (2.2–4.3 мас. %) над Fe_2O_3 (<0.1–4.1 мас. %) при отношении FeO/Fe_2O_3 до 22, а также близкие концентрации MgO (3.5–5.3 мас. %), примеси (мас. %): P_2O_5

Таблица 1. Геохимическая характеристика пиропород комплекса Хамарин-Хурал-Хид

Компоненты	1424*	1418	1422	1423	1364	1401	1402	1408	1415
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	81.31	63.25	68.95	16.31	75.00	69.66	69.33	67.71	68.98
TiO_2	0.25	0.92	1.43	0.34	0.95	0.81	0.86	1.03	0.92
Al_2O_3	9.38	17.48	23.10	9.07	13.41	15.56	15.40	17.81	14.17
Fe_2O_3	0.98	4.27	0.82	0.84	3.36	0.11	0.38	1.65	3.19
FeO	0.45	0.16	0.44	0.44	0.35	3.47	3.16	3.12	0.18
MnO	0.05	0.02	0.03	0.10	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02
MgO	0.36	0.94	0.70	1.94	0.73	1.03	1.04	1.24	0.87
CaO	1.11	0.87	1.64	39.94	0.64	0.63	0.76	0.65	2.27
Na_2O	2.17	2.16	1.42	2.62	1.59	2.47	2.55	1.70	1.67
K_2O	3.28	2.16	0.56	0.33	2.03	2.83	2.56	2.08	2.14
P_2O_5	0.06	0.07	0.11	0.23	0.07	0.08	0.09	0.05	0.07
CO_2	0.13	0.07	0.43	26.16	0.13	<0.10	0.06	<0.10	1.18
H_2O^+	1.27	4.66	1.37	1.50	1.07	1.81	1.87	1.80	2.51
H_2O^-	0.17	2.43	0.19	0.45	0.24	0.29	0.22	0.17	0.67
$S_{общ}$	<0.10	0.11	<0.10	0.17	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
Сумма	100.97	99.57	101.19	100.44	99.60	98.78	98.31	90.05	98.84
Li	20	83	71	24	26	23	27	32	20
Be	1.6	2.8	3.4	2.6	2.0	2.1	2.1	2.6	2.4
Rb	131	107	33	20	98	107	104	114	112
Cs	3.4	8.9	8.5	2.4	7	7.5	7.5	10	8.7
Ba	713	454	179	255	377	469	492	402	440
Sr	194	319	313	1505	142	317	262	170	316
Zr	35	74	87	99	64	96	109	201	85
Hf	0.91	2.1	2.3	2.6	1.9	2.8	3.1	5.3	2.2
Ta	0.45	1.1	2.1	0.58	0.73	1.1	1.2	1.4	1.1
Nb	5.2	13	25	7.9	10	14	15	19	15
Ni	7.9	33	22	33	23	23	18	21	19
Co	4.8	8,4	3.2	11	18	14	12	8.4	9.4
Cr	17	56	66	43	51	77	71	83	58
V	26	196	75	74	94	91	88	138	105
Ga	11	20	39	6	15	19	19	24	18
Ge	1.4	15	0.56	0.49	0.24	1.0	0.49	1.3	1.5
Sc	2.7	15	11	12	11	11	12	17	12
Cu	11	34	34	56	31	32	30	52	30
Zn	19	88	74	18	35	80	82	92	77
Mo	0.93	4.7	1.9	1.1	0.87	1.3	0.94	2.1	0.86
Sn	0.98	2.6	2.4	0.17	1.2	1.4	0.73	4.9	2.4
Sb	0.50	0.92	0.70	0.24	0.89	1.5	0.97	2.3	1.8
W	0.75	2.0	3.7	1.1	1.5	1.8	1.7	2.8	2.7
Tl	0.54	0.49	1.2	0.11	0.81	0.53	0.64	0.81	0.67
Pb	17	16	27	0.99	5.7	16	14	38	32
Th	4.4	8.2	13	7.8	10	10	10	13	10
U	4.4	8.2	13	7.8	1.9	2.1	10	13	10
Y	8.6	11	16	21	17	18	20	34	18
La	15	23	32	19	33	31	33	42	35
Ce	29	50	65	35	69	66	70	88	91
Pr	3.5	5.6	7.3	4.1	7.8	7.7	8.1	10	9.2
Nd	13	21	27	16	29	30	32	40	38
Sm	2.5	3.9	5.0	3.3	5.6	5.8	6.3	8.4	8.0
Eu	0.61	0.76	0.87	0.71	1.1	1.2	1.3	1.7	1.6
Gd	2.2	3.2	4.0	3.3	4.6	5.1	5.4	7.7	6.8
Tb	0.30	0.42	0.53	0.50	0.64	0.71	0.77	1.1	0.92
Dy	1.7	2.2	2.8	3.2	3.6	3.8	4.2	6.5	4.5
Ho	0.32	0.42	0.55	0.68	0.65	0.70	0.77	1.3	0.77
Er	0.90	1.2	1.5	2.1	1.8	1.9	2.2	3.7	2.0
Tm	0.13	0.19	0.22	0.34	0.25	0.28	0.31	0.52	0.27
Yb	0.83	1.3	1.5	2.2	1.6	1.8	2.0	3.5	1.7
Lu	0.13	0.18	0.21	0.35	0.24	0.25	0.29	0.52	0.23

Таблица 1. Окончание

Компоненты	1367	1407	1410	1411	1412	1413	1419	1420	1425
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	42.18	45.06	45.37	39.72	42.75	43.63	39.37	41.18	43.35
TiO_2	0.71	0.92	0.66	0.77	0.75	0.77	0.83	0.79	0.79
Al_2O_3	20.62	17.16	18.30	20.76	20.21	17.50	19.30	19.85	21.11
Fe_2O_3	0.93	0.49	0.08	4.07	0.68	1.30	2.60	<0.10	1.19
FeO	3.63	3.75	3.35	2.85	3.45	4.31	4.35	2.21	4.06
MnO	0.26	0.22	0.21	0.23	0.29	0.29	0.32	0.19	0.18
MgO	3.74	5.26	3.49	3.89	4.35	4.09	3.73	4.16	3.55
CaO	19.15	19.13	19.01	19.18	18.56	19.51	20.37	23.51	17.49
Na_2O	5.80	5.18	4.74	6.45	5.50	5.17	5.48	4.45	5.69
K_2O	0.72	0.32	0.62	0.58	0.54	0.57	0.36	0.27	0.63
P_2O_5	0.17	0.80	0.64	0.17	0.40	0.30	1.28	0.93	0.23
CO_2	0.45	0.67	1.94	0.37	0.90	0.68	0.36	1.13	0.57
H_2O^+	0.51	0.57	0.40	0.16	0.37	0.45	0.20	0.26	0.60
H_2O^-	0.20	0.27	0.25	0.12	0.29	0.21	0.13	0.25	0.21
$S_{общ}$	0.14	0.19	0.17	<0.10	0.14	0.13	0.12	0.39	0.10
Сумма	99.21	99.99	99.23	99.32	99.18	98.91	98.80	99.57	99.75
Li	48	75	56	34	68	56	103	109	54
Be	4.2	5.4	4.0	3.3	4.2	3.8	4.3	4.8	4.6
Rb	38	13	25	25	21	25	23	16	37
Cs	3.3	1.3	1.7	2.7	2.5	2.0	3.2	1.9	3.7
Ba	1368	3702	3144	2125	2152	2695	4689	2623	2745
Sr	2991	3950	3766	2800	3475	3599	5081	5538	3214
Zr	207	239	201	196	231	231	224	222	250
Hf	5.6	6.0	5.2	5.2	6.1	6.1	5.9	5.9	6.6
Ta	1.2	1.6	1.1	1.1	1.4	1.4	1.5	1.4	1.4
Nb	16	20	15	15	17	18	19	17	19
Ni	31	14	19	42	18	22	30	7.2	26
Co	16	9.0	9.4	25	9.9	12	15	3.6	16
Cr	88	82	65	63	65	71	84	54	86
V	160	99	103	120	122	116	114	100	152
Ga	27	18	18	52	24	22	26	19	30
Ge	1.3	0.85	2.0	0.42	1.5	0.66	0.77	0.25	1.1
Sc	24	23	19	19	22	19	20	21	25
Cu	62	20	23	62	31	28	50	11	42
Zn	15	18	13	16	13	16	22	10	20
Mo	3.6	4.5	3.5	4.0	3.1	3.0	3.2	1.0	3.5
Sn	0.86	0.28	1.2	0.33	0.31	0.42	0.41	0.10	0.60
Sb	0.73	0.15	0.73	0.36	0.23	0.38	0.38	0.05	0.59
W	2.7	1.7	1.6	2.4	2.1	2.6	3.0	2.2	6.8
Tl	0.05	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03
Pb	2.4	0.67	0.83	1.4	0.88	0.96	1.1	-	1.58
Th	17	17	13	13	15	14	15	15	17
U	4.5	5.4	4.1	3.7	5.2	4.4	5.1	5.5	4.7
Y	33	56	33	28	36	34	40	44	38
La	40	71	46	34	46	44	52	55	46
Ce	81	136	85	70	90	87	97	104	92
Pr	8.9	15	10	7.8	10	9.7	11	12	11
Nd	34	57	39	30	39	37	43	48	41
Sm	6.7	11	7.6	6.0	8.0	7.4	8.6	9.5	8.1
Eu	1.2	2.5	1.8	1.3	1.7	1.7	2.0	2.1	1.9
Gd	6.0	11	7.0	5.7	7.6	7.0	8.1	9.0	7.8
Tb	0.90	1.7	1.0	0.85	1.1	1.1	1.2	1.3	1.1
Dy	6.0	9.5	5.8	4.8	6.4	6.0	6.8	7.5	6.9
Ho	1.2	1.9	1.2	1.0	1.3	1.2	1.4	1.5	1.4
Er	3.7	5.3	3.4	3.0	3.8	3.6	4.0	4.3	4.1
Tm	0.55	0.75	0.49	0.44	0.55	0.52	0.57	0.61	0.61
Yb	3.9	4.7	3.3	3.0	3.7	3.5	3.8	4.1	4.0
Lu	0.59	0.69	0.48	0.47	0.58	0.54	0.57	0.62	0.63

Примечание. *Номера образцов имеют префикс “MN-”. 1 – алевропесчаник; 2 – аргиллит; 3 – пирогенно измененный аргиллит; 4 – карбонатно-силикатная порода; 5–9 – клинкеры; 10–18 – паралавы. Концентрации оксидов даны в мас. %, примесных элементов – ppm. Прочерк – ниже предела обнаружения ICP-MS анализа.

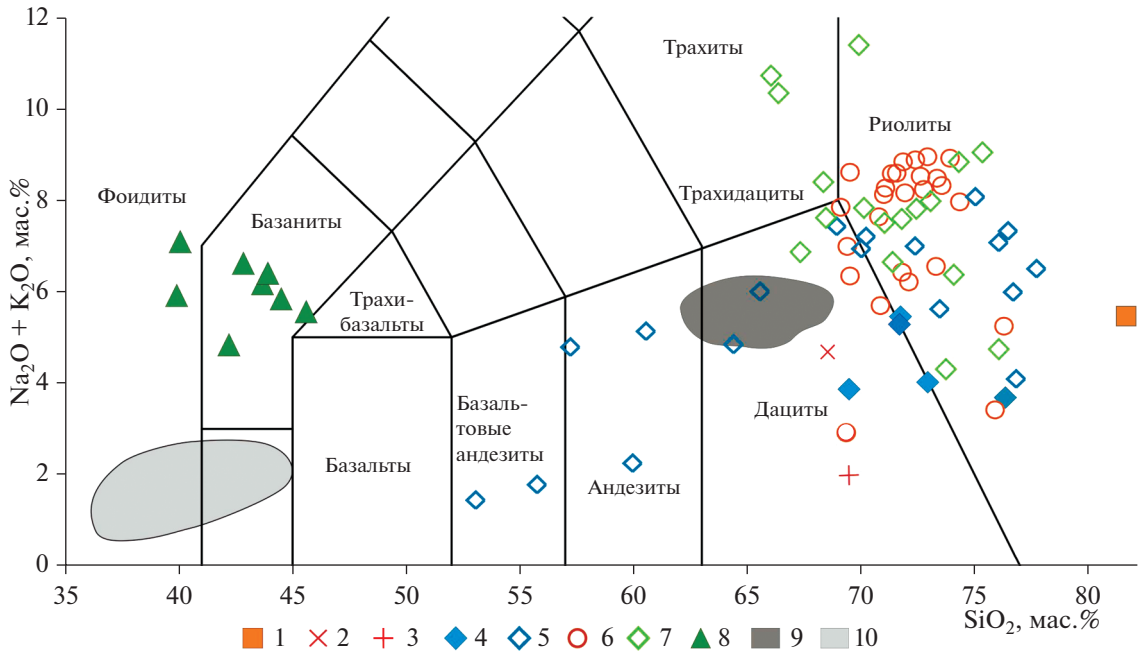

Рис. 3. TAS-диаграмма пород осадочной толщи и пирометаморфического комплекса.
1 – алевропесчаник, обр. MN-1424; 2 – аргиллит, обр. MN-1418; 3 – измененный белый аргиллит, обр. MN-1422; 4 – клинкеры; 5 – стекло в образце клинкера MN-1402; 6 – стекло в образце клинкера MN-1365; 7 – стекло в образце клинкера MN-1403; 8 – паралавы; 9 и 10 – поля состава клинкеров и паралав Нилгинского комплекса, по (Перетяжко и др., 2018).

0.2–1.3, MnO 0.2–0.3, TiO_2 0.7–0.9, CO_2 0.5–1.9 и $S_{общ}$ до 0.4. Количество H_2O^+ в пробах изменяется от 0.2 до 0.6 мас. %. На TAS-диаграмме большинство точек состава паралав находится в поле базанита (рис. 3). Мультиэлементные нормированные к примитивной мантии распределения паралав и карбонатно-силикатной породы (обр. MN-1423) показаны на рис. 4б. Карбонатно-силикатная порода, по сравнению с паралавами, имеет минимальные концентрации примесных элементов (за исключением Cs, Rb, U) и форму их распределения, близкую к таковым для паралав. На мультиэлементных нормированных распределениях паралав наблюдаются максимумы Ba, U, La, Sr, Sm, Gd и минимумы Rb, K, Pb, P, Ti.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ ПИРОГЕННЫХ ПОРОД

По данным СЭМ ЭДС клинкеры содержат кислое силикатное стекло с оплавленными зернами кварца, полевых шпатов, иногда циркона, реликты обогащенного Al тонкодисперсного агрегата пирогенно измененного аргиллита, а также новообразованные микролиты кристобалита (данные рентгенофазового анализа), кордиерита-секанинаита, шпинели (герцинита, хромита), гетита, магнетита, пироксена (ферросилита), барита-целестина, иногда, монацита, рутила, ильменита, фторапатита, фаялита, недиагностированных сульфатов и других минералов.

Чаще всего в клинкерах встречаются минералы изоморфного ряда кордиерит–секанинаит (табл. 2, ан. 1, 2) в виде таблитчатых и футлярных кристаллов размером до 50–100 мкм, иногда с гексагональным сечением в разрезах поперек удлинения (рис. 5а). Ромбические упорядоченные разновидности этого ряда были диагностированы по КР-спектрам, в которых наблюдаются три пика в интервале 557–578 $см^{-1}$, что отличает их от гексагонального индиалита-ферроиндиалита, имеющего один пик около 567 $см^{-1}$ (Peretyazhko et al., 2017). Соотношение Mg/Fe^{2+} в формулах минералов изменяется от 0.57 до 0.17, а максимальное содержание K достигает 0.15 форм. ед. (около 1 мас. % K_2O). Большинство составов соответствует K-содержащему секанинаиту.

Паралавы представлены тонкокристаллическими породами, матрикс которых слагают фенокристы и микролиты размером до 500 мкм мелилита, клинопироксена и плагиоклаза. Интерстиции между фенокристами заполнены минералом из группы нефелина с включениями шпинелидов, K-Ba полевых шпатов, оливина, минералов рёнит-куратитовой серии, пирротина, барита, целестина, фторапатита и магнетита (рис. 5б–5е). В матриксе часто встречаются включения и каверны, заполненные кальцитом, иногда сидеритом.

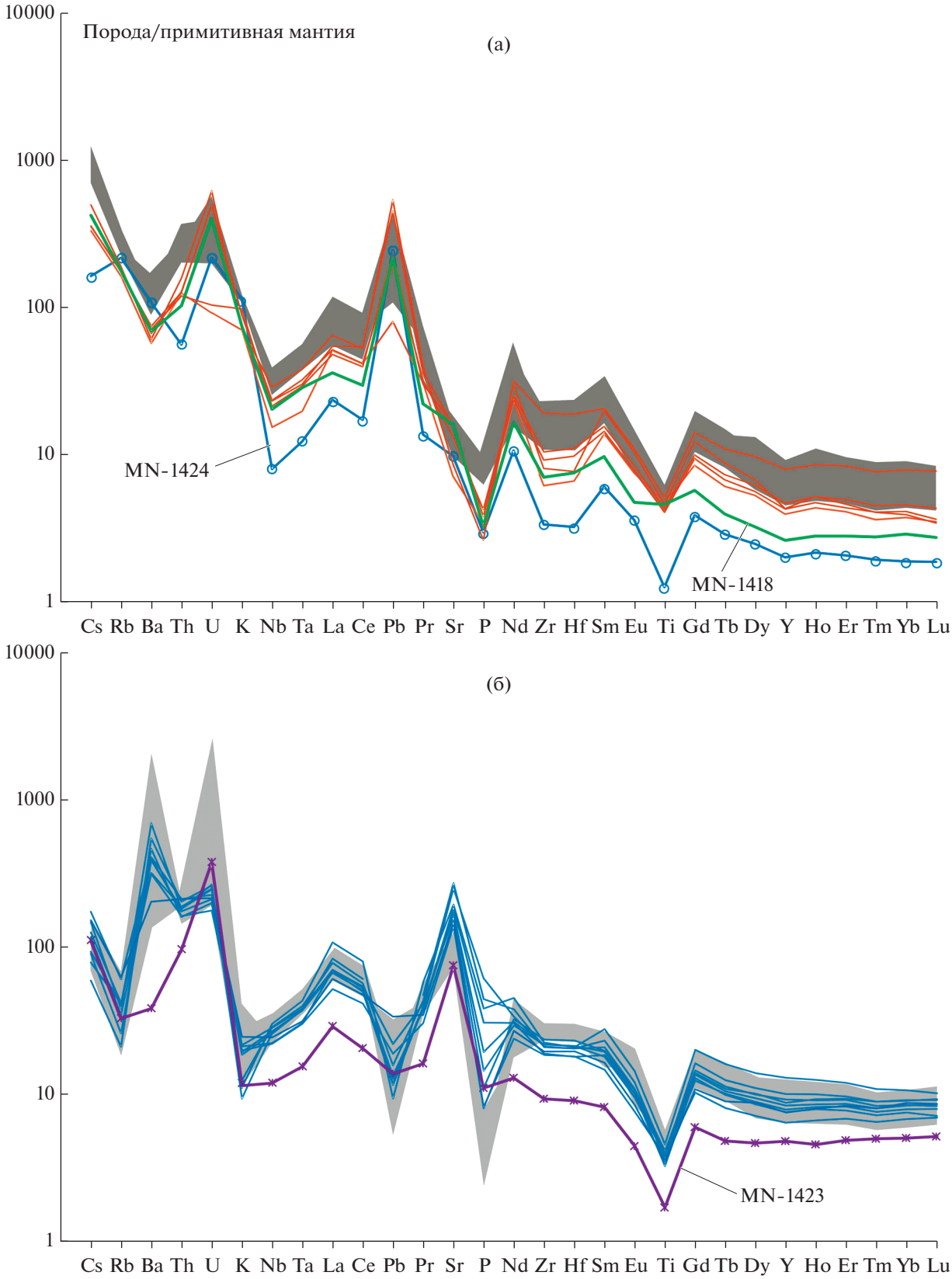

Рис. 4. Мультиэлементные распределения для пирогенных пород комплекса Хамарин-Хурал-Хид. Нормированы на состав примитивной мантии, по (McDonough, Sun, 1995).
(а) – сплошные линии – клинкеры и осадочные породы (аргиллит, обр. MN-1418 и алевропесчаник, обр. MN-1424), темно-серое поле клинкеров Нилгинского комплекса, по (Перетяжко и др., 2018). (б) – сплошные линии – паралавы и силикатно-карбонатная порода (обр. MN-1423), серое поле паралав Нилгинского комплекса, по (Перетяжко и др., 2018).

Таблица 2. Составы и кристаллохимические формулы минералов из плавленых пород комплекса Хамарин-Хурал-Хид

Компоненты	1403*	1403	1367	1425	1411	1420	1425	1420	1406
	1(6)	2(29)	3(18)	4(9)	5(4)	6(7)	7(26)	8(6)	9(43)
SiO_2	47.48	49.14	46.70	35.47	44.41	46.52	42.88	41.47	50.05
TiO_2	–	–					2.62	10.01	1.20
Al_2O_3	32.68	31.53	33.50	24.93	21.75	22.90	9.25	10.06	2.08
FeO	10.79	14.05					9.49	1.30	27.29
Fe_2O_3			0.49	0.85	1.78	0.54	4.03	0.29	0.87
MnO	–	–	–	–	–	–	0.36	0.93	0.62
MgO	7.13	4.83	–	–	–	–	6.89	10.71	17.37
CaO	–	–	16.95	0.99	1.14	4.03	23.41	22.65	1.19
Na_2O	–	–	1.87	0.95	2.12	3.25	0.34	1.64	–
K_2O	0.16	0.29	–	0.80	3.63	2.10	–	–	–
BaO	–	–	–	33.77	23.88	19.26	–	–	–
SrO	–	–	–	2.35	0.97	2.14	–	–	–
Сумма	98.23	99.84	99.51	100.11	99.68	100.74	99.25	99.05	100.68
	Кристаллохимические коэффициенты								
Si	4.955	5.106	2.153	2.141	2.454	2.451	1.666	1.556	1.912
Ti	–	–	–	–	–	–	0.076	0.283	0.034
Al	4.019	3.862	1.819	1.766	1.416	1.425	0.423	0.446	0.093
Fe^{2+}	0.942	1.222					0.310	0.041	0.873
Fe^{3+}			0.019	0.038	0.074	0.021	0.118	0.008	0.025
Mg	1.109	0.750	–	–	–	–	0.397	0.600	0.988
Mn	–	–	–	–	–	–	0.012	0.029	0.020
Ca	–	–	0.838	0.063	0.068	0.227	0.974	0.911	0.049
Na	–	–	0.168	0.099	0.225	0.330	0.025	0.119	–
K	0.022	0.038	–	0.055	0.258	0.141	–	–	–
Ba	–	–	–	0.789	0.518	0.401	–	–	–
Sr	–	–	–	0.084	0.030	0.065	–	–	–
Сумма	11.05	10.98	5.00	5.04	5.04	5.06	4.00	3.99	4.00
O	18	18	8	8	8	8	6	6	6

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	1411	1411	1419	1419	1420	1420
	10(6)	11(28)	12(6)	13(30)	14(4)	15(32)
SiO_2	30.50	38.11	36.25	40.59	27.44	39.43
TiO_2	–	–	–	–	–	–
Al_2O_3	22.69	14.03	17.57	11.80	26.78	13.83
FeO	0.50	0.70	0.77	2.85	0.00	0.04
Fe_2O_3	2.92	2.62	1.58	1.93	0.24	0.32
MnO	–	–	–	0.18	–	–
MgO	3.14	5.14	4.66	4.99	3.28	6.12
CaO	38.00	35.82	37.16	35.01	41.44	35.35
Na_2O	1.95	3.64	2.92	3.94	0.67	3.90
Сумма	99.70	100.37	100.91	101.30	99.65	98.98
	Кристаллохимические коэффициенты					
Si	1.402	1.724	1.628	1.827	1.261	1.786
Ti	–	–	–	–	–	–
Al	1.230	0.764	0.934	0.626	1.451	0.739
Fe^{2+}	0.020	0.026	0.029	0.108	0.000	0.002
Fe^{3+}	0.102	0.091	0.054	0.065	0.008	0.011
Mg	0.216	0.346	0.312	0.335	0.224	0.413
Mn	–	–	–	0.007	–	–
Ca	1.872	1.737	1.793	1.688	2.042	1.716
Na	0.173	0.320	0.253	0.343	0.059	0.342
Сумма	5.01	5.01	5.00	5.00	5.03	5.01
O	7	7	7	7	7	7

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	1412	1411	1411	1406	1419	1419	1425	1425
	16(9)	17(6)	18(12)	19(4)	20(3)	21(1)	22(10)	23(18)
SiO_2	–	–	–	34.81	30.74	32.41	30.12	30.89
TiO_2	0.09	1.70	0.71	–	–	–	–	–
Al_2O_3	65.22	17.96	36.68	–	–	–	–	–
FeO	9.04	23.93	16.56	42.85	48.97	36.16	55.17	38.93
Fe_2O_3	3.36	49.14	30.38	0.06	3.63	0.13	2.48	2.75
MnO	0.59	1.65	1.39	0.89	5.25	3.16	2.71	2.01
MgO	21.33	6.88	13.21	21.31	7.89	3.02	4.49	2.01
CaO	–	–	–	0.53	5.30	25.62	5.65	24.03
Cr_2O_3	0.08	0.11	1.52	–	–	–	–	–
V_2O_3	0.12	0.07	–	–	–	–	–	–
Сумма	99.83	101.43	100.50	100.45	101.78	100.50	100.63	100.72
	Кристаллохимические коэффициенты							
Si	–	–	–	1.000	0.957	0.998	0.970	0.968
Ti	0.002	0.042	0.016	–	–	–	–	–
Al	1.930	0.693	1.251	–	–	–	–	–
Fe^{2+}	0.190	0.558	0.409	1.034	1.276	0.932	1.487	1.017
Fe^{3+}	0.063	1.219	0.682	0.001	0.085	0.003	0.060	0.065
Mg	0.779	0.337	0.573	0.917	0.366	0.139	0.214	0.093
Mn	0.013	0.046	0.035	0.022	0.139	0.082	0.074	0.053
Ca	–	–	–	0.016	0.177	0.846	0.195	0.804
Cr	0.002	0.003	0.034	–	–	–	–	–
V	0.002	0.002	–	–	–	–	–	–
Сумма	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00
O	4	4	4	4	4	4	4	4

Таблица 2. Окончание

Компоненты	1412	1412	1411	1412	1420	1425	1411	1419
	24(15)	25(2)	26(5)	27(29)	28(31)	29(14)	30(15)	31(10)
SiO_2	30.85	30.27	19.93	48.99	49.50	44.22	43.69	43.58
TiO_2	9.49	9.98	4.10	–	–	–	–	–
Al_2O_3	13.67	9.59	20.62	30.86	30.72	34.41	32.81	33.19
FeO	14.48	24.80	6.72					
Fe_2O_3	3.69	6.10	24.76	0.36	0.04	0.47	1.56	0.77
MnO	0.94	1.70	0.70	–	–	–	–	–
MgO	13.34	6.76	10.26	–	–	–	–	–
CaO	11.98	9.70	13.98	1.85	2.20	4.43	4.45	4.45
Na_2O	1.95	2.47	0.32	16.17	15.62	15.07	15.00	15.34
K_2O	–	–	–	1.66	1.52	1.80	1.98	1.31
Сумма	100.38	101.35	101.38	99.90	99.60	100.39	99.49	99.64
	Кристаллохимические коэффициенты							
Si	8.031	8.383	5.411	9.131	19.218	8.309	8.335	8.431
Ti	1.882	2.079	0.838	–	–	–	–	–
Al	4.235	3.130	6.604	6.781	6.744	7.620	7.379	7.399
Fe^{2+}	3.211	5.746	1.535					
Fe^{3+}	0.735	1.270	5.064	0.050	0.439	0.066	0.223	0.110
Mg	5.221	2.792	4.155	–	–	–	–	–
Mn	0.211	0.397	0.160	–	–	–	–	–
Ca	3.378	2.879	4.067	0.371	0.439	0.892	0.910	0.901
Na	0.996	1.324	0.165	5.845	5.640	5.488	5.547	5.623
K	–	–	–	0.396	0.362	0.431	0.482	0.317
Сумма	28.00	28.00	28.00	22.57	22.41	22.81	22.88	22.78
O	40	40	40	32	32	32	32	32

Примечание. 1 – кордиерит; 2 – секанинаит; 3 – плагиоклаз; 4 – цельзиан; 5 – гиалофан; 6 – Ba-Na-Ca-K полевой шпат; 7, 8 – клинопироксен; 9 – ферросилит; 10–15 – мелилит; 16–18 – минералы семейства шпинели; 19–23 – оливины: 19 – гортонолит, 20 и 22 – Ca-фаялит; 21 и 23 – кирштейнит; 24–26 – рёнит-куратит; 27–31 – Ca-содержащий минерал из группы нефелина, предположительно, давидсмитит. После порядкового номера в скобках – количество СЭМ ЭДС анализов минерала. Концентрации FeO, Fe_2O_3, коэффициенты Fe^{2+} и Fe^{3+} рассчитаны по стехиометрии минерала. Кристаллохимические формулы рассчитаны по кислородному методу. Прочерк – концентрации ниже предела обнаружения СЭМ ЭДС метода. Концентрации оксидов – мас. %.
* Номера образцов имеют префикс “MN-”.

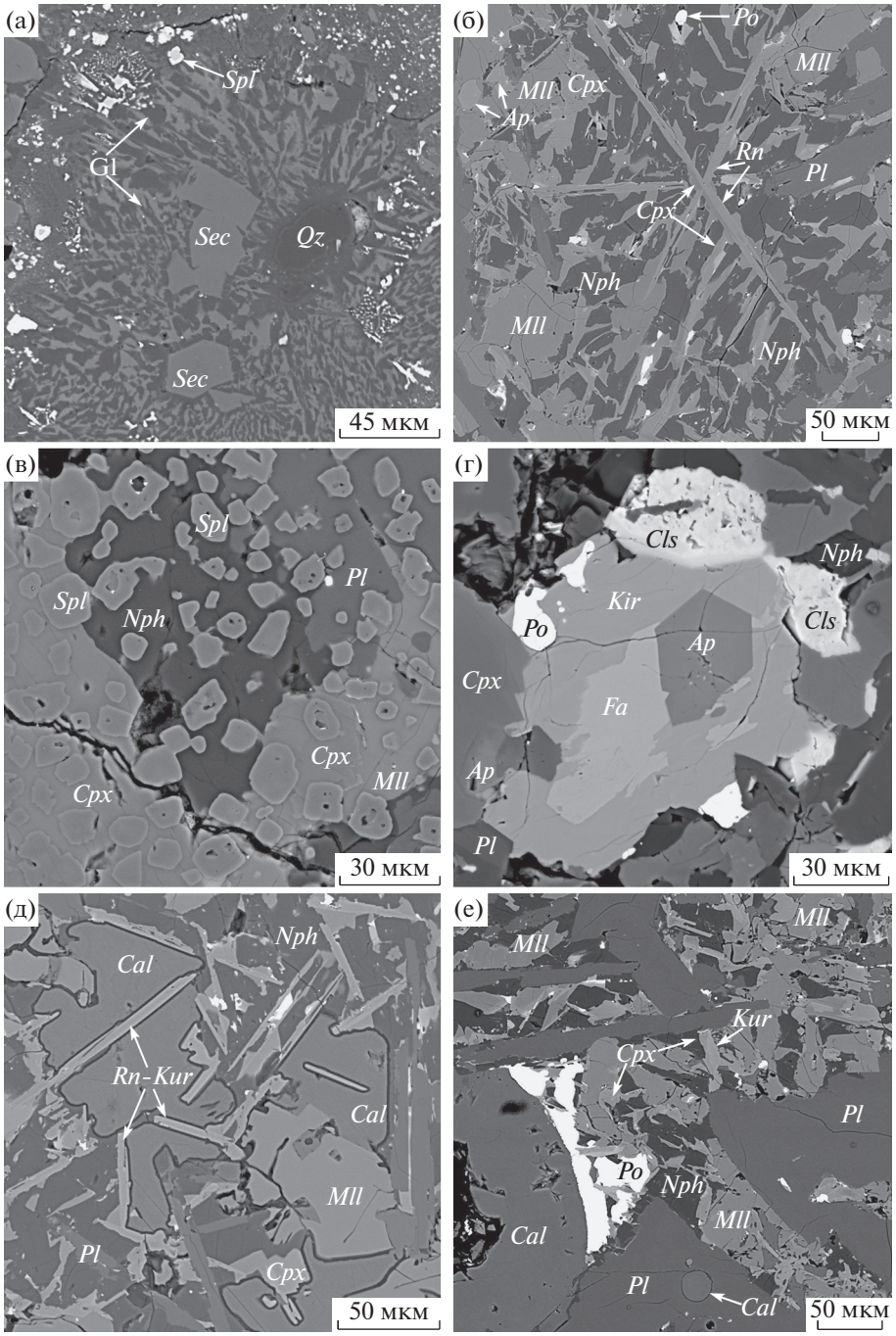

Рис. 5. Фрагменты матрикса плавленых пирогенных пород.
(а) – клинкер с новообразованными микролитами секанинаита в стекле с оплавленным зерном кварца и реликтами глинистого матрикса аргиллита, обр. MN-1403. (б) – мелилит-клинопироксен-нефелиновая ассоциация паралавы с игольчатыми кристаллами рёнита, включениями пирротина и фторапатита, обр. MN-1412. (в) – в паралаве микролиты плеоначта в фенокристах клинопироксена, мелилита, плагиоклаза и в интерстициях между ними, обр. MN-1413. (г) – в паралаве Ca-фаялит и кирштейнит в ассоциации с фторапатитом, цельзианом, пирротином и нефелином, обр. MN-1425. (д) – в интерстициях между фенокристами паралавы нефелин и кальцит с игольчатыми включениями рёнита-куратита, обр. MN-1412. (е) – в паралаве глобула кальцита и включение кальцита в плагиоклазе, обр. MN-1412. Изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE). *Qz* – кварц, *Sec* – секанинаит, Gl – стекло, *Pl* – плагиоклаз, *Mll* – мелилит, *Cpx* – клинопироксен, *Nph* – Ca-содержащий минерал из группы нефелина (давидсмитит), *Spl* – шпинель, *Rn* – рёнит, *Kur* – куратит, *Ap* – фторапатит, *Cls* – цельзиан, *Fa* – Ca-фаялит, *Kir* – кирштейнит, *Po* – пирротин, *Cal* – кальцит.

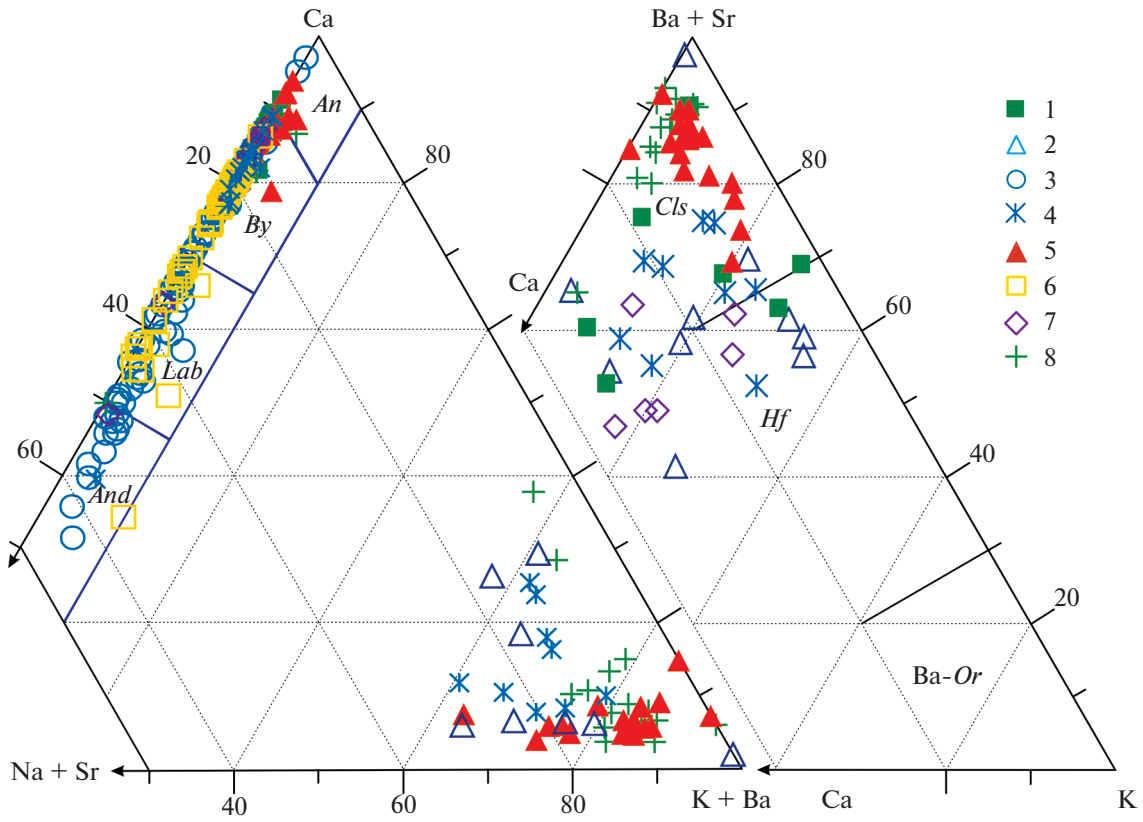

Рис. 6. Ca–(K + Ba)–(Na + Sr) и (Ba + Sr)–K–Ca диаграммы состава плагиоклаза и K-Ba полевых шпатов в паралавах. *An* – анортит, *By* – битовнит, *Lab* – лабрадор, *And* – андезин, *Cls* – цельзиан, *Hf* – гиалофан, Ba-*Or* – Ba-ортоклаз. Полевые шпаты из образцов: 1 – MN-1412, 2 – MN-1411, 3 – MN-1406, 4 – MN-1367, 5 – MN-1425, 6 – MN-1410, 7 – MN-1420, 8 – MN-1419.

Идиоморфные (удлиненные, игольчатые) фенокристы плагиоклаза с вариациями состава от анортита до андезина характерны для паралав (рис. 5б–5е). Среди них преобладает битовнит-лабрадор (An_{90-55}). Наиболее кальциевый анортит (An_{97-90}) обычно слагает центральную, а андезин (An_{50-30}) – краевую зону фенокристов (табл. 2, ан. 3, рис. 6). Количество калия (*Or* минала) редко превышает 5%. Плагиоклаз содержит 1–3 мас. % Fe_2O_3. Краевая зона фенокристов и микролитов плагиоклаза иногда обогащена Sr и Ba (до 2–5 мас. % в сумме SrO и BaO). Часто встречается K-Ba полевой шпат в краевых зонах, обрастающих фенокристы плагиоклаза, и в микролитах. Большинство составов такого полевого шпата соответствуют цельзиану и гиалофану с примесью SrO (1–4 мас. %) и Fe_2O_3 (1–3 мас. %) (табл. 2, ан. 4 и 5, рис. 6). Составы краевых зон микролитов плагиоклаза во многих случаях, наряду с высокими концентрациями BaO 11–20 мас. %, имеют значительное количество (мас. %): CaO до 8, K_2O 1–5, Na_2O до 5 и SrO до 2.5 (табл. 2, ан. 6, рис. 6).

Из пироксенов в паралавах чаще всего встречается Al-содержащий диопсид-геденбергит с большими вариациями концентраций Mg и Fe при следующем соотношении миналов: *Wo* (волластонит, 45–60%), *Fs* (ферросилит, 5–45%), *En* (энстатит, 45–5%) (рис. 7). Во всех образцах наблюдается зональность фенокристов – ранние центральные области обогащены Mg, а более поздние краевые имеют повышенное количество Fe (табл. 2, ан. 7 и 8). Примесь TiO_2 в клинопироксене обычно не превышает 1–3 мас. % и только в нескольких образцах достигает 8–12 мас. % (табл. 2, ан. 8). Повышение концентрации Al_2O_3 до 10–12 мас. % с ростом магнезиальности клинопироксена приводит к увеличению Al в координации VI до 0.3 форм. ед. и положению точек состава на диаграмме *Wo–Fs–En* выше классификационных полей диопсида и геденбергита (рис. 7). В краевых зонах фенокристов возрастает содержание Fe, снижается общее количество Al (Al(IV) + + Al(VI)), и точки состава минерала смещаются к полю геденбергита. Авгит обнаружен только в образце паралавы MN-1367 вблизи обособлений кислого стекла (вероятно, реликта аргиллита). Все пироксены в обр. MN-1406 пироксен-плагиоклазовой паралавы имеют промежуточный

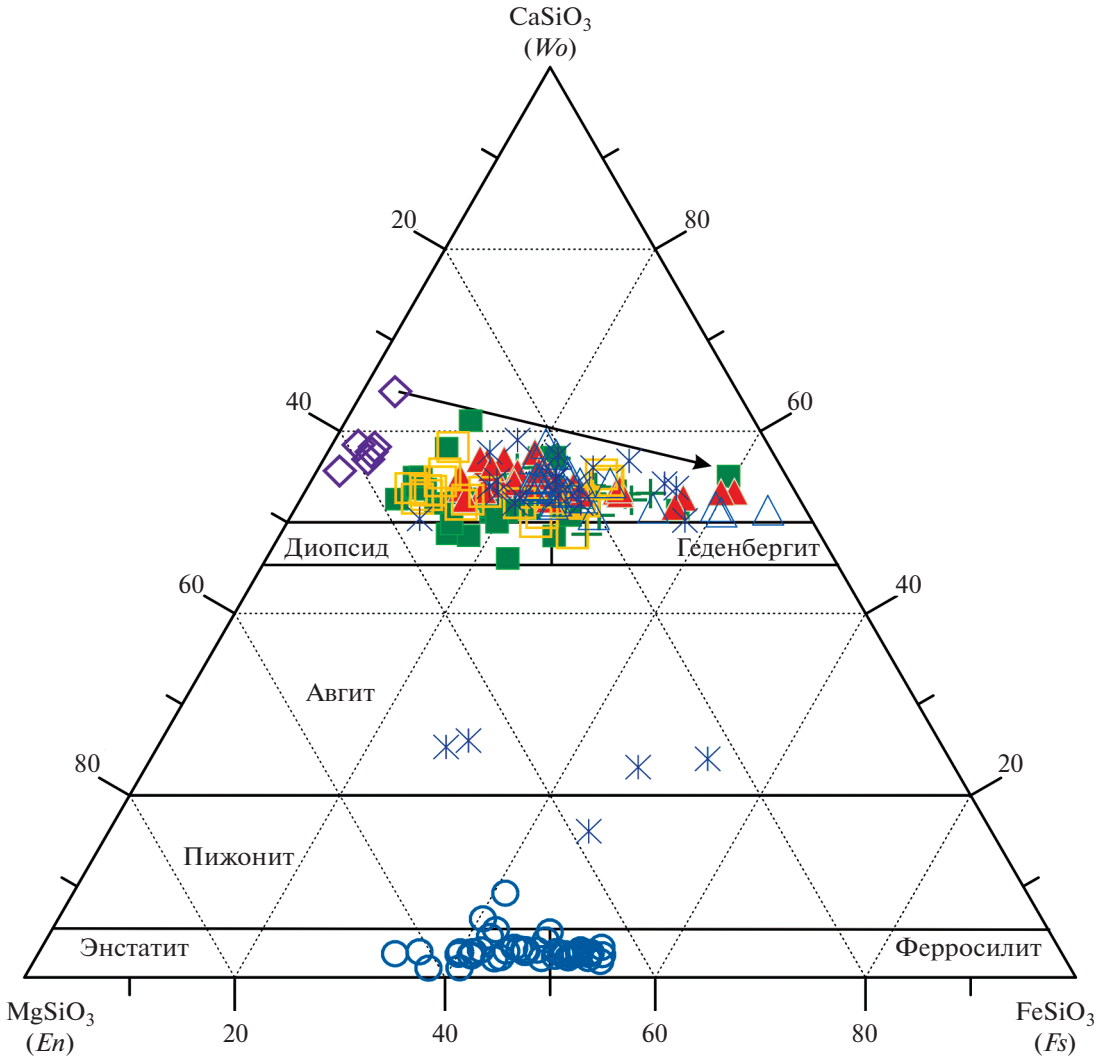

Рис. 7. Состав клинопироксена из паралав.
Миналы пироксена: *Wo* – волластонит, *Fs* – ферросилит, *En* – энстатит. Стрелкой показан тренд изменения состава от более ранних магнезиальных к более поздним железистым разновидностям Al-клинопироксена. Условные обозначения см. на рис. 6.

состав между энстатитом (*En*) и ферросилитом (*Fs*) либо клиноэнстатитом и клинофферросилитом с примерно равным соотношением Fe и Mg и примесью CaO до 1 мас. % (табл. 2, ан. 9, рис. 7).

Мелилит – породообразующий минерал всех нефелинсодержащих паралав (рис. 5б–5е). Иногда встречаются включения мелилита с реликтовым ядром, близким по составу к гелениту (табл. 2, ан. 10, 12, 14). Фенокристы мелилита обычно незональные с относительно небольшими вариациями состава (табл. 2, ан. 11, 13, 15), и только некоторые из них имеют обогащенную железом краевую зону (5–10 мкм), в которой содержание FeO достигает 8–9 мас. %. В программном комплексе CRYSTAL (Перетяжко, 1996) по кристаллохимическим коэффициентам в формулах мелилита были рассчитаны методом наименьших квадратов концентрации пяти миналов, которые изменяются в значительном диапазоне (мас. %): 13–58 акерманит ($Ca_2MgSi_2O_7$), 0–35 ферроакерманит ($Ca_2Fe^{2+}Si_2O_7$), 0–44 алюмоакерманит, или содамелилит ($CaNaAlSi_2O_7$), 3–78 геленит ($Ca_2Al_2SiO_7$), 0–16 ферриакерманит ($CaNaFe^{3+}Si_2O_7$). В составе мелилита преобладают миналы акерманита, геленита и алюмоакерманита (рис. 8а), сумма которых достигает 80–95 мас. %. По соотношению Si и Al мелилиты образуют ряд от существенно глиноземистых геленитовых (ранних) до акерманитовых (поздних) составов, в которых значительно возрастает количество минала алюмоакерманита (рис. 8б). При этом мелилиты постоянно содержат до 0.2–0.4 форм. ед. Na (около 2–5 мас. % Na_2O).

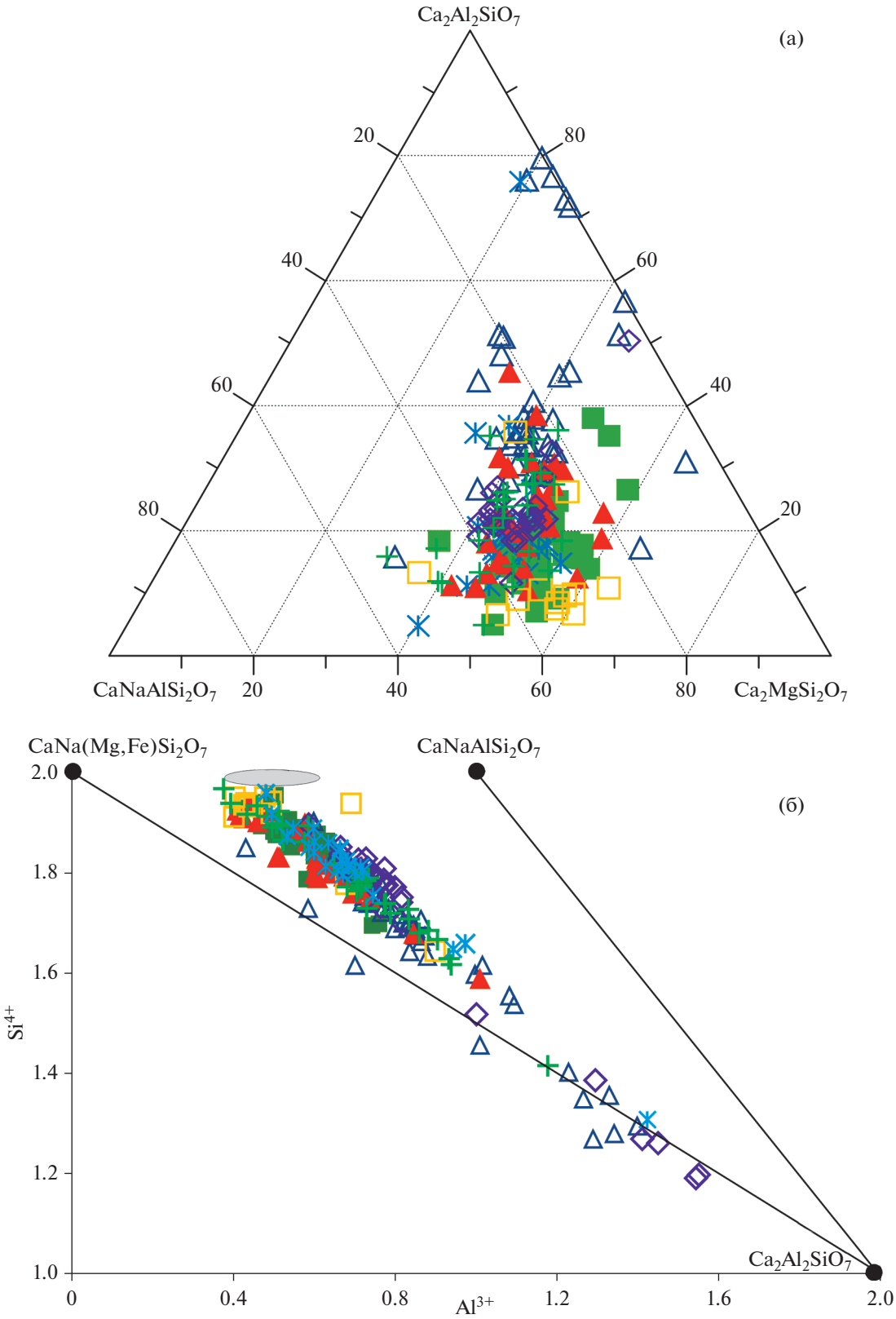

Рис. 8. Состав мелилита из паралав.
(а) – миналы мелилита: акерманит ($Ca_2MgSi_2O_7$), геленит ($Ca_2Al_2SiO_7$), алюмоакерманит ($CaNaAlSi_2O_7$). (б) – эволюция состава мелилита на диаграмме Si^{4+}–Al^{3+} (залитые кружки – конечные члены в группе мелилита – геленит, алюмоакераминит и акерманит). Условные обозначения см. на рис. 6. Серое поле – состав алюмоакерманита, по (Wiedenmann et al., 2009).

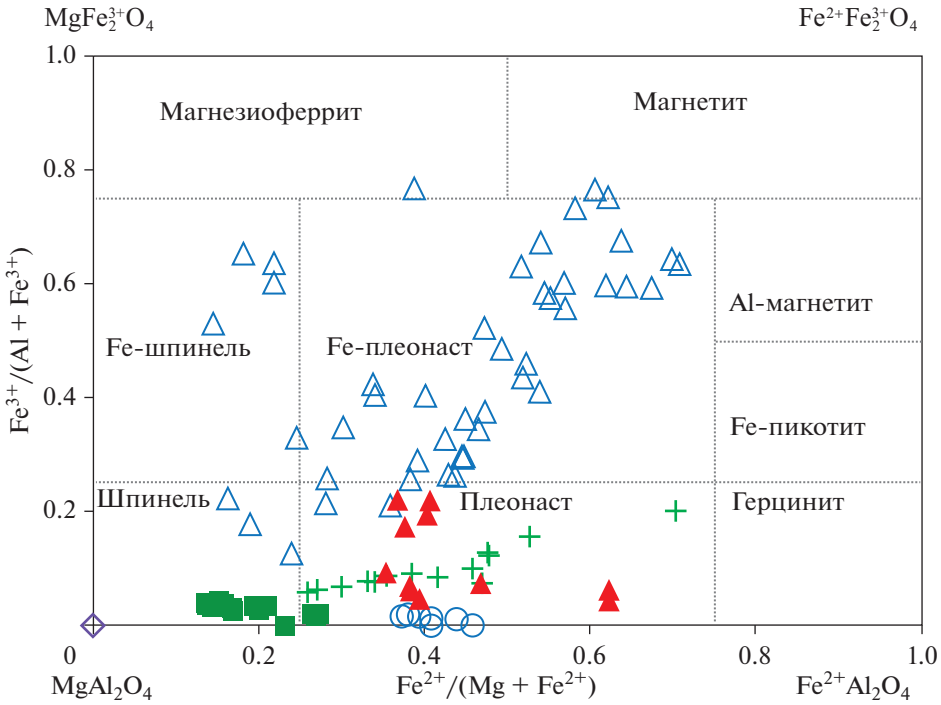

Рис. 9. Классификационная диаграмма минералов семейства шпинели в паралавах.
Значения $Fe^{3+}/(Al + Fe^{3+})$ и $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$ рассчитаны по формульным коэффициентам. Поля шпинелидов, по (Haggerty, 1991; Deer et al., 1992). Условные обозначения см. на рис. 6.

Идиоморфные (октаэдрические и куб-октаэдрические) кристаллы минералов семейства шпинели часто встречаются в интерстициях между минералами матрикса паралав, иногда как включения в фенокристах клинопироксена, мелилита и плагиоклаза (рис. 5в). Шпинелиды имеют большие вариации состава, которые значительно варьируют в разных образцах (табл. 2, ан. 16–18). Микролиты шпинели $MgAl_2O_4$ обнаружены только в обр. MN-1420. Чаще всего минералы имеют промежуточный состав между шпинелью и герцинитом $FeAl_2O_4$ (рис. 9). Для шпинелидов характерны следующие интервалы значения $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$ по образцам: 0.14–0.26, MN-1412; 0.38–0.46, MN-1406; 0.26–0.70, MN-1419; 0.35–0.62, MN-1425. В краевой зоне либо в тонкой кайме микролитов (обр. MN-1419, MN-1425) повышается количество Fe^{3+}, но большинство составов находится в поле плеонаста ($Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{3+}) < 0.2$). Наиболее разнообразен состав шпинелидов в обр. MN-1411. Здесь обнаружены микролиты плеонаста, имеющие кайму Fe^{3+}-плеонаста с максимальным значением $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{3+}) = 0.73–0.77$, а также микролиты Fe-шпинели (табл. 2, ан. 17 и 18, рис. 9).

Из оксидов Fe и Ti в паралавах встречаются зерна (микролиты, изометричные выделения), близкие к идеальному составу магнетита (обр. MN-1425, MN-1420) и ильменита (обр. MN-1367, MN-1406), а также гематита и гетита (обр. MN-1425, MN-1420, MN-1367, MN-1406), иногда в ассоциации с пирротином.

Минералы группы оливина обнаружены в матриксе нескольких образцов паралав. Среди них преобладает фаялит (Fo_{0-10}), намного реже встречаются гортонолит (Fo_{45-55}) и кирштейнит. В матриксе двух образцов паралав (обр. MN-1425, MN-1419) кирштейнит образует выделения неправильной формы в ассоциации с Ca-фаялитом (рис. 5г). По примерным оценкам соотношений фаз на BSE-изображениях Ca-фаялит преобладает над кирштейнитом. В Ca-фаялите количество миналов кальциооливина Ca_2SiO_4 и фаялита изменяется в интервалах 9–15 и 81–87%, а в кирштейните – 38–45 и 50–59% соответственно (табл. 2, ан. 19–23, рис. 10). Для Ca-Fe оливинов характерны также примеси (мас. %): 1.8–9.2 MgO, 0–5.7 Fe_2O_3, 1.6–5.2 MnO, 0.4–1.1 Al_2O_3, до 1.1 TiO_2.

В нефелинсодержащих паралавах обнаружены микролиты, игольчатые кристаллы размером до 300 мкм минералов серии рёнит, $Ca_4(Mg, Fe^{2+})_8Fe_2^{3+}Ti_2O_4[Si_6Al_6O_{36}]$ – куратит, $Ca_4Fe^{2+}{}_{10}Ti_2O_4[Si_8Al_4O_{36}]$ из супергруппы сапфирина (табл. 2, ан. 24–26, рис. 5б, 5д). Составы центральных зон микролитов соответствуют рёниту с величиной $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$, мол. % от 0.50 до 0.75, а краевых – низкотитановому куратиту ($X_{Mg} = 0.50–0.13$) при количестве в формулах Ti^{4+}(VI)

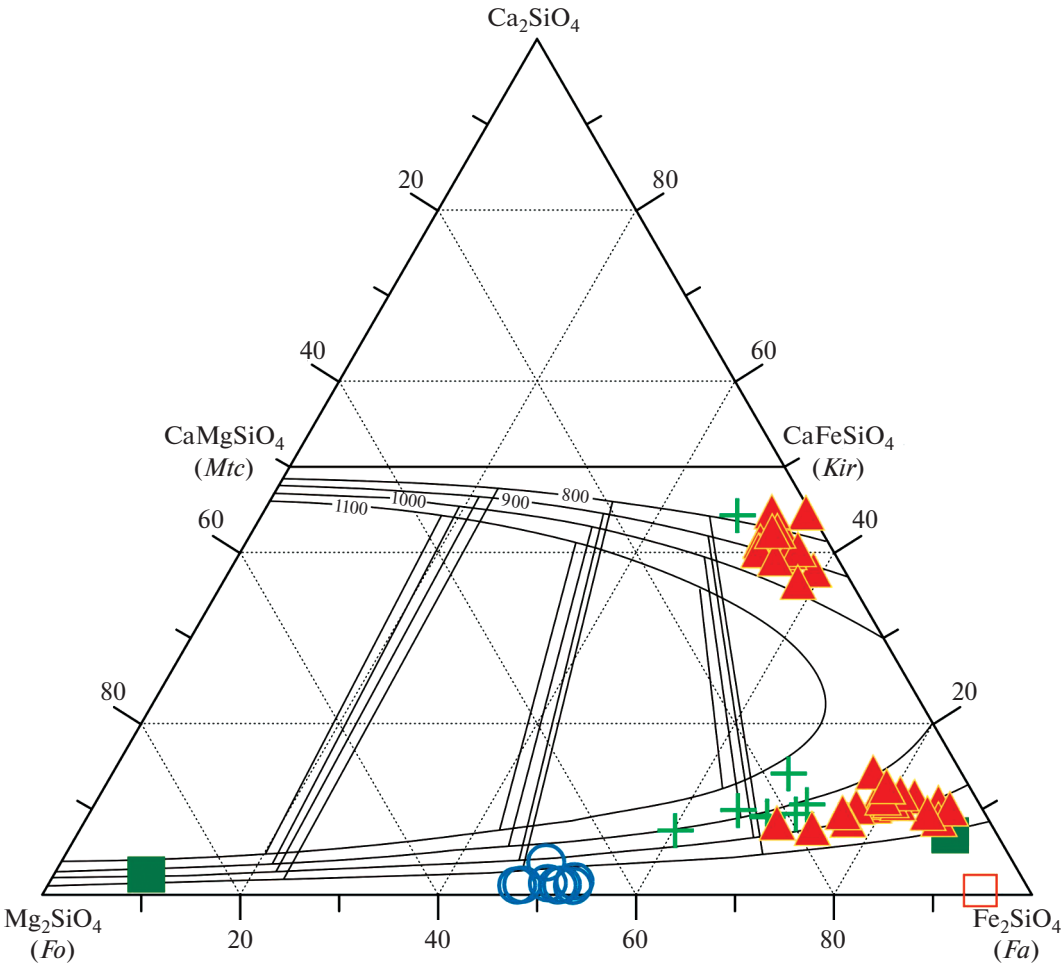

Рис. 10. Состав оливина из паралав.
Изотермы области несмесимости твердого раствора Mg–Fe–Ca оливина и составы сосуществующих фаз (тонкие линии), по (Davidson, Mukhopadhyay, 1984). Миналы оливина: *Fo* – форстерит, *Fa* – фаялит, *Kir* – кирштейнит, *Mtc* – монтичеллит. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

1–2 форм. ед. и Fe^{3+} < 3 форм. ед. (рис. 11а). Значительное снижение Ti^{4+}(VI) до 1–0 форм. ед. и Si до 6–4 форм. ед. при увеличении Fe^{3+} до 4–7 форм. ед. наблюдается в минералах этой серии из обр. MN-1411, где наиболее окисленные разности имеют максимальное количество минала доррита, $Ca_4Mg_3Fe^{3+}{}_9O_4[Si_3Al_8Fe^{3+}O_{36}]$ (рис. 11б).

Интерстиции матрикса паралав заполняет минерал, который по данным рентгенофазового анализа относится к группе нефелина (рис. 5б–5е). Для него характерен необычный состав с большими вариациями CaO (1–7 мас. %), значительным преобладанием Na_2O (14–16 мас. %) над K_2O (1–3 мас. %) и примесью Fe_2O_3 (0.5–1.5 мас. %) (табл. 2, ан. 27–31). При таком соотношении Na и K единственным Ca-содержащим минералом в группе нефелина является давидсмитит (davidsmithite, $(Ca\square)_2Na_6Al_8Si_8O_{32}$), который по составу соответствует анортит-обогащенному конечному члену $(Ca_{0.125}\square_{0.125})Na_{0.75}AlSiO_4$ (Kechid et al., 2017; Rossi et al., 1986). Формула минерала рассчитана на 32 атома кислорода. Большинство точек состава минерала находится в поле давидсмитита, хотя значительная их часть смещена по направлению к лисетиту (lisetite, $CaNa_2Al_4Si_4O_{16}$) (рис. 12). Концентрация кальсилитового минала изменяется незакономерно от 5 до 20%. Сумма Si и Al в формулах близка к идеальной стехиометрии (15.9–16.0 форм. ед.) при отношении Si/Al во всех анализах больше единицы (1.1–1.5) и Na < 6 (5.5–5.7) форм. ед. (табл. 2, ан. 27–31).

В паралавах встречаются изометричные зерна и округлые глобулы пирротина, близкого к идеальному составу (рис. 5г, 5е, 13а), а также выделения бариевых Fe-Cu сульфидов. В образце MN-1425 крупная (до 7 мм в сечении) глобула пирротина имеет краевую кайму магнетит-гетитового агре-

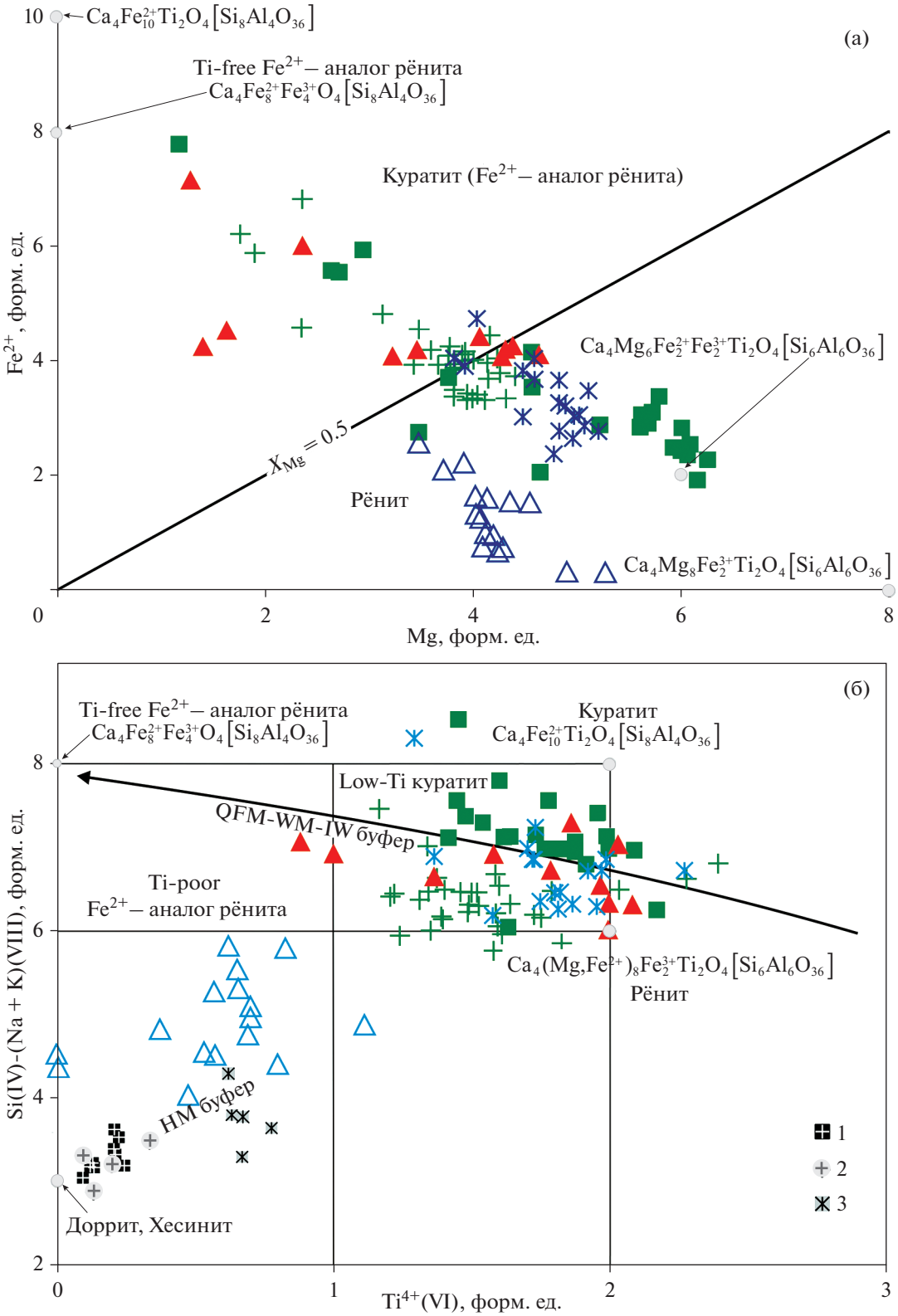

Рис. 11. Составы минералов рёнит-куратитовой серии из паралав на диаграммах Fe^{2+}–Mg (а) и Si(IV)-(Na + K)(VIII)–Ti^{4+}(VI) (б) для супергруппы сапфирина.
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 28 катионов. Стрелками показаны изменения состава минералов при увеличении летучести кислорода от IW до QFM и к HM буферу, см. комментарии в тексте. На диаграмме (б) точки состава минералов из работ: 1 – (Cosca et al., 1988); 2 – (Foit et al., 1987); 3 – (Havette et al., 1982). Формулы минералов и названия полей, по (Peretyazhko et al., 2017). Остальные обозначения см. на рис. 6.

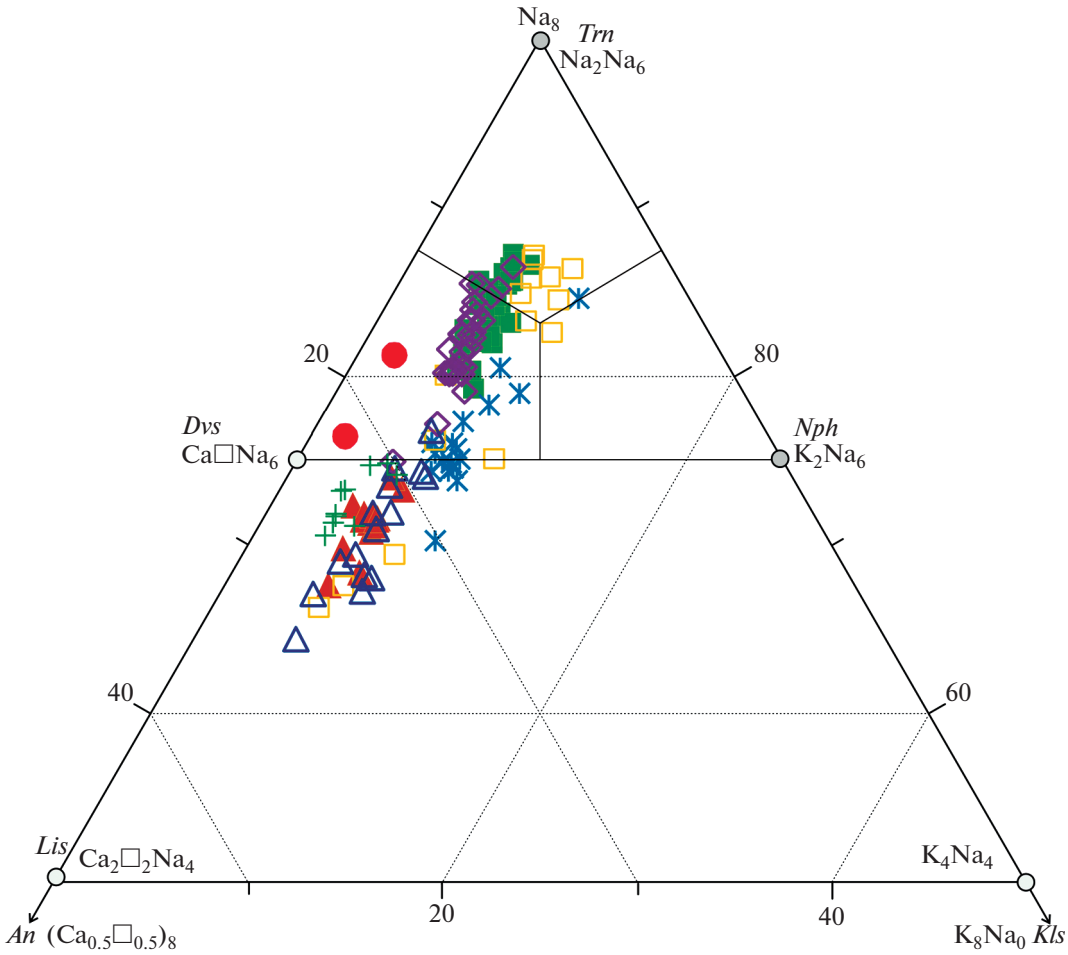

Рис. 12. Фрагмент классификационной диаграммы Na–K–(Ca□), в ат. % минералов группы нефелина. Все минералы имеют постоянное значение $(Al, Si)_{16}O_{32}$ в кристаллохимических формулах. Миналы: *Nph* – нефелин, *Kls* – кальсилит, *Trn* – тринефелин, *Dvs* – давидсмитит. Минералы: *Lis* – лисетит $CaNa_2Al_4Si_4O_{16}$, *An* – анортит. Залитые кружки – давидсмитит, по (Kechid et al., 2017). Остальные обозначения см. на рис. 6.

гата, который цементирует обломки зерен бариевых Fe-Cu сульфидов, предположительно, из группы джерфишерита с вариациями состава от зоарита (zoharite, $(Ba,K)_6(Fe,Cu,Ni)_{25}S_{27}$) до оуенсита (owensite, $(Ba,Pb)_6(Cu,Fe,Ni)_{25}S_{27}$) (рис. 13б, табл. 3, ан. 1–5). Формулы минералов рассчитаны на 27 атомов S, поскольку в зоарите, по данным (Галускина и др., 2017), Cu^+ может замещаться на Fe^{2+} и Fe^{3+} либо Cu^+ и Cu^{2+} на Fe^{2+} в разном соотношении, что приводит к уменьшению суммарного атомарного количества элементов относительно идеального стехиометрического значения (58 ат.). Среди бариевых Fe-Cu сульфидов преобладает минерал, в котором <2 ат. Cu (табл. 3, ан. 1). Гораздо реже встречаются зерна переменного состава, содержащие 3–12 ат. Cu, и максимально обогащенные Cu зерна с краевой зоной оуенсита (табл. 3, ан. 2–5, рис. 14).

В нескольких образцах паралав обнаружены включения самородного Fe с примесью Ni до 2 мас. %. В образце MN-1420 пирротин содержит вкрапления самородного Fe (рис. 13а), а в матриксе среди алюмосиликатного стекла (вероятно, реликта аргиллита) встречаются многочисленные округлые включения размером до 5 мкм фосфидов Fe – шрейберзита (schreibersite, Fe_3P) и самородного железа, иногда в совместном срастании (рис. 13в, табл. 3, ан. 6). В образце MN-1412 центральные зоны многих фенокристов плагиоклаза содержат включения фосфидов размером от <1 до 2–3 мкм (крайне редко до 5–10 мкм) – баррингерита (barringerite, Fe_2P), шрейберзита и субмикронные включения, вероятно, стеадита (Fe_4P – эвтектики α-Fe и Fe_3P) (рис. 13г, табл. 3, ан. 7–9). Обособления фосфидов часто находятся в срастании с пирротином, а некоторые фенокристы плагиоклаза имеют внутренние зоны, где в ассоциации с баррингеритом присутствуют микролиты шпинели (рис. 13г).

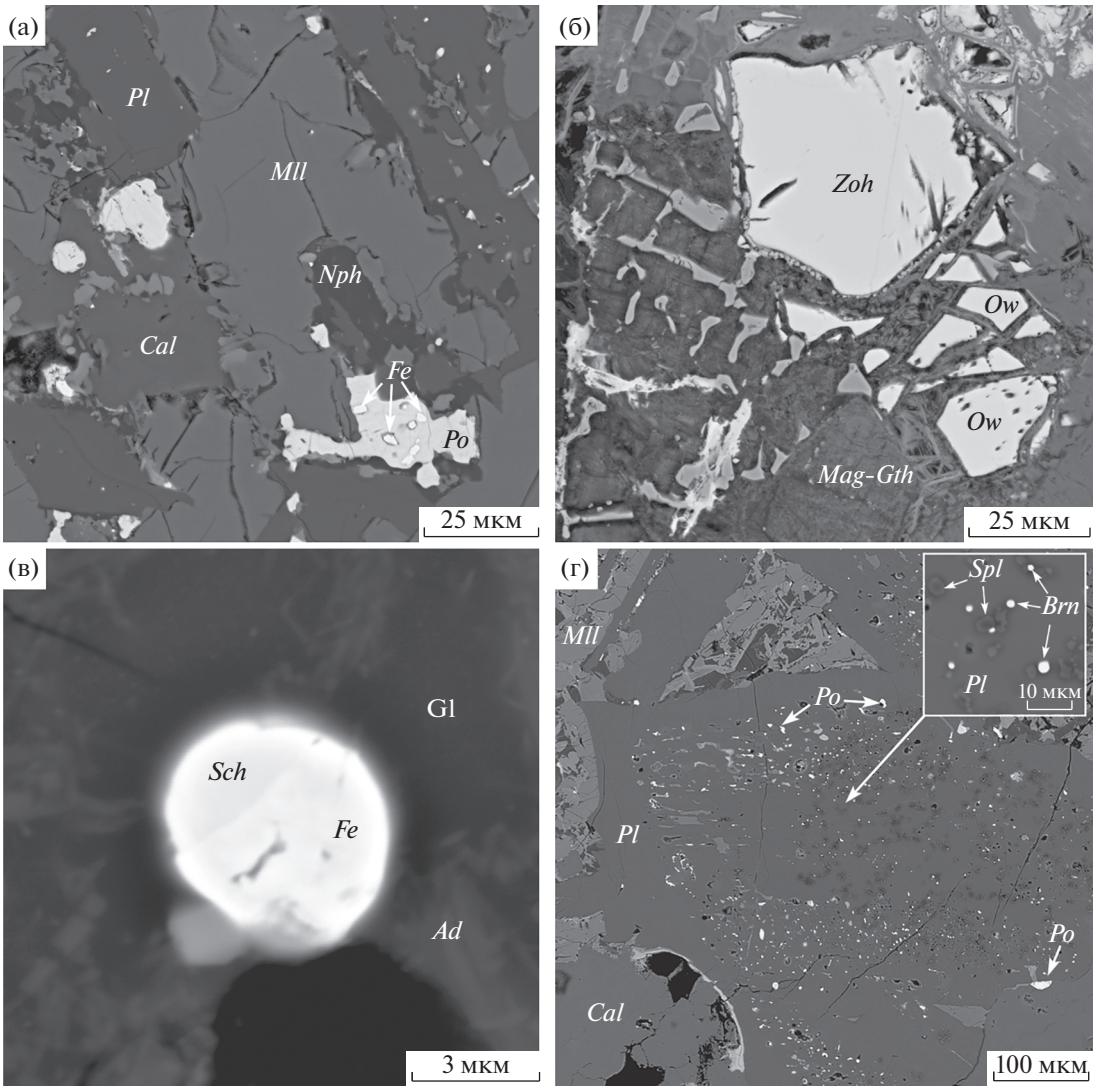

Рис. 13. Фрагменты матрикса паралав.
(а) – включения железа в пирротине, обр. MN-1420. (б) – зоарит и оуенсит в магнетит-гетитовом агрегате из краевой зоны крупного выделения пирротина, обр. MN-1425. (в) – совместное срастание (закристаллизованная капля Fe-P расплава) шрейберзита (Fe_3P) и железа в обогащенном Al силикатном стекле с включениями, предположительно, андалузита, обр. MN-1420. (г) – многочисленные включения баррингерита (Fe_2P), пирротина и шпинели в центральной (ранней) зоне фенокриста плагиоклаза, обр. MN-1412. Изображения в BSE. Fe – самородное железо, *Zoh* – зоарит, *Ow* – оуенсит, *Sch* – шрейберзит, *Brn* – баррингерит, *Ad* – андалузит, *Mag-Gth* – магнетит-гетитовый агрегат. Остальные обозначения см. на рис. 6.

В матриксе паралав также встречаются включения кальцита, иногда сидерита, барита, фторапатита и Si-Fe ± Mn водосодержащей фазы. Кальцит заполняет интерстиции между фенокристами (рис. 5д), а его округлые включения обнаружены в мелилите, клинопироксене, плагиоклазе и пирротине (рис. 5е). В некоторых образцах паралав находятся ксенолиты пирогенно измененных осадочных пород: стекла с высоким содержанием Al (реликт аргиллита), а также агрегаты, содержащие пирротин, пирит, гематит, гетит, перовскит и титанит.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пирогенные породы комплекса Хамарин-Хурал-Хид формировались в результате преобразований осадочной толщи (протолита), вызванных природными угольными пожарами. Наиболее часто встречаются в разной степени измененные (обожженные) аргиллиты, алевролиты и алевропесчаники дзунбаинской свиты раннемелового возраста. Вблизи очагов горения угля эти породы частично плавились, формируя стекловатые клинкеры дацитового и риолитового состава (рис. 2, 3). Обнаружены также паралавы мафического ненасыщенного

Таблица 3. Составы, кристаллохимические формулы бариевых Fe-Cu сульфидов из группы джерфишерита и фосфидов железа

Компоненты	MN-1425					MN-1420	MN-1412		
	1(78)	2(10)	3(7)	4(1)	5(1)	6(5)	7(4)	8(19)	9(3)
Fe	38.99	31.18	25.03	23.70	22.70	84.85	77.15	84.58	88.56
Al	–	–	–	–	–	–	–	–	–
P	–	–	–	–	–	15.72	22.92	15.40	11.33
Na	1.12	0.75	0.87	–	–	–	–	–	–
K	2.01	1.91	1.73	1.83	1.52	–	–	–	–
Ba	19.41	18.53	17.19	17.52	16.85	–	–	–	–
Ni	0.88	0.42	0.25	–	–	–	–	–	–
Cu	3.93	14.09	25.42	28.98	27.28	–	–	–	–
S	33.49	31.95	29.08	29.69	28.81	–	–	–	–
Сумма	99.83	99.63	99.57	101.72	97.16	100.57	100.07	99.98	99.89
	Кристаллохимические коэффициенты								
Ba^{2+}	3.654	3.656	3.727	3.720	3.687	–	–	–	–
Na^{+}	1.253	0.888	1.132	–	–	–	–	–	–
K^{+}	1.331	1.326	1.318	1.365	1.168	–	–	–	–
Fe^{2+}	12.403	7.647	8.086	5.225	4.084	1.002*	1.046*	0.988*	0.937*
Fe^{3+}	5.642	7.481	5.255	7.150	8.130	–	–	–	–
Cu^{+}	1.597	6.353	11.908	13.298	12.900	–	–	–	–
Ni^{2+}	0.389	0.192	0.125	0.40	–	–	–	–	–
P	–	–	–	–	–	2.998	1.954	3.012	4.063
Al^{3+}	–	–	–	–	–	–	–	–	–
S^{2-}	27	27	27	27	27	–	–	–	–
Σ атомов	53.270	54.543	58.552	57.756	56.969	4	3	4	5

Примечание. 1–3 – бариевый Fe-Cu сульфид, предположительно, зоарит; 4 и 5 – оуенсит; 6 и 8 – шрейберзит; 7 – баррингерит, 9 – предположительно, стеадит (эвтектика α-Fe + Fe_3P). После порядкового номера в скобках – количество СЭМ ЭДС анализов. Формулы бариевых сульфидов рассчитаны на 27 атомов S (Fe^{2+} и Fe^{3+} – по стехиометрии). Формулы фосфидов Fe_2P, Fe_3P и Fe_4P рассчитаны на 3, 4 и 5 атомов (Fe + P) соответственно. Прочерк – концентрации ниже предела обнаружения СЭМ ЭДС анализа. * Все железо в форме Fe^{0+}.

по SiO_2 состава в брекчированном слое (рис. 2б) и в отдельных образцах и глыбах без контактов с породами осадочной толщи по долинам временных водотоков в центральной части горельника. Горение пластов угля происходило многостадийно в разное время. По историческим данным многочисленные пещеры, образованные при выгорании угольных пластов, существовали уже в начале XIX века на площади горельника. Возраст наиболее древних плавленых пород пирометаморфического комплекса не установлен.

Процессы образования клинкеров и паралав

Осадочные пелитовые породы и клинкеры близки по валовым составам (табл. 1, ан. 2, 3, 5–9). Пирогенные изменения пелитов приводили к удалению летучих компонентов, главным образом воды, и частичному плавлению глинистого субстрата. Клинкеры, в сравнении с аргиллитами и алевропесчаниками, имеют близкую форму мультиэлементных нормированных распределений с максимумами Cs, U, Pb и минимумами Ba, Nb, P, Ti, Y, но более высокие концентрации Zr, Hf, Y и REE (рис. 4а). Это свидетельствует как о генетической связи между клинкерами и пелитовыми породами, так и о закономерных изменениях их геохимических особенностей в результате пирогенных преобразований и частичного плавления. Полного плавления пелитовых осадочных пород не происходило и в клинкерах сохранились оплавленные зерна кварца, иногда полевого шпата и других минералов. В аргиллитах и алевропесчаниках при плавлении глинистого субстрата и детритовых зерен минералов формировался неоднородный по составу преимущественно кислый силикатный расплав с большими вариациями содержаний SiO_2 и щелочей, среди которых

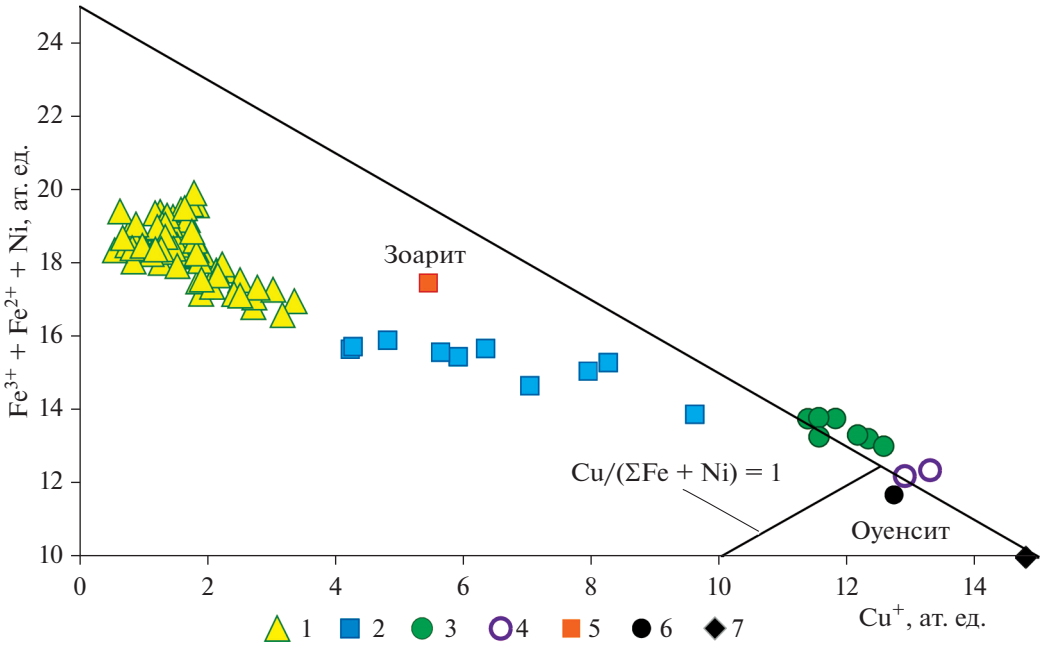

Рис. 14. Составы бариевых Fe-Cu сульфидов из группы джерфишерита.
1–3 – составы обогащенного железом бариевого сульфида, предположительно, зоарита (табл. 3, ан. 1–3). 4 – составы, соответствующие оуенситу. 5 – зоарит, по (Galuskina et al., 2017; Галускина и др., 2017). 6 и 7 – оуенсит, по (Laflamme et al., 1995) и (Шарыгин, 2016) соответственно. Cu/(ΣFe + Ni) – отношение атомов в формуле.

преобладает калий (см. составы стекла в обр. MN-1365, MN-1402, MN-1403 на рис. 3). Расплав был вязким и оставался в локальных участках измененной осадочной толщи вблизи очагов наиболее интенсивного горения угля. При формировании клинкеров из расплава кристаллизовался секанинаит (рис. 5а) и другие минералы. Присутствие в этих породах секанинаита (ромбической модификации Fe-кордиерита) свидетельствует о температурах его кристаллизации ниже 900–1000°C (Haefeker et al., 2012).

Ненасыщенный по SiO_2 обогащенный Ca и Na мафический расплав, из которого кристаллизовались мелилит-нефелиновые паралавы близкого валового состава (табл. 1, ан. 10–18), образовался, по-видимому, при плавлении карбонатно-силикатного вещества. В изученных разрезах осадочной толщи нет карбонатных пород. Только в брекчированном слое обнаружены обломки пирогенно измененной флюидальной карбонатно-силикатной породы с ксенолитами известняка и обожженного аргиллита (рис. 2б, врезка). Эта порода без ксенолитов аргиллита, которые были удалены под бинокуляром после ее дробления, содержит большое количество CaO, CO_2, Al_2O_3, Na_2O (табл. 1, ан. 4). По данным рентгенофазового анализа в породе диагностирован кальцит (более 50 мас. %), нефелин и мелилит. СЭМ ЭДС изучение показало, что в ксенолитах известняка находятся тонкие (<1 мм) прослои и глобулы обогащенного Na алюмосиликатного стекла. Изометричные выделения и обломки такого стекла размером до 1–2 см в сечении также встречаются в кальцитовом матриксе породы. Стекло имеет состав, близкий к полевому шпату (альбиту-анортоклазу), но содержит значительное количество серы. Средний состав стекла по 36 СЭМ ЭДС анализам (мас. %): 57.91 SiO_2, 0.36 TiO_2, 23.12 Al_2O_3, 0.11 FeO, 0.30 MgO, 0.26 CaO, 11.90 Na_2O, 3.00 K_2O, 3.76 SO_3, 100.71 сумма, индекс A/CNK = = 0.99. Во флюидальных кальцитовых прослоях из матрикса породы также обнаружены многочисленные сферические глобулы силикатных стекол размером до 100 мкм различного состава, близкого к паралавам, Al-клинопироксену и мелилиту с переменным содержанием миналов геленита, акерманита, алюмоакерманита. Кроме того, в ксенолитах известняка и в кальцитовом матриксе встречаются фенокристы и микролиты мелилита (геленита-акерманита), Al-клинопиросена, цельзиана, перовскита, барита и гейкилита.

Находки силикатных стекол, вариации их состава и морфология выделений однозначно указывают на плавление минералов (полевых шпатов, геленита-акерманита и др.) в карбонатно-силикатной породе, протолитом для которой, по-видимому, был известняк. В процессе пирогенных изменений в известняке кристаллизовались мелилит (геленит-алюмоакерманит), Al-клинопироксен и, вероятно, другие минералы Si, Ca и Al. При термическом

воздействии в результате плавления реликтовых и новообразованных вкрапленников минералов появились различные расплавы (Na-алюмосиликатный и обогащенный Ca ненасыщенный по SiO_2). В дальнейшем произошло накопление расплавов, их слияние (коалесценция) и гомогенизация либо формирование обособлений несмесимых расплавов, из которых образовались паралавы. С учетом температур плавления в безводной среде при атмосферном давлении минералов изоморфной серии геленит-акерманит (выше 1390°C) и альбит-олигоклаз-анортоклаз (около 1100°C), высокотемпературная трансформация известняка происходила в *P-T* условиях, где кальцит неустойчив и должен разлагаться на CaO и CO_2. Однако в карбонатно-силикатной породе нет продуктов преобразования кальцита (CaO или $Ca(OH)_2$) по данным порошковой дифрактометрии, ИК-спектроскопии и СЭМ ЭДС. Анализ предложенной модели плавления известняка требует более детального изучения карбонатно-силикатной породы и ксенолитов в ней, необходимого для реконструкции высокотемпературных фазовых преобразований, кристаллизации и плавления силикатных минералов (мелилита, клинопироксена, полевых шпатов и др.), а также определения *P-T* условий разложения и плавления кальцита.

Карбонатно-силикатная порода в обр. MN-1423 и паралавы имеют близкие по форме мультиэлементные нормированные распределения (рис. 4б). Такие особенности распределений при более высоких содержаниях Ba, Th, Nb, Ta, Sr, P, Zr, Hf, Ti, Y и REE в паралавах, по-видимому, объясняются плавлением известняка, в ходе которого произошло разделение на кальцитовый расплав, имеющий небольшое количество примесных элементов, и мафический ненасыщенный по SiO_2 расплав паралав, образованный при плавлении силикатных минералов.

Многие образцы паралав на поверхности имеют следы течения как у базальтовых лав, что свидетельствует о низкой вязкости и высокой подвижности мафического расплава. В паралавах иногда встречаются включения обогащенного Al стекла дацитового состава (возможно, полностью расплавленные ксенолиты аргиллита), а также ксенолиты клинкера и обожженного аргиллита.

Условия кристаллизации минералов в расплавах паралав

Первыми в мафических расплавах паралав кристаллизовались микролиты шпинелидов с большими вариациями содержаний Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al и Mg (рис. 5в, 9). Затем следовало образование минералов фенокристной ассоциации – битовнита-лабрадора-андезина, Al-клинопироксена и мелилита. Далее в интерстициях между фенокристами кристаллизовались Ca-Fe оливины, K-Ba полевые шпаты (цельзиан, гиалофан), фторапатит, минералы рёнит-куратитовой серии, плеонаст, пирротин, барит и минерал из группы нефелина. Паралавы являются полнокристаллическими породами и не содержат в матриксе остаточного стекла.

Эволюция состава мелилита происходила в ряду от геленита (реликтовые центральные зоны фенокристов) до акерманита-алюмоакерманита $(Ca, Na)_2(Al, Mg, Fe)Si_2O_7$ (рис. 8). Во всех мелилитах, содержащих <1.1 форм. ед. Al, наблюдается преобладание Al над Mg и Fe в позиции T1 (рис. 8б). При концентрации Al < 0.5 форм. ед. составы минерала приближаются к наиболее глиноземистой из известных в природе разновидности алюмоакерманита (сода-мелилита), описанной в мелилит-нефелиновых пеплах и туфах вулкана Oldoinyo Lengai, Танзания (Wiedenmann et al., 2009). По-видимому, высокие концентрации Na и Al в мафических расплавах паралав приводили к кристаллизации фенокристов мелилита, в которых количество минала алюмоакерманита $CaNaAlSi_2O_7$ постепенно возрастало до 45 мас. %.

Только в двух образцах нефелинсодержащей паралавы (обр. MN-1419, MN-1425) обнаружены кирштейнит и Ca-фаялит (табл. 2, ан. 20–23). Киршейнит редко встречается в породах земного происхождения (мелилит-нефелиновых лавах, кимберлитах, скарнах, техногенных породах, паралавах) и наиболее характерен для метеоритов (железистых, ахондритов, хондритов) (см. обзоры в Sokol et al., 2002; Melluso et al., 2010). Кирштейнит и Ca-фаялит являются характерными минералами мелилит-нефелиновых паралав Нилгинского пирометаморфического комплекса (Перетяжко и др., 2018). Согласно экспериментальным и петрологическим данным, кристаллизация Ca-Fe оливинов наблюдается в ненасыщенных по SiO_2 силикатных расплавах при низком давлении и высокой температуре (1100–850°C). По экспериментально определенной поверхности сольвуса (Davidson, Mukhopadhyay, 1984) распад гомогенного твердого раствора Ca-Fe оливина и эволюция составов кирштейнита и Ca-фаялита в паралавах комплекса Хамарин-Хурал-Хид могли происходить в температурном интервале 950–850°C (рис. 10), а при дальнейшем охлаждении пород катионный обмен между сосуществующими фазами прекратился.

В матриксе всех нефелин-мелилитовых паралав обнаружены микролиты минералов рёнит-куратитовой серии, большинство из которых находится в поле рёнита и низкотитанового куратита (рис. 11). Эти минералы формировались в паралавах, имеющих величину CIPW норм $Ne\# = Ne/(Ne + Ab + Or + Lc)$ 0.60–0.94 и значение $X_{Mg} = MgO/(MgO + FeO + Fe_2O_3)$, мол. % 0.63–0.88 (табл. 1, ан. 10–18). Это согласуется с эксперимен-

тальными данными, по которым рёнит кристаллизуется в ненасыщенных по SiO_2 мафических щелочных расплавах при значениях $Ne\# > 0.18$ и $X_{Mg} > 0.46$ (Kunzmann, 1999). Установлено также, что рёнит в ассоциации с оливином, клинопироксеном, плагиоклазом без магнетита кристаллизуется в базанитовых расплавах в температурном интервале 1082–1100°C и давлении 1 бар в восстановительных условиях вблизи IW буфера, а совместно с магнетитом – около NNO буфера (Boivin, 1980). По данным (Grapes, Keller, 2010), куратит (Fe^{2+}–аналог рёнита) в основных щелочных вулканических породах (тефритах и лимбургитах) комплекса Kaiserstuhl (Германия) образовался при 1068–1137°C, давлении <50 бар и летучести кислорода около QFM буфера. Из этого можно заключить, что кристаллизация рёнита в паралавах начиналась при температуре около 1100°C в относительно восстановительных условиях, а поздние зоны микролитов минералов рёнит-куратитовой серии формировались при летучести кислорода на уровне NNO и QFM буферов. Только в образце паралавы MN-1411 для рёнита характерно преобладание Fe^{3+} (5–6 форм. ед.) над другими катионами (рис. 11б), что свидетельствует о росте летучести кислорода при его кристаллизации, вероятно, до уровня HM буфера по аналогии с условиями образования доррита в Wyoming паралавах (Cosca et al., 1989). Многочисленные находки микролитов Fe^{3+}-плеонаста в этой паралаве (рис. 9) также согласуются с кристаллизацией расплава в окислительных условиях.

На завершающей стадии формирования паралав интерстиции матрикса заполняет Ca-содержащий минерал из группы нефелина. Его состав соответствует давидсмиттиту, но во многих анализах наблюдается более высокая сумма Ca и вакансии относительно идеальной стехиометрии, что приводит на диаграмме Na–K–(Ca□) к смещению точек состава по направлению к лисетиту (рис. 12). Из расчетов формул минерала следует, что рост Si, Ca и снижение Al, Na при постоянном количестве K компенсируется за счет увеличения доли вакансии по гетеровалентной схеме: $Si^{4+} + Ca^{2+} + \square \rightarrow Al^{3+} + 3Na^{+}$ (табл. 2, ан. 27–31). До настоящего времени было описано всего одно местоположение давидсмитита в высокобарической ассоциации с лисетитом и другими редкими минералами из эклогитов Норвегии (Kechid et al., 2017). Лисетит имеет идеальную формулу $CaNa_2Al_4Si_4O_{16}$ и близкую к полевошпатовой структуру, отличную от нефелина (Rossi et al., 1986). На основании имеющихся данных без структурных и спектроскопических исследований мы не можем однозначно диагностировать в паралавах Ca-содержащий минерал из группы нефелина как давидсмитит.

Отметим также единичную находку в образце паралавы MN-1425 бариевых Fe-Cu сульфидов, предположительно, зоарита и оуенсита из группы джерфишерита. Ранее зоарит был обнаружен только в пирогенных породах формации Хатрурим, Израиль (Галускина и др., 2017; Galuskina et al., 2017), а Pb-содержащий оуенсит – в рудах Cu-Ni-Pt-Pd месторождения Wellgreen, Канада (Laflamme et al., 1995) и в метакарбонатном ксенолите из тефрита вулкана Беллерберг, Германия (Шарыгин, 2016). Судя по кристаллохимическим формулам этих сульфидов из паралав, рассчитанных на 27 атомов S, оуенситу соответствует только два анализа, а основное их количество относится к бариевому Fe-Cu сульфиду. Расчет формул показал, что существует непрерывная серия составов между оуенситом и бариевым Fe-Cu сульфидом (рис. 14). В этом ряду степень окисления Fe возрастает к оуенситу (отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} снижается от 5–2 до 1–0.5). Бариевый Fe-Cu сульфид содержит K, Na и не имеет примеси Pb. Для него характерна значительная дисперсия содержаний Fe и Cu при небольших вариациях Ba и других элементов, а в результате гетеровалентного замещения Cu^{+} на Fe^{2+} и Fe^{3+} сумма атомов Cu, Fe и Ni становится намного меньше 25 (вакансия до 5 ат. ед., рис. 14, табл. 3, ан. 1–3). Зоарит из пород формации Хатрурим также имеет вакансию до 2 ат. ед. от идеальной суммы атомов Fe, Cu и Ni (Галускина и др., 2017). Таким образом, этот минерал из паралавы комплекса Хамарин-Хурал-Хид может быть как наиболее железистой разновидностью зоарита с дефицитом атомов в формуле относительно идеального стехиометрического состава, так и новым бариевым Fe-Cu сульфидом.

Особый интерес представляют находки фосфидов Fe в паралавах. Фосфиды Fe и Ni характерны для метеоритов, а в породах земного происхождения встречаются крайне редко, главным образом, в пирогенных образованиях (см. обзор в Britvin et al., 2015). Например, только за последние годы в пирометаморфических породах формации Хатрурим на территории Израиля и Омана обнаружено семь фосфидов (Britvin et al., 2015, 2017, 2019a, 2019b). По фазовой диаграмме системы Fe-P (Диаграммы состояния ..., 1986) можно оценить температуру кристаллизации фосфидов Fe в расплавах паралав при атмосферном давлении. В Fe-P расплаве, содержащем 10.5–21 мас. % P, первым кристаллизуется баррингерит (Fe_2P) при температуре <1365°C. При 1166°C по перитектической реакции Fe-P расплав + Fe_2P образуется штрейберзит (Fe_3P), который кристаллизуется до равновесной (1050°C) либо метастабильной (945°C) эвтектики (α-Fe + Fe_3P), называемой стеадитом. Таким образом, многочисленные включения баррингерита и штрейберзита, иногда совместно с микролитами шпинели, из ранних зон фенокристов плагиоклаза (обр.

MN-1412, рис. 13г) могли захватываться в температурном интервале от 1365 до 1050–945°C, а штреберзита ± Fe в обогащенном Al расплаве, реликте аргиллита (обр. MN-1420, рис. 13в) – от 1166 до 1050–945°C. Единичные выделения фосфидов состава Fe_4P могут быть эвтектикой (стеадитом), плавящейся при 1050 либо 945°C. Находки округлых выделений фосфидов (закристаллизованных капель Fe-P расплава) свидетельствуют о крайне восстановительных условиях, которые существовали на высокотемпературной стадии кристаллизации фенокристов плагиоклаза (обр. MN-1412) и при плавлении ксенолита аргиллита (обр. MN-1420) в мафических расплавах паралав. Такие условия могли создаваться, например, в результате преобразования фосфатов в фосфиды в присутствии газовой фазы метана (Burns et al., 2007) при высокотемпературном плавлении известняка, исходного для расплавов паралав.

В матриксе паралав также встречаются глобулы и включения кальцита, сидерита, сульфатов, гетита и обогащенных водой силикатно-железистых (±Mn) флюидных сред. За исключением кальцита эти фазы образовалось в кавернах на завершающей стадии формирования матрикса паралав. Некоторые округлые включения кальцита обнаружены внутри фенокристов плагиоклаза, мелилита, клинопироксена и пирротина (рис. 5е). Подобные включения в минералах мелилит-нефелиновых паралав Нилгинского комплекса были описаны ранее как реликты кальцитового расплава, который находился в ненасыщенных по SiO_2 обогащенных Ca расплавах при повышенном относительно атмосферного флюидном давлении (Перетяжко и др., 2018).

Плавленые породы пирометаморфических комплексов Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского (Перетяжко и др., 2018) в Монголии имеют сходные минералого-геохимические особенности. Клинкеры и паралавы этих комплексов близки по геохимическим характеристикам и форме мультиэлементных нормированных распределений (рис. 4). Они содержат похожую породообразующую минеральную ассоциацию (мелилит, клинопироксен, плагиоклаз, нефелин), а также Fe-Ca оливины (Ca-фаялит, кирштейнит), K-Ba полевые шпаты (цельзиан, гиалофан), шпинелиды и минералы рёнит-куратитовой серии с широкими вариациями состава. Подобные пирометаморфические породы нигде ранее не описывались. Отличия минерально-фазового и геохимического составов плавленых пород пирометаморфических комплексов Монголии могут объясняться различиями состава участвующего в плавлении осадочного протолита (пелитовых и карбонатных пород), а также локальными вариациями физико-химических условий их формирования (температуры, флюидного режима, летучести кислорода, скорости охлаждения–закаливания расплавов и других параметров).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые представлена минералого-геохимическая характеристика нескольких разновидностей плавленых пород из пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия. Клинкеры и паралавы образовались при плавлении пород раннемеловой осадочной толщи в результате воздействия угольных пожаров, которые происходили здесь как минимум с начала XIX в. до настоящего времени. Определение длительности формирования комплекса требует проведения изотопных исследований для поиска наиболее древних плавленых пород.

На изученной площади комплекса преобладают пирогенно измененные аргиллиты и алевропесчаники, а вблизи эпицентров пожаров находятся их частично плавленые разновидности – клинкеры дацитового и риолитового состава. В аргиллитах и алевропесчаниках при плавлении глинистого субстрата и детритовых зерен минералов формировался неоднородный по составу, преимущественно кислый силикатный расплав с большими вариациями содержаний SiO_2 и щелочей. Намного реже встречаются паралавы, часто со следами течения расплава на поверхности образцов. Паралавы формировались из мафического ненасыщенного по SiO_2 расплава, который мог образоваться при термической трансформации и плавлении известняка, содержащего примесь силикатных минералов.

В плавленых породах обнаружены разнообразные минеральные ассоциации. Пирогенно измененные аргиллиты и клинкеры содержат кислое силикатное стекло с оплавленными зернами кварца, полевых шпатов, монацита и других минералов, а также многочисленные новообразованные фазы – кордиерит-секанинаит, герцинит, магнетит, гематит, гетит, ферросилит, кристобалит, барит-целестин, иногда рутил, ильменит, фторапатит, фаялит, недиагностированные сульфаты и другие минералы. Паралавы представлены нефелинсодержащими раскристаллизованными породами, сложенными минералами фенокристной ассоциации (плагиоклазом, Al-клинопироксеном, мелилитом), между которыми в интерстициях кристаллизовались плеонаст, K-Ba полевой шпат (цельзиан, гиалофан), минералы рёнит-куратитовой серии, Ca-Fe оливины (Ca-фаялит, кирштейнит), пирротин, барит, фторапатит и другие более редкие фазы. Завершилось формирование матрикса паралав кристаллизацией Ca-содержащего минерала из группы нефелина, который может быть давидсмититом.

Кристаллизация расплавов паралав происходила в высокотемпературных условиях (1365–945°C для фосфидов Fe, около 1100°C для минералов рёнит-куратитовой серии и 950–850°C для Fe-Ca оливинов) при летучести кислорода от IW до QFM буферов. Локально создавались крайне восстановительные условия, при которых в расплавах существовали капельные выделения фосфидов Fe и самородного железа. Встречаются также паралавы с Fe^{3+}-плеонастом и обогащенным Fe^{3+} минералом подгруппы рёнита с большой долей минала доррита, которые кристаллизовались в окислительных условиях, вероятно, соответствующих НМ буферу.

Необходимо дальнейшее изучение пирогенных пород комплекса Хамрин-Хурал-Хид. По нашим данным здесь встречаются плавленые породы – железистые паралавы и клинкеры с минерально-фазовыми ассоциациями, существенно отличающимися от описанных выше. Следует также детально изучить процесс термического преобразования и плавления известняка, в результате которого образуются необычные мафические расплавы и паралавы, похожие по минералого-геохимическим особенностям на нефелин-мелилитовые вулканические породы мантийного и корового происхождения.

Благодарности. Авторы благодарят А.Н. Сапожникова и Е.В. Каневу (ИГХ СО РАН, г. Иркутск), выполнивших рентгенофазовый анализ пирогенных пород, а также рецензентов В.В. Шарыгина (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), А.В. Гирниса (ИГЕМ РАН) и А.В. Самсонова, (ИГЕМ РАН) за полезные комментарии и замечания по тексту.

Источники финансирования. Работа проводилась при финансовой поддержке программы ФНИ № 0350-2019-0007.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Галускина И.О., Крюгер Б., Галускин Е.В. и др. Потенциально новый минерал группы джерфишерита (Ba, K)$_6$(Fe, Cu, Ni)$_{25}$S$_{27}$ из пирометаморфического комплекса Хатрурим, Израиль // Докл. юбилейного съезда Российского минералогического общества “200 лет РМО”. Санкт-Петербург, 10–13 октября 2017. С. 32–33.
http://www.minsoc.ru/FilesBase/2017-1-31-1.pdf

Диаграммы состояния двойных и многокомпонентных систем на основе железа // Под ред. О.А. Банных, П.Б. Будберг, С.П. Алисова и др. Справочник. М.: Металлургия, 1986. 440 с.

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.

Перетяжко И.С. CRYSTAL – прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // ЗВМО. 1996. № 3. С. 141–148.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. и др. Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералого-геохимические особенности, условия формирования // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 178–210.

Покровский П.В. Нашатырь из месторождения бурых углей Хамарин-Хурал-Хид в Монгольской народной республике // ЗВМО. 1949. № 3. С. 38–45.

Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н. и др. Пирометаморфизм. Новосибирск. Изд-во СО РАН, 2005. 284 с.

Шарыгин В.В. K-Pb- и K-Ba-фазы группы джерфишерита в высококальциевых породах // XXXIII Международная конференция “Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits” School “Alkaline Magmatism of the Earth”. М.: ГЕОХИ, 2016. С. 150–152.

Boivin P. Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à 1 atmosphère. Application aux gisements naturels // Bulletin de Minéralogie. 1980. V. 103. P. 491–502.

Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Y. et al. Earth’s Phosphides in Levant and insights into the source of Archean prebiotic phosphorus // Sci. Reports. 2015. V. 5. № 8355. P. 1–5.
https://doi.org/10.1038/srep08355

Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik E. et al. Barringerite Fe_2P from pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Formation, Israel // Geol. Ore Deposits. 2017. V. 59. № 7. P. 619–625 (in Russian).

Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Ye. et al. Zuktamrurite, FeP_2, a new mineral, the phosphide analogue of löllingite, $FeAs_2$ // Phys. Chem. Mineral. 2019a. V. 46. P. 361–369.

Britvin S.N., Vapnik Y., Polekhovsky Y.S. et al. Murashkoite, FeP, a new terrestrial phosphide from pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Formation, South Levant // Mineral. Petrol. 2019b. V. 113. P. 237–248.

Burns S., Hargreaves J.S.J., Hunter S.M. On the use methane as a reductant in the synthesis of transition metal phosphides // Catal. Communicat. 2007. V. 8. P. 931–935.

Coal and Peat Fires: a global perspective // Eds. G.B. Stracher, A. Prakash, E.V. Sokol Case Studies and Coal Fires. Amsterdam: Elsevier, 2015. V. 3. 786 p.

Cosca M., Peacor D. Chemistry and structure of esseneite, ($CaFe^{3+}AlSiO_6$). A new pyroxene produced by pyrometamorphism // Amer. Mineral. 1987. V. 72. P. 148–156.

Cosca M.A., Rouse R.R., Essene E.J. Dorrite [$Ca_2(Mg,Fe^{3+}_4)(Al_4Si_2)O_{20}$], a new member of the aenigmatite group from a pyrometamorphic melt-rock // Amer. Mineral. 1988. V. 73. P. 1440–1448.

Cosca M.A., Essene E.J., Geissman J.G. et al. Pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal beds, Powder River Basin, Wyoming // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 85–100.

Davidson P.M., Mukhopadhyay D.K. Ca-Fe-Mg olivines: Phase relations and a solution model // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 256–263.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. An Introduction to the Rock-forming Minerals. Essex: Longman Scientific and Technical. 2nd ed. N.Y.: Wiley, 1992. 696 p.

Erdenetsogt B., Lee I., Bat-Erdene D., Jargal L. Mongolian coal-bearing basins: geological settings, coal characteristics, distribution, and resources // Int. J. Coal. Geol. 2009. V. 80. P. 87–104.

Foit F.F., Hooper R.L., Rosenberg P.E. An unusual pyroxene, melilite, and iron oxide mineral assemblage in a coal-fire buchite from Buffalo, Wyoming // Amer. Mineral. 1987. V. 72. P. 137–147.

Galuskina I.O., Krüger, B., Galuskin E.V. et al. Zoharite, IMA 2017-049 // Mineral. Mag. 2017. V. 81. P. 1279–1286.

Grapes R. Pyrometamorphism. 2nd ed. Germany: Springer, 2011. 377 p.

Grapes R., Keller J. Fe^{2+}-dominant rhönite in undersaturated alkaline basaltic rocks, Kaiserstuhl volcanic complex, Upper Rhine Graben, SW Germany // Eur. J. Mineral. 2010. V. 22. P. 285–292.

Haggerty S.E. Oxide mineralogy of the upper mantle. Spinel mineral group // Ed. D.H. Lindsley. Rev. Mineral. Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance. Mineral. Soc. Amer. 1991. V. 25. P. 355–416.

Haefeker U., Kaindl R., Tropper P. Semi-quantitative determination of the Fe/Mg ratio in synthetic cordierite using Raman spectroscopy // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 1662–1669.

Havette A., Clocchiatti R., Nativel P., Montaggioni L. Une paragenèse inhabituelle à fassaïte, mèlilite et rhönite dans un basalte alcalin contaminé au contact d'un récif coralline (Saint-Lieu, Ile de la Réunion) // Bulletin de Minéralogie. 1982. V. 105. P. 364–375.

Kechid S., Parodi G.C., Pont S., Oberti R. Davidsmithite, $(Ca,\square)_2Na_6Al_8Si_8O_{32}$: a new, Ca-bearing nepheline-group mineral from the Western Gneiss Region, Norway // Eur. J. Mineral. 2017. V. 29. P. 1005–1013.

Kunzmann T. The aenigmatite-rhönite mineral group // Eur. J. Mineral. 1999. V. 11. P. 743–756.

Laflamme J.H.G., Roberts A.C., Criddle A.J., Cabri L.J. Owensite, $(Ba, Pb)_6(Cu, Fe, Ni)_{25}S_{27}$, a new mineral species from the Wellgreen Cu–Ni–Pt–Pd deposit, Yukon // Can. Mineral. 1995. V. 33. P. 665–670.

McDonough W.E., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

Melluso L., Conticelli S., Gennaro R. Kirschsteinite in the Capo di Bove melilite leucitite lava (cecilite), Alban Hills, Italy // Mineral. Mag. 2010. V. 74. P. 887–902.

Mukhopadhyay D. K., Lindsley D. H. Phase relations in the join kirschsteinite ($CaFeSiO_4$) – fayalite (Fe_2SiO_4) // Amer. Mineral. 1983. V. 68. P. 1089–1094.

Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Minerals of the rhönite-kuratite series in paralavas from a new combustion metamorphic complex of Choir–Nyalga Basin (Central Mongolia): chemistry, mineral assemblages, and formation conditions // Mineral. Mag. 2017. V. 81. № 4. P. 949–974.
https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.143

Rossi G., Oberti R., Smith D.C. The crystal structure of lisetite // Amer. Mineral. 1986. V. 71. P. 1378–1383.

Sokol E., Sharygin V., Kalugin V. et al. Fayalite and kirschsteinite solid solutions in melts from burned spoil-heaps, South Urals, Russia // Eur. J. Mineral. 2002. V. 14. P. 795–807.

Wiedenmann D., Zaitsev A.N., Britvin S.N. et al. Alumoäkermanite, $(Ca,Na)_2(Al,Mg,Fe^{2+})(Si_2O_7)$, a new mineral from the active carbonatite-nepheline-phonolite volcano Oldoinyo Lengai, northern Tanzania // Mineral. Mag. 2009. V. 73. № 3. P. 373–384.

Melted Rocks (Clinkers and Paralavas) of Khamaryn-Khural-Khiid Combustion Metamorphic Complex in Eastern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry and Formation Processes

E. A. Savina[1], I. S. Peretyazhko[1], E. A. Khromova[2], and V. E. Glushkova[1]

[1]*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

[2]*Geological Institute, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*

For the first time, mineralogical and geochemical features have been characterized and estimates of the formation conditions of melted rocks of Khamaryn-Khural-Khiid combustion metamorphic complex in Eastern Mongolia have been obtained. Clinkers and paralavas were formed as a result of partial melting of the Early Cretaceous sedimentary rocks caused by the influence of natural coal fires. On the studied area pyrogenically altered pelitic rocks predominate and near the epicenters of coal combustion, their melted varieties are clinkers of dacitic and rhyolitic composition. Much less common are paralavas formed from Ca- and Na-enriched silica-undersaturated mafic melts, which was formed during the melting of silicate minerals (melilite, clinopyroxene, feldspars and other) and calcite in the pyrogenically altered limestone at temperature above 1100°C. Melilite-nepheline paralavas of combustion metamorphic complexes (Khamaryn-Khural-Khiid and Nyalga) in Eastern and Central Mongolia have many common mineralogical and geochemical features. Similar melted rocks have never been described anywhere else in the world. The differences in the mineral-phase assemblages and geochemical features of the clinkers and paralavas from these complexes can be associated with variations in composition of sedimentary protolith involved in the partial melting of pelitic sediments and limestones, as well as with local variations in the physicochemical conditions of their formation (temperature, fluid regime, oxygen fugacity, cooling rates of the pyrogenic melts and other factors) during natural coal fires.

Keywords: clinker, paralava, pyrogenic melted rocks, combustion metamorphic complex, Khamaryn-Khural-Khiid, Eastern Mongolia

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 5, с. 511–544

УДК 552.11:522.3:549.27;550.42:546.027(574.511)

ЗУБОВСКИЙ ТИП ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА: ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И РУДОНОСНОСТЬ[1]

© 2020 г. С. Ф. Служеникин[a], *, К. Н. Малич[b], **, Д. М. Туровцев[a], А. В. Григорьева[a], И. Ю. Баданина[b]

[a] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

[b] *Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия*

**e-mail: sluzh@igem.ru*

***e-mail: dunite@yandex.ru*

Поступила в редакцию 26.03.2019 г.
После доработки 14.08.2019 г.
Принята к публикации 27.09.2019 г.

Интрузивы зубовского типа характеризуются рядом особенностей: 1) преобладанием в разрезе ультрабазитовой части интрузивов троктолитов и незначительным распространением горизонтов ультраосновных пород или их отсутствием; 2) положением среди оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов часто с образованием нескольких этапов накопления оливинового кумулуса; 3) слабовыраженным горизонтом такситовых габбро-долеритов или их отсутствием; 4) широким распространением лейкократовых гибридно-метасоматических пород и гибридных кварц- и кордиеритсодержащих норитов и габбронеритов в контактах с алюмосиликатными толщами; 5) общей пониженной рудоносностью с преобладанием горизонтов вкрапленных руд среди троктолитов и ультраосновных пород и практически полным отсутствием массивных сульфидных руд. Впервые на примере Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов охарактеризованы вещественные и Nd-Sr-Cu-S изотопно-геохимические особенности пород и сульфидных руд интрузивов зубовского типа Норильского района. Силикатное вещество Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов характеризуется сходными Nd-Sr изотопными параметрами (ε_{Nd} = 1.2 ± 0.5, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = = 0.70685 ± 0.00127 и ε_{Nd} = 1.2 ± 0.8, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.70634 ± 0.00068 соответственно), которые близки таковым в промышленно-рудоносных интрузивах Норильского района. При этом изотопный состав валовых проб, как правило, имеет более радиогенный изотопный состав неодима, чем таковой пироксена и плагиоклаза, и менее радиогенный, чем у оливина, обладающего наиболее высоким значением ε_{Nd} = 5.3, свидетельствующим об участии в магмогенерации вещества деплетированной мантии. По данным Cu-S изотопной систематики сульфидные руды Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов значительно отличаются друг от друга (δ^{34} = 1.3 ± 2.3‰, $\delta^{65}Cu$ = –0.1 ± ± 0.15‰ и δ^{34} = 7.0 ± 1.2‰, $\delta^{65}Cu$ = –0.7 ± 0.3‰ соответственно). По изотопному составу меди сульфидная минерализация обоих интрузивов близка к массивным и вкрапленным сульфидным рудам Талнахского месторождения Норильского района. S-изотопные данные свидетельствуют о том, что вмещающие породы, непосредственно контактирующие с интрузивами, имели незначительное влияние на сульфидную минерализацию. Выявленные Nd-Sr-S-Cu изотопно-геохимические параметры пород и руд являются важным оценочным признаком/критерием для обнаружения богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд.

Ключевые слова: сульфидные руды, Nd-Sr изотопная систематика, S-Cu изотопная систематика, источники вещества, условия образования, Зубовский тип интрузивов, Норильский район

DOI: 10.31857/S086959032004007X

ВВЕДЕНИЕ

Базит-гипербазитовые интрузивы и связанные с ними платиноидно-медно-никелевые сульфидные месторождения Полярной Сибири образовались в ходе одного из главных эпизодов магматической активности на рубеже палеозоя и мезозоя (~250 млн лет назад), в результате которого была сформирована наиболее обширная провинция толеитовых платобазальтов на Земле (Ernst, Buchan, 2002; Reichow et al., 2009 и др.). Несмотря на длительное изучение пород и руд различных ру-

[1] Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S086959032004007X для авторизованных пользователей.

доносных интрузивов Норильской провинции, их разнообразные вещественные, геохронологические и изотопно-геохимические параметры освещены в литературе явно недостаточно (Гриненко, 1966; Lightfoot et al., 1993; Arndt et al., 2003; Li et al., 2009a; Malitch et al., 2013, 2014, 2018; Криволуцкая, 2014б; Покровский и др., 2005; Служеникин, Криволуцкая, 2015; Sluzhenikin et al., 2014; Малич и др., 2018б; Прасолов и др., 2018; Служеникин и др., 2018).

В Норильском районе базит-гипербазитовые интрузивы представлены не только промышленно-рудоносными интрузивами норильского типа (Норильск I, Талнахский, Хараелахский, Норильск II, Черногорский), но и рядом других типов – круглогорским, зубовским, нижнеталнахским, моронговским (Служеникин и др., 2018; Дюжиков и др., 1988).

Зубовский тип дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивов объединяет большую группу интрузивов центральной части Норильского района (Зуб-Маркшейдерский, Верхнеамбарнинский, Южно-Пясинский, Вологочанский, Тангаралахский), севера Хараелахской мульды (Иконский, Ыттахский) и плато Путорана (Накохозский) (Служеникин и др., 2018). К зубовскому типу могут быть отнесены интрузивы бассейнов рек Кулюмбе и Курейки: Верхнеильтыкский, Силурийский, Кулюмбинский, Второго порога, Нижний-1 (Дюжиков и др., 1988; Рябов и др., 2000; Туровцев, 2002; Служеникин, Криволуцкая, 2015).

В настоящей статье рассматриваются геологическая позиция, строение, петрографический состав, геохимия, вещественный состав руд четырех интрузивных массивов зубовского типа – Верхнеамбарнинского, Зуб-Маркшейдерского, Южно-Пясинского и Вологочанского. Геологическое строение, петрографический состав этих интрузивов были охарактеризованы рядом исследователей с разной детальностью (Годлевский, 1959; Чернова, 1961; Коровяков и др., 1963; Рябов и др., 2000; Туровцев, 2002; Служеникин, Криволуцкая, 2015). Приводится более детальное описание геологического строения, петрографического и минерального состава пород, слагающих интрузивы. Выявленные вещественные и изотопно-геохимические особенности пород и руд сопоставляются с таковыми промышленно-рудоносных интрузивов. Все эти данные могут быть использованы при постановке поисково-оценочных работ в Норильском районе.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Из образцов пород и руд изготавливались прозрачно-полированные и полированные (аншлифы) шлифы. Петрографическими и минералогическими методами изучался состав пород и рудная минерализация.

Химический состав минералов исследовался на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 JEOL в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (Москва). Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ, силе тока на цилиндре Фарадея 20 нА, диаметре зонда 1 мкм. Время экспозиции на основные элементы составляло 10 с, на примесные – 20 с. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с помощью программы фирмы JEOL. В качестве стандартов использовались внутри лабораторные стандарты, по составу близкие к изучаемым минералам (аналитик С.Е. Борисовский). Определение концентрации главных и примесных элементов в пробах выполнено методом рентгенофлюоресцентного анализа (РФА) на вакуумном спектрометре последовательного действия (с дисперсией по длине волны), модель Axios mAX Advanced PANalytical в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Спектрометр снабжен рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с Rh-анодом. Максимальное напряжение на трубке 60 кВ, анодный ток max 160 мА. При градуировке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья. В качестве контрольных образцов использованы стандартные образцы Геологической Службы США (USGS). Анализ выполнен по методикам НСАМ ВИМС, обеспечивающим получение результатов III категории точности количественного анализа по ОСТ РФ 41-08-205-04. Данная категория точности применяется для массового анализа проб минеральных веществ, контрольных анализов и при подсчете запасов (аналитик А.И. Якушев).

Определение редких микроэлементов проводилось методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в ИГЕМ РАН с помощью масс-спектрометра ICP-MS XSeries 2 Thermo Electron. Методика анализа приводится в работе (Бычкова и др., 2016). Элементы платиновой группы были определены кинетическим и хроматографическим методами с предварительным кислотным разложением и концентрированием в ИГЕМ РАН (аналитики Н.Б. Никитина, Н.Н. Никольская) в дубликатах проб, проанализированных на цветные металлы в лаборатории Норильской комплексной геолого-разведочной экспедиции.

Определение изотопного состава и концентраций Rb, Sr, Sm и Nd в породах было выполнено в Центре изотопных исследований (ЦИИ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург; аналитики Е.С. Богомолов, П.Б. Лебедев). Химическое разделение Rb, Sr и РЗЭ проводилось на катионообменных колонках (Bio-Rad AG50W×8б 200–400 меш). Выделение самария и неодима из фракции РЗЭ производи-

лось с помощью катионообменной и экстракционной хроматографии по методике (Richard et al., 1976) с изменениями (Pin et al., 2003). Измерение изотопного состава выполнено с помощью девятиколлекторного масс-спектрометра Finnigan MAT TRITON TI в статическом режиме. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm, Nd, вычисленная на основе многократных анализов стандарта BCR-1, составила ±0.5%. Величина холостого опыта составляла 30 пг для Rb, 30 пг для Sr, 30 пг для Sm и 70 пг для Nd.

Коррекция на изотопное фракционирование стронция и неодима производилась при помощи нормализации измеренных значений по отношению $^{88}Sr/^{86}Sr = 8.37521$ и $^{148}Nd/^{144}Nd = 0.241578$, соответственно. Кроме того, изотопный состав Sr приведен к табличному значению $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.71025$ стандарта NBS-987, а изотопный состав неодима – к табличному значению $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.511860$ стандарта La Jolla. Вычисление начального отношения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ и параметра ε_{Nd} осуществлялось с использованием следующих значений констант: $\lambda^{87}Rb = 1.42 \times 10^{-11}$ год$^{-1}$, $\lambda^{147}Sm = 6.54 \times 10^{-12}$ год$^{-1}$, $((^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR}) = 0.512636$, $((^{147}Sm/^{144}Nd)_{CHUR}) = 0.1967$. При расчетах вводились следующие значения относительных погрешностей: $^{87}Rb/^{86}Sr$ – 0.5%, $^{147}Sm/^{144}Nd$ – 0.5%, $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0.03%, $^{143}Nd/^{144}Nd$ – 0.005%. Определение параметра ε_{Nd} производилось с точностью ±0.5.

Изотопный анализ серы был выполнен в ЦИИ ВСЕГЕИ и в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. В ЦИИ ВСЕГЕИ исследования проводились на масс-спектрометре DELTAplusXL с приставкой EA-ConFlo III. Вес анализируемых образцов составлял ~10 мг. Результаты изотопного состава серы представлены в промилле относительно международного стандарта Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT) $\delta^{34}S = [(^{34}S/^{32}S)_{обр}/(^{34}S/^{32}S)_{стд} - 1] \times 1000$. Погрешность определения $\delta^{34}S$ (2σ) составляла 0.05%, воспроизводимость 0.2‰ (аналитик Э.Б. Прилепский). В ИГЕМ РАН для проведения изотопного анализа серы навески сульфидных минералов, соответствующие 50 мкг серы, были конвертированы в SO_2 с помощью элементного анализатора FlashEA HT 1112 при 1020°C в реакторе, заполненном CuO и WO_3. Образцы и стандарты в оловянных капсулах последовательно помещались в реактор с помощью автосэмплера. Изотопный состав серы в газе SO_2 измерялся методом CF-IRMS в постоянном потоке гелия на масс-спектрометре DELTA V + (Finnigan, Germany). В конце и начале каждой серии образцов измерялись международные стандартные образцы (IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS 127). Все результаты выражены относительно Vienna Canyon Diablo Troilite (VCDT), для чего использовались референтные значения двух стандартов: IAEA-S-1 (–0.3‰) и NBS 127 (+21.1‰). Воспроизводимость полученных результатов также находится в пределах ±0.2‰ (аналитик Е.О. Дубинина).

Изотопный анализ меди проводился в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики Р.Ш. Крымский и И.Н. Капитонов). Он включал последовательное разложение минералов, химическое выделение меди и измерение изотопного состава. Пробы весом 100–150 мг подвергались разложению с использованием чистых кислот (HCl, HF, HNO_3, $HClO_4$). После растворения проб производилось селективное выделение методом ионообменной хроматографии. Изотопные измерения были выполнены с помощью мультиколлекторного масс-спектрометра Neptune Thermo Finnigan по методике, подробно охарактеризованной в работах (Larson et al., 2003; Malitch et al., 2014). В качестве стандарта использовался раствор 0.5 г/т Cu (стандарт NIST 976, где $^{65}Cu = 0.44563 \pm 0.00042$). Изотопный состав меди вычислялся по формуле $\delta^{65}Cu$ (‰) $= [(^{65}Cu/^{63}SCu)_{обр}/(^{65}Cu/^{63}Cu)_{стд} - 1)] \times 1000$.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Норильский район расположен на северо-западе Сибирской платформы, на стыке последней с Западно-Сибирской плитой (см. рис. 1 в статье (Служеникин и др., 2018, № 3, стр. 285). Главными структурами являются Норильско-Хараелахский прогиб и Тунгусская синеклиза с Хантайско-Рыбнинским, Кулюмбинско-Горбиачинским и Кулюмбинско-Летнинским валами.

В Норильском районе выделяются брахиосинклинали – мульды. Важнейшие из них Норильская, Хараелахская и Вологочанская. Район характеризуется также многочисленными разломами, среди которых выделяется региональный Норильско-Хараелахский разлом (см. рис. 1 в (Служеникин и др., 2018)).

В строении земной коры Норильского района принимают участие породы докембрийского фундамента – кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы; терригенно-сульфатно-карбонатные породы венда и раннего карбона; терригенно-осадочные угленосные отложения тунгусской серии (C_2–P_2), вехнепермские-нижнетриасовые вулканиты (трапповая формация) и терригенные отложения юрской и меловой системы.

Вулканическая толща является рельефообразующей в Норильском районе. Она образует возвышенности в областях трапповых мульд. Выделяется несколько свит, состав которых варьирует от трахибазальтов до пикритовых базальтов. Общая мощность базальтовой толщи достигает 3.5 км.

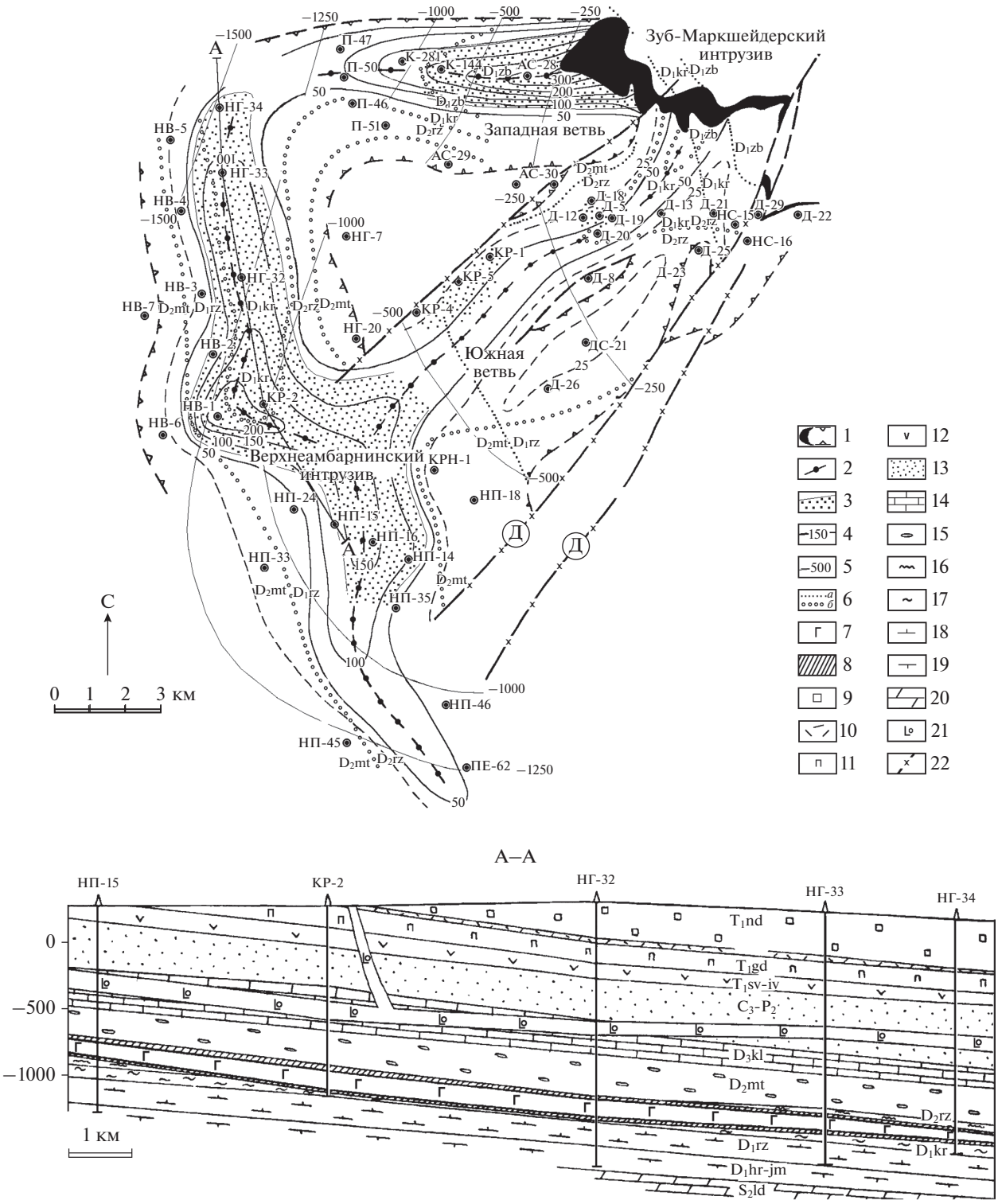

Рис. 1. Геолого-структурная схема Зубовского интрузива.
1–7 – Зубовксий интрузив: 1 – выход на поверхность и граничный контур, 2 – осевые линии, 3 – ареал рудоносных ультраосновных пород и такситовых габбро-долеритов, 4 – изопахиты, 5 – изогипсы подошвы, 6 – вмещающие породы: а – перекрывающие, б – подстилающие, 7 – положение в разрезе; 8 – контактово-метаморфический ореол; 9–12 – вулканиты: свиты – 9 – надеждинская, 10 – хаканчанская, 11 – гудчихинская, 12 – сыверминская-ивакинская; 13–20 – осадочные породы: свиты – 13 – тунгусская серия, 14 – каларгонская, 15 – мантуровская, 16 – разведочнинская, 17 – курейская, 18 – зубовская, 19 – хребтовская-ямпахтинская, 20 – силурийские отложения; 21 – Далдыканский интрузив; 22 – Далдыканский разлом и прочие дизъюнктивы.

Среди гипербазит-базитовых дифференцированных интрузивов выделяются: 1 – мезократовые полнодифференцированные рудоносные интрузивы норильского типа (Талнахский, Хараелахский, Норильск I, Норильск II, Черногорский, Тальминский, Имангдинский; 2 – лейкократовые дифференцированные слабо рудоносные интрузивы зубовского типа (Тангаралахский, Зубовский, Верхнеамбарненский, Верхнебыстринский, Накохозский, Иконский, Ытахский), круглогорского типа (Круглогорский, Олорский, Габбровый, Арылахско-Мастахсалинский) и курейского типа (Нижнеильтыкский, Силурийский, Кулюмбинский, Светлогорский, Второго порога, Нижний-1); 3 – безрудные дифференцированные меланократовые массивы нижнеталнахского типа (Нижнеталнахский, Нижненорильский, Зеленогривский, Клюквенный), см. рис. 1 в Служеникин и др., 2018), а также (Дюжиков и др., 1988; Рябов и др., 2000).

Кроме базит-гипербазитовых массивов выделяются базитовые интрузивы – Ергалахский (P_2) и Северо-Хараелахский (субщелочные высокотитанистые), Авамский – T_2 (нормальной щелочности и средней титанистости), а также Ирбинский, Амбарнинский и Далдыканский – T_2 (низкотитанистые, нормальной щелочности).

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ИНТРУЗИВОВ ЗУБОВСКОГО ТИПА

Верхнеамбарнинский, Зуб-Маркшейдерский, Южно-Пясинский и Вологочанский интрузивы располагаются на стыке Вологочанской и Норильской мульд. Эти мульды разделены зоной Далдыканского (Фокинско-Тангаралахского) разлома (рис. 1, 2).

Верхнеамбарнинский и Зуб-Маркшейдерский интрузивы. Эти интрузивы локализуются северо-западнее интрузива Норильск I (рис. 1, 2). Они имеют общий горизонт локализации, обладают общими особенностями геологического строения и медно-никелевого оруденения. Подстилаются эти интрузивы в основном терригенно-карбонатными сульфатоносными породами разведочнинской, курейской и зубовской свит нижнего девона, но на отдельных участках мергелями мантуровской свиты среднего девона. Интрузивы имеют западное склонение и падение к центру Вологочанской мульды.

Зуб-Маркшейдерский интрузив выявлен в 1940 г. Ю.М. Шейнманом и Г.М. Шешуковой. Связанное с ним месторождение было детально разведано Н.А. Колотиловым и В.Ф. Кравцовым в 1956 г. и отнесено к забалансовым. В ходе поисково-разведочных работ В.М. Лосевым в 1970 г. было установлено центральное тело, южная и западная ветви интрузива (рис. 2). Центральная часть – хонолитообразное тело северо-западного простирания длиной около 0.5 км, шириной 0.5–1.5 км, мощностью 40–300 м с неровной подошвой и раздувами по мощности. Западная ветвь прослежена скважинами на 4 км. Она вытянута в виде трубообразной залежи от северо-западного окончания центрального тела, мощность 170–300 м. Южная ветвь – пластообразное тело, погружающееся в юго-западном направлении. Оно прослеживается на 7 км в длину и 4–5 км в ширину, мощность 4–100 м (Говердовская, 1971а). Южная ветвь смыкается с Верхнеамбарнинским интрузивом. Верхние эндоконтактовые части Зуб-Маркшейдерского интрузива в значительной мере эродированы.

Верхнеамбарнинский интрузив был выделен А.Б. Душаткиным совместно с другими исследователями в 1979 г. В процессе детальных поисков он изучался скважинами НП-15, НП-16 и НП-14, которые бурили на глубину 800–1200 м в пределах Ергалахско-Быстринской зоны разломов, и первоначально интрузив был прослежен на 10–15 км. Позднее поисковыми скважинами КР-2, НГ-32, НГ-33 и НГ-34 интрузив был прослежен на 25–35 км узкой полосой по латерали, мощностью до 150–170 м, уменьшающейся в северо-западном и западном направлениях (см. рис. 1). Вполне вероятно смыкание западной ветви Зуб-Маркшейдерского интрузива с Верхнеамбарнинским.

Южно-Пясинский и Вологочанский интрузивы располагаются севернее Зуб-Маркшейдерского интрузива в восточном крыле Вологочанской мульды (фиг. 1–3 из Служеникин, Криволуцкая, 2015). Южно-Пясинский и Вологочанский интрузивы были установлены в 1968–1970 гг. в нижнем течении рек Вологочан и Амбарная в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50000 силами Амбарнинской партии Норильской экспедиции (Лосев, 1970, фонды ООО “Норильскгеология”).

В 2000–2006 гг. в результате детальной разведки вкрапленных платиноидно-медно-никелевых руд, приуроченных к этим интрузивам, были подсчитаны их запасы (Матвеев и др., 2006, фонды ООО “Норильскгеология”). Горизонтами локализации Южно-Пясинского и Вологочанского интрузивов являются мантуровская свита среднего девона, курейская и зубовская свиты нижнего девона. На востоке, в головной части отмечаются максимальные мощности интрузивов, которые постепенно сужаются на запад, к центру Вологочанской мульды. Интрузивы были прослежены на протяжении 15 км до глубины 1520 м (Матвеев и др., 2006, фонды ООО “Норильскгеология”). Морфологически интрузивы представляют собой узкие (300–400 м) трубообразные тела, разобщенные безинтрузивными окнами и соединенные тонкими интрузивными проводниками (Говердовская, 1971б).

Стратиграфически ниже Вологочанского интрузива располагается интрузив, который относится к круглогорскому типу (Служеникин и др., 2018).

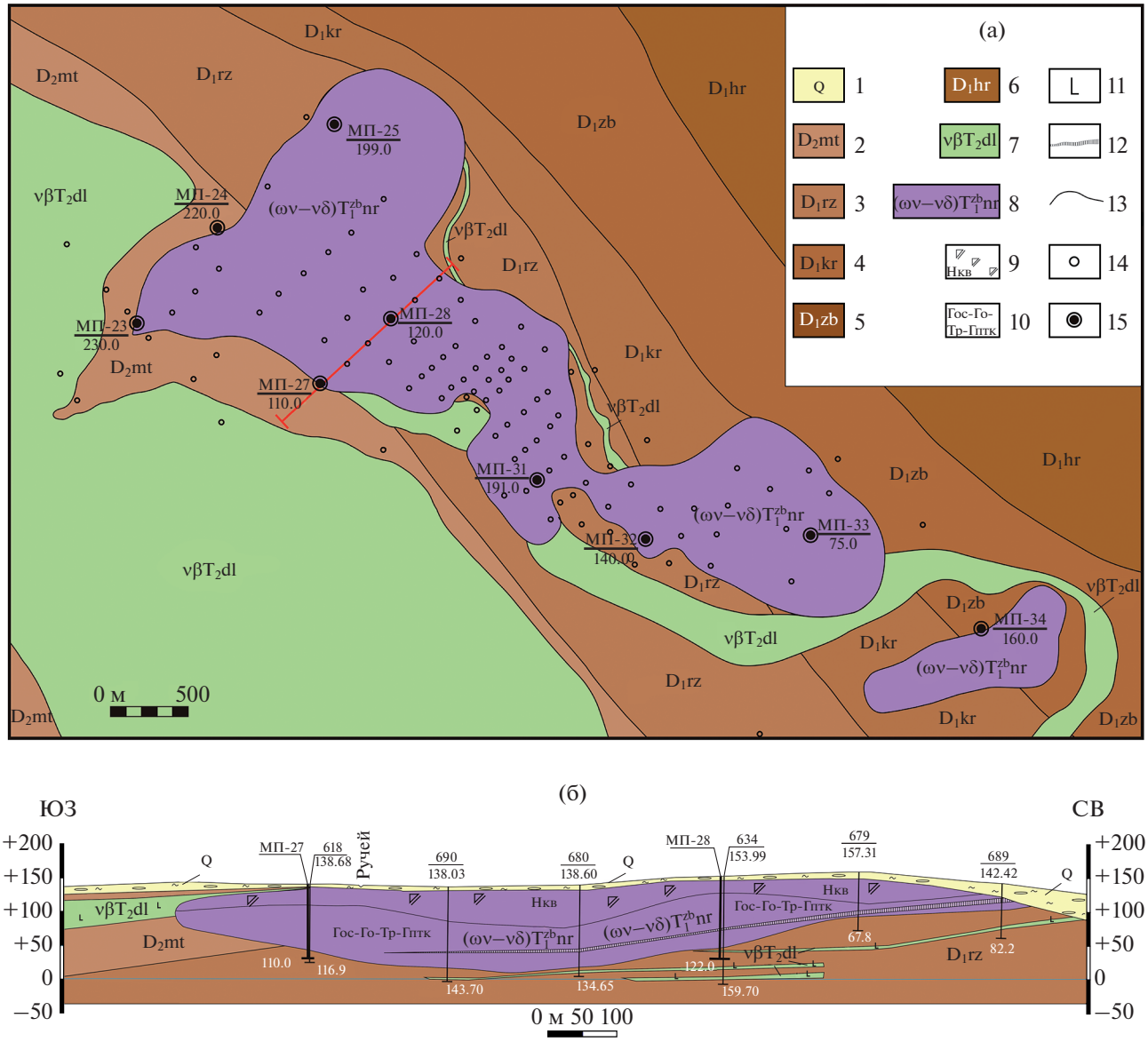

Рис. 2. Геологическая карта Зуб-Маркшейдерского участка норильского рудного узла (а) и геологический разрез Зуб-Маркшейдерского интрузива (б).
Стратифицированные образования: 1 – четвертичные отложения: валунно-галечниковые смеси, гравий, пески, суглинки; 2 – мантуровская свита: мергели пестроцветные, доломиты, ангидриты; 3 – разведочнинская свита: аргиллиты пестроцветные с прослоями доломитов, известняков и с линзами гравелитов и песчаников; 4 – курейская свита: мергели, алевролиты, аргиллиты, доломиты; 5 – зубовская свита: мергели пестроцветные с прослоями ангидритов, гипсов, доломитов; 6 – хребтовская свита. *Интрузивные образования:* 7 – далдыканский интрузивный комплекс, силлы и дайки оливинсодержащих долеритов и габбро-долеритов; 8 – Норильский интрузивный комплекс, зубовский тип: хонолитообразные лентовидные тела, дифференцированные от лейкократового габбро и габбро-диоритов до пикритовых габбро-долеритов. *Прочие знаки:* 9 – гибридно-метасоматические породы, диориты, габбро-диориты, габбро-долериты, кварцевые нориты; 10 – габбро-долериты оливиновые, оливинсодержащие, пикритовые, такситовые, контактовые, троктолиты; 11 – долериты; 12 – горизонт вкрапленных руд; 13 – геологические границы горных пород; 14 – буровые скважины детальной разведки 1957–1960 гг., 15 – буровые скважины поискового бурения 2004 г., в числителе – индекс и номер скважины, в знаменателе – абс. отметка устья скважины.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ

В работах М.Н. Годлевского и Н.А. Черновой (Годлевский, 1959; Чернова, 1961) Зуб-Маркшейдерский интрузив рассматривается как существенно габбронoритовый. Наши исследования показывают, что габбронориты и нориты находятся как в верхней части интрузива, так и в его подошве, но в основной дифференцированной серии количество ромбического пироксена

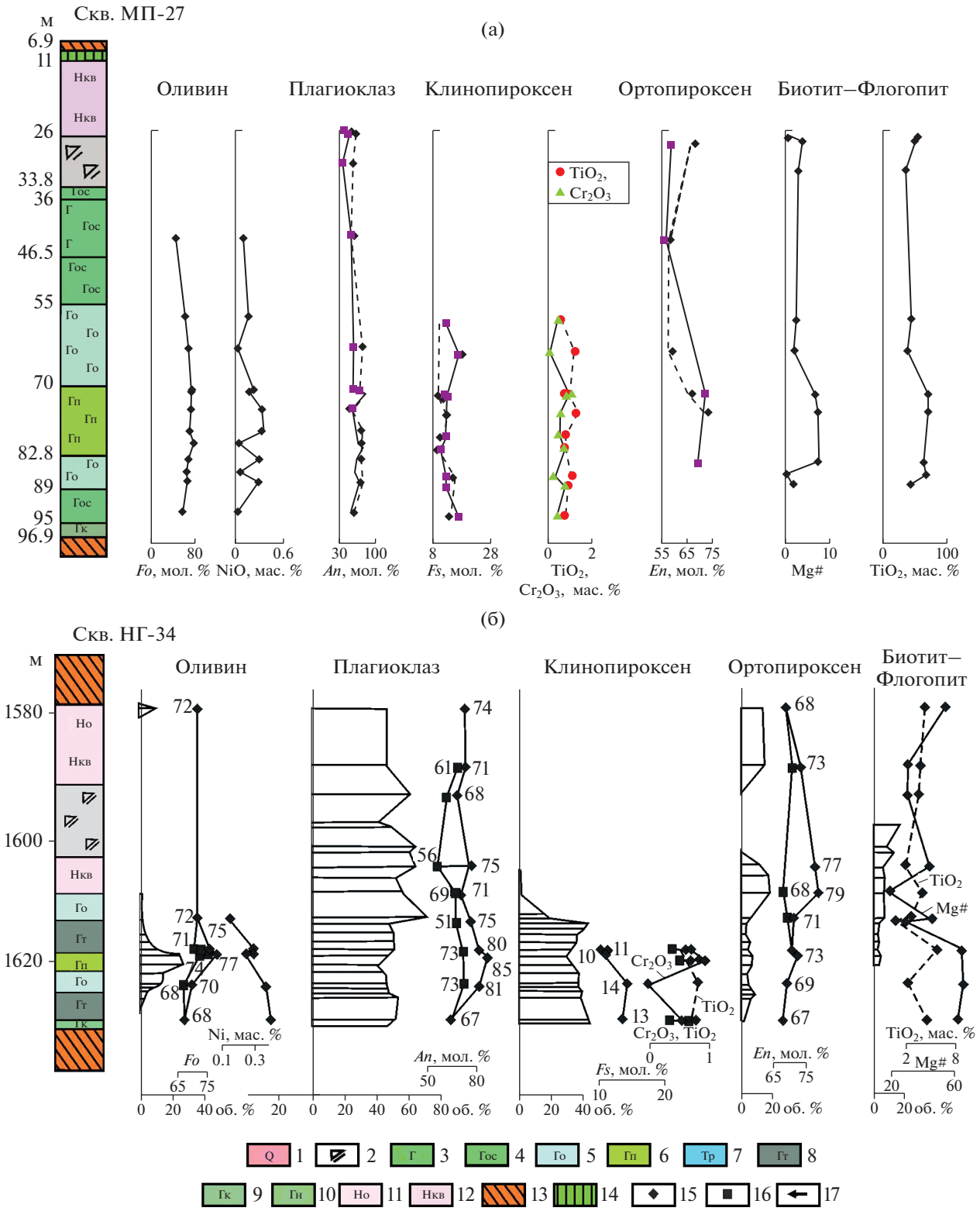

Рис. 3. Вариации содержаний и составов породообразующих минералов в разрезах Зуб-Маркшейдерского (а) и Верхнеамбарнинского (б) интрузивов.
Условные обозначения к рис. 4, 5, 8, 9, 11, 12: 1 – четвертичные отложения; 2 – габбро-диориты; 3–6 – габбро-долериты: 3 – безоливиновые, 4 – оливинсодержащие, 5 – оливиновые, 6 – пикритовые; 7 – троктолиты; 8 – такситовые; 9 – контактовые; 10 – габбронориты; 11 – оливиновые нориты; 12 – кварцевые нориты; 13 – вмещающие породы – роговики и скарны; 14 – гибридно-метасоматические породы; 15 – центр зерен; 16 – край зерен; 17 – направление от центра к краю.

не превышает 5–10 об. %. А.К. Хортова указывает, что в основном петрографический состав Зуб-Маркшейдерского интрузива сходен с составами таких дифференцированных интрузивов как Норильск I, Норильск II, Черногорский и Имангдинский (Коровяков и др., 1963).

В строении Зуб-Маркшейдерского и Верхнеамбарнинского выделяются сверху-вниз (рис. 3):

1. Верхняя диорит-габброноритовая серия: контаминированные породы (кварцевые, кордиеритсодержащие нориты, кварцевые габбронориты), гибридно-метасоматические сиенито-, монцодиорито- и гранитоподобные породы, диориты и габбро-диориты. Мощность 14–35 м.

2. Основная дифференцированная серия: габбронориты, безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, пикритовые габбро-долериты, троктолиты. Мощность 10–108 м.

3. Нижняя габбровая серия: такситовые, безоливиновые, оливиновые, контактовые габбро-долериты. Мощность 7–21 м.

В отличие от Зуб-Маркшейдерского и Верхнеамбарнинского интрузивов, в Южно-Пясинском и Вологочанском интрузивах отсутствуют мощные горизонты контаминированных и гибридно-метасоматических пород.

В строении Южно-Пясинского и Вологочанского интрузивов выделяются сверху-вниз (рис. 4):

1. Верхняя габбровая, габброноритовая серия: контактовые, безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые габбро-долериты; гибридно-метасоматические породы (габбро-диориты, диориты, гранодиориты, сиенито-диориты); контаминированные породы – габбронориты; верхние такситовые габбро-долериты. Мощность 8–66 м.

2. Основная дифференцированная серия: безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые, пикритовые габбро-долериты, троктолиты. Мощность 6.5–95 м.

3. Нижняя габбровая серия: контактовые, оливинсодержащие, оливиновые, такситовые габбро-долериты, габбронориты. Мощность 7–24 м.

Верхняя габбровая и габброноритовая зона слагает в Зуб-Маркшейдерском, и особенно в Верхнеамбарнинском, иинтрузивах до 60% их разрезов. Контаминация магматического расплава вмещающими породами (аргиллиты, мергели) способствовала образованию кварцевых норитов и габброноритов, а также существенно плагиоклазовых пород (до 80 об. % плагиоклаза).

Кварцевые нориты сложены (об. %): плагиоклазом (50–60), ортопироксеном (20–25), кварцем и микропегматитом (5–15), биотитом (5–10), титаномагнетитом (~5). Акцессории – апатит. Структура породы призматически-зернистая, офитовая, пойкилоофитовая. Зерна плагиоклаза образуют крупные (до 4 мм) зональные таблицы (центр – An_{57-79}, край – An_{41-62}) (см. ESM_1.pdf (Suppl. 1) и ESM_2.pdf (Suppl. 2))[2]. Плагиоклаз пренитизирован и соссюритизирован. Ортопироксен развит в виде призматических зерен величиной до 2-х мм. Состав ортопироксена ($Fs_{19-31}Wo_{1-3}En_{68-80}$) отвечает бронзиту-гиперстену. В некоторых зернах ортопироксена их краевые части более железистые ($Fs_{41}Wo_1En_{58}$). Ортопироксен редко сохраняется, он замещается амфиболом и биотитом. Слюды в основном представлены биотитом (Mg# 26–54), реже Mg# достигает 63 (см. ESM_1.pdf (Suppl. 1) и ESM_2.pdf (Suppl. 2)). Они образуют пластинки величиной 1.2 мм. Кварц в свободных зернах и в гранофировых сростках с полевым шпатом выполняет интерстиции породообразующих силикатов. Апатит образует длинные, тонкие, иглообразные кристаллы. Оливин в кварцевых норитах довольно редок, не более 5 об. %. Он полностью замещен боулингитом. В некоторых участках, например в кровле Верхнеамбарнинского инрузива (скв. НГ-34), содержание оливина достигает 25 об. % (рис. 3). Оливин интеркумулусный, занимает интерстиции между таблицами плагиоклаза, но имеет магнезиальный состав (Fo_{73}, см. ESM_2.pdf (Suppl. 2)).

Кварцевые нориты содержат ксенолиты кордиерит-ортоклаз-плагиоклаз-биотит-кварцевых роговиков, а также зерна кордиерита, который полностью замещен хлоритом.

Габбронориты не образуют мощных горизонтов. Мощность их не превышает 14 м. Чаще образуют шлиры мощностью не более 4 см. Структура пород призматически-зернистая, пойкилитовая и пойкилоофитовая. Выделяются лейкократовые и оливиновые разности. Плагиоклаз составляет 50–70 об. % в лейкократовых и 35–55 об. % в оливиновых разностях. Его зерна образуют крупные (до 2.5 мм) зональные (центр – An_{86}, край – An_{61-77}) призмы и таблицы и более мелкие, более кислые (An_{51-61}) лейсты в оливине и клинопироксене. Замещается соссюритом и пренитом. Ортопироксен ($Fs_{23-27}Wo_4En_{69-73}$) развит до 20 об. % в виде овальных и призматических зерен, замещается амфиболом и биотитом. Оливин интеркумулусный, образует зерна неправильной формы до лапчатых, замещен боулингитом. В лейкократовых разностях кварц в сростках с полевым шпатом (до 5 об. %) наблюдается в интерстициях таблиц и призм ортопироксена и плагиоклаза. Клино-

[2] Составы породообразующих минералов интрузивов представлены в соответствующих таблицах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно:
(Suppl. 1), ESM_1.pdf – для интрузивного массива Зуб-Маркшейдерский;
(Suppl. 2), ESM_2.pdf – для Верхнеамбарнинского интрузива;
(Suppl. 3), ESM_3.pdf – для Вологочанского интрузива;
(Suppl. 4), ESM_4.pdf – для Южно-Пясинского интрузива.

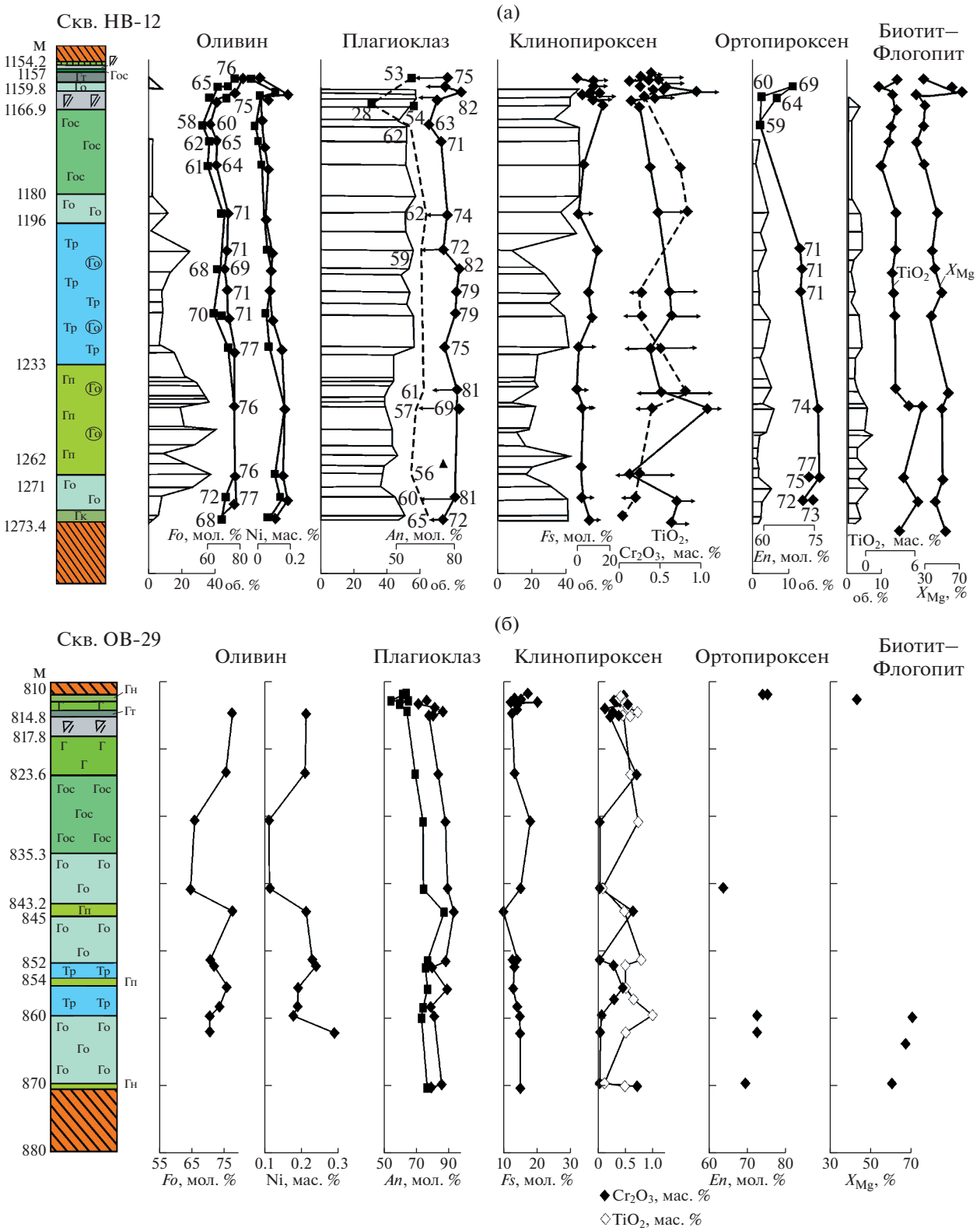

Рис. 4. Вариации содержаний и составов породообразующих минералов в разрезах Вологочанчского (а) и Южно-Пясинского (б) интрузивов.

пироксен (15–30 об. %) по составу отвечает авгиту (центр – Fs_{13-27}, край – Fs_{25}), также интеркумулусный, замещается роговой обманкой и биотитом. Слюда представлена биотитом (Mg# 34) и флогопитом (Mg# 57–60). Биотит развит вокруг рудных минералов и замещает вместе с амфиболом пироксен, а флогопит образует отдельные пластинки. В лейкократовых разностях содержание слюдистых минералов достигает 10 об. %. Акцессории – титаномагнетит и апатит.

Гибридно-метасоматические породы в разрезах верхней габбровой и габбронoритовой серии представлены кварцевыми сиенито-, монцодиорито- и гранитоподобными породами. Они отличаются непостоянным составом и сложены кварцем, микропегматитом или гранофировыми срастаниями, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом, амфиболом, апатитом и сфеном.

Диориты и габбро-диориты слагают от 3 до 60% разреза верхней серии. Породы сложены (об. %): плагиоклазом (35–60), амфиболом (20–40), ортопироксеном (0–10), калиевым полевым шпатом (0–15), кварцем и гранофировыми срастаниями (3–20), биотитом (0–15). Структуры пород – призматически-зернистая, призматически-офитовая, гипидиоморфнозернистая. Крупные (до 4 мм) таблицы зерен зонального (центр – An_{59-76}, край – An_{36}) плагиоклаза альбитизированы, пренитизированы и соссюритизированы. Клинопироксен (до 35 об. %) в призматических зернах величиной до 2.5 мм практически полностью замещен актинолитом, роговой обманкой. Биотит (Mg# 35–41) образует крупные (до 1.5 мм) ойкокристы, замещает амфиболы и развивается вокруг рудных минералов. Кварц в свободных зернах и в сростках с полевым шпатом занимает интерстиции породообразующих силикатов. Иногда микропегматит образует мезостазис, в котором “плавают” таблитчатые зерна плагиоклаза и псевдоморфозы амфиболов по клинопироксену. Магнетитовая матрица в титаномагнетите (зерна до 1.5 мм) замещается биотитом. Апатит образует длинные (до 1.3 мм), узкие (~0.02 мм) иглоподобные кристаллы, секущие породообразующие силикаты. Из вторичных минералов также широко развиты хлорит, кальцит, эпидот.

Верхние такситовые габбро-долериты отмечаются в некоторых пересечениях верхней габбровой серии в Южно-Пясинском и Вологочанском интрузивах (рис. 4). Эти породы характеризуются такситовой текстурой, обусловленной наличием участков с разным размером зерен и разнообразием структур (офитовой, пойкилоофитовой, габбровой, призматически-зернистой). Минеральный состав такситовых пород (об. %): плагиоклаз (45–60), клинопироксен (25–35), ортопироксен (0–10), оливин (3–15 до 30), биотит-флогопит (1–5). Акцессории – титаномагнетит, ильменит, сфен, апатит. Зональные (центр – An_{81-86}, край – An_{62-75}) призмы и таблицы зерен плагиоклаза часто заключены в ойкокристы клинопироксена, реже оливина и ортопироксена. Плагиоклаз замещается пренитом, соссюритом и хлоритом. Клинопироксен – авгит (центр – Fs_{12-14}, край – Fs_{15-24}) в интеркумулусе образует ксеноморфные зерна. Замещается роговой обманкой, актинолитом, биотитом. Оливин (центр – Fo_{67-78}, край – Fo_{72}) образует крупные (до 4.5 мм) ксеноморфные и мелкие (0.1–0.5 мм) эвгедральные зерна (Fo_{76}) в плагиоклазе и пироксене. Оливин замещается боулингитом, тальком, ильваитом и тонкозернистым пирротином. Ортопироксен ($Fs_{28-31}Wo_4En_{64-69}$) образует призматические зерна. Биотит (Mg# 34–47) замещает клинопироксен и развивается вокруг рудных минералов. Флогопит (Mg# 66–83) образует самостоятельные пластинки. В некоторых участках наблюдаются ксеноморфные зерна кварца. Такситовые габбро-долериты иногда содержат шлиры пикритовых габбро-долеритов мощностью до 5 см. Эти породы содержат до 40 об. % крупнозернистого оливина, полностью замещенного боулингитом.

Оливинсодержащие и оливиновые габбро-долериты развиты как в верхней, так и в нижней части основной дифференцированной серии (рис. 3, 4). Они включают в себя шлиры габбронoритов. Структуры этих пород – офитовая, пойкилоофитовая, габброофитовая, пойкилитовая. Минеральный состав (об. %): плагиоклаз (34–60), клинопироксен (20–40), ортопироксен (0–10), оливин (3–20), биотит-флогопит (1–7), титаномагнетит, ильменит, хромит, апатит. Зерна плагиоклаза образуют зональные (центр – An_{73-93}, край – An_{56-76}) призмы и таблицы величиной до 1.2 мм, часто включенные в зерна клинопироксена и оливина. Клинопироксен – авгит (центр – Fs_{10-13}, край – Fs_{13-18}) в интеркумулусе слагает ксеноморфные зерна величиной до 6 мм, замещается роговой обманкой и биотитом. Ортопироксен ($Fs_{26-37}Wo_{3-7}En_{56-63}$) образует призматические зерна и также развит в виде кайм вокруг оливина, иногда образует сростки с пижонитом и авгитом. Оливин (Fo_{57-79}) развит в виде крупных эвгедральных зерен и также образует скопления неправильной и прожилковидной формы из мелких округлых зерен. Оливин замещается боулингитом, серпентином и тальком. Биотит (Mg# 38–44) встречается в виде мелких чешуек совместно с роговой обманкой, замещает клинопироксен и образует каймы вокруг рудных минералов. Флогопит (Mg# 63–66) слагает пластинки величиной до 2 мм. Кроме титаномагнетита и ильменита оксиды представлены хромитом в виде мелких (не более 0.25 мм) округлых зерен в ассоциации с оливином.

Пикритовые габбро-долериты – наиболее магнезиальные породы интрузивов зубовского типа. Они образуют горизонты в центральных частях основной расслоенной серии (рис. 3, 4). Переходы между оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами могут быть как постепенными, так и резкими. Пикритовые габбро-долериты содержат прослои оливиновых и такситовых габбро-долеритов. Структуры этих пород: офитовая, пойкилоофитовая, пойкилитовая. Иногда наблюдаются линзовидные и полосчатые текстуры, обусловленные чередованием слоев с разным содержанием оливина. Минеральный состав (об. %): оливин (20–25 до 50), плагиоклаз (10–40), клинопироксен (10–35), ортопироксен (0–7), флогопит (1–4), титаномагнетит, ильменит, хромит, апатит, титанит. Оливин (Fo_{65-78}) образует крупные (до 2.5 мм) эвгедральные и ксеноморфные зерна, содержащие призмы и таблитчатые зерна плагиоклаза. Мелкий идиоморфный оливин, иногда совместно с мелкозернистым плагиоклазом, слагает крупные (до 3 см) сегрегации в породе. Оливин замещается серпентином + магнетитом. Отличительной особенностью пикритовых габбро-долеритов интрузивов зубовского типа является обычно меньшее содержание (20–25 об. %) оливина по сравнению с рудоносными плагиоверлитами, что отражается в меньшей магнезиальности этих пород. Плагиоклаз представлен зональными (центр – An_{67-93}, край – An_{50-77}) призмами и таблицами, иногда образует порфировидные выделения величиной до 7 мм, замещается пренитом, агрегатом соссюрита, хлоритом. Клинопироксен-авгит (Fs_{10-13}) образует ксеноморфные ойкокристы величиной до 5.5 мм с включениями оливина и плагиоклаза, замещается роговой обманкой и биотитом. Ортопироксен ($Fs_{21-28}Wo_{3-5}En_{67-75}$) образует скопления между зерен оливина и каймы вокруг них. Флогопит (Mg# 69–75) развит в межзерновых промежутках породообразующих силикатов. Хромит и хроммагнетит образуют включения в оливине.

Троктолиты так же, как и пикритовые габбро-долериты, развиты в центральных частях интрузивов (рис. 4). Контакты между этими породами постепенные. Как троктолиты, так и пикритовые и оливиновые габбро-долериты взаимно образуют линзы и слои в телах друг друга. Минеральный состав троктолитов (об. %): плагиоклаз (30–50), оливин (25–45), клинопироксен (10–25), ортопироксен (0–10), флогопит (1–5), титаномагнетит, ильменит, хромит, апатит. Структуры этих пород: пойкилоофитовая, гипидиоморфнозернистая, габбровая. Зерна плагиоклаза образуют зональные (центр – An_{79-89}, край – An_{61-76}) призмы и таблицы. Они часто наблюдаются в виде включений в клинопироксене, обуславливая пойкилоофитовую структуру. Оливин (Fo_{69-76}) образует как эвгедральные, так и ксеноморфные, лапчатые, амебовидные зерна между таблицами плагиоклаза. Оливин замещается серпентин-магнетитовым агрегатом. Клинопироксен (Fs_{10-15}) интеркумулусный с включениями таблитчатых зерен плагиоклаза и кумулусного оливина. Ортопироксен ($Fs_{22-26}Wo_{2-4}En_{71-74}$) образует призматические зерна и каймы вокруг зерен оливина. Слюда в троктолитах представлена исключительно флогопитом (Mg# 55–72). Хромит развит в виде мелких (не более 0.02 мм) округлых зерен в оливине.

Нижние такситовые габбро-долериты выполняют базальную часть интрузивов (рис. 3), мощность их изменяется от 7 до 23 м. Они характеризуются крайней петрографической и минеральной неоднородностью. Породы неравномернозернистые – от мелко- до крупнозернистых. Ведущей структурой является пойкилоофитовая. Наряду с ней для пород характерны пойкилитовая, офитовая, призматически-офитовая, габбровая структуры. Такситовые габбро-долериты по составу отвечают оливинсодержащим и оливиновым габбро-долеритам. Их минеральный состав лежит в широких пределах (об. %): плагиоклаз (25–55), клинопироксен (15–40), ортопироксен (0–10), оливин (0–20), биотит-флогопит (1–6 до 15), кварц (0–3), калиевый полевой шпат (0–3), титаномагнетит, ильменит, апатит. Зерна плагиоклаза (центр – An_{73-89}, край – An_{59-74}) образуют призмы, таблицы, лейсты и зерна неправильной формы с широкими вариациями их величины (до 10 мм). Клинопироксен (центр – Fs_{11-13}, край – Fs_{14-18}) образует крупные (до 7 мм) ойкокристы, включающие призмы, таблицы и лейсты плагиоклаза, а также зерна оливина. Изредка наблюдаются пластинчатые сростки клино- и ортопироксена, клинопироксен замещается амфиболом и биотитом. Ортопироксен развит в виде ойкокристов величиной до двух мм и оконтуривает зерна оливина. Оливин (Fo_{68-74}) – кумулусный и интеркумулусный, а также образует мелкозернистые агрегаты (так называемый гранулированный оливин с составом Fo_{74}). Крупные зерна эвгедральной и неправильной формы замещаются серпентином и тальком, а мелкозернистые остаются свежими. Биотит (Mg# 48) образует мелкие листочки, замещающие совместно с амфиболом клинопироксен и оторочки вокруг рудных минералов. Флогопит (Mg# 64–75) встречается в виде пластинок в основной массе породы.

Нижние контактовые габбро-долериты – мелкозернистые породы, по составу отвечающие оливинсодержащим и оливиновым габбро-долеритам, обладают офитовой и пойкилоофитовой структурами. Минеральный состав (об. %): плагиоклаз (центр – An_{90}, край – An_{68}) – 40–45, клинопироксен (Fs_{11-12}) – 25–40, оливин (Fo_{68-88}) – 5–15, ортопироксен ($Fs_{28}Wo_4En_{68}$) – 1–5, флогопит

(Mg# 72) до 6, титаномагнетит, ильменит. Клинопироксен образует ксеномофные ойкокристы с вростками лейст плагиоклаза и изометричных зерен оливина. Оливин часто сам образует ойкокристы с хадакристами плагиоклаза. Контактовые габбро-долериты содержат многочисленные ксенолиты роговиков. Иногда эти породы представляют собой магматическую брекчию, где обломки представлены роговиками, а цемент имеет состав габбро-долерита.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И СКРЫТАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ИНТРУЗИВОВ

Оливин развит как в кумулусе, так и в интеркумулусе пород. Ксеноморфные зерна, как правило, более железистые, чем эвгедральные. Кроме того, оливин образует мелкие округлые зерна совместно с мелкими лейстами плагиоклаза в выделениях неправильной и прожилковидной формы. Максимальная магнезиальность оливина (Fo_{68-77}) отмечается в троктолитах и пикритовых габбро-долеритах. В этих оливинах значительна концентрация никеля (NiO – 0.11–0.33 мас. %). Максимальное же содержание никеля (NiO до 0.41 мас. %) определено в оливине из такситовых габбро-долеритов Зуб-Маршейдерского и Верхнеамбарнинского интрузивов (рис. 5а, см. ESM_1.pdf (Suppl. 1) ESM_2.pdf (Suppl. 2)). В оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритах наиболее магнезиальны оливины Вологочанского и Южно-Пясинского интрузивов (см. ESM_3.pdf (Suppl. 3) и ESM_4.pdf (Suppl. 4)) по сравнению с Зуб-Маршейдерским и Верхнеамбарнинским – Fo_{60-77} и Fo_{46-75} соответственно. Содержание NiO в них колеблется в пределах 0.02–0.37 мас. %. В нижних такситовых габбро-долеритах магнезиальность оливина составляет Fo_{68-74}, содержание NiO – 0.05–0.41 мас. %. В верхних такситовых габбро-долеритах оливин Fo_{64-80} содержит 0.03–0.21 мас. % NiO.

Плагиоклаз во всех рассматриваемых интрузивах развит в виде крупных зональных призм, таблиц и мелких лейстовидных зерен. При общем повышении основности кумулусного плагиоклаза от безоливиновых до пикритовых габбро-долеритов – плагиоклазы из Вологочанского и Южно-Пясинского интрузивов имеют более основной состав, чем плагиоклазы в Зуб-Маркшейддерском и Вернеамбарнинском (рис. 3, 4, также см. в Suppl. 1–4 файлы ESM_1.pdf–ESM_4.pdf). В кварцевых норитах основность плагиоклаза составляет в центре An_{57-79}, в краевых зонах – An_{41-62}. В габбро-диоритах и гибридных метасоматических породах плагиоклаз (центр – An_{59-76}) замещается альбитом (до 2.6 мол. % *Or*).

Клинопироксен присутствует во всех породах, кроме кварцевых норитов в виде ксеноморфных ойкокристов, включающих таблицы, лейсты плагиоклаза и зерна оливина. По составу он отвечает авгиту. Краевые части зерен клинопироксена более железистые, титанистые и менее хромистые, чем центральные. В безоливиновых, оливинсодержащих, оливиновых, пикритовых габбро-долеритах и троктолитах центральные части клинопироксена отвечают составу Fs_{9-14}, а краевые Fs_{14-18} (рис. 3, 4, также см. в Suppl. 1–4 файлы ESM_1.pdf–ESM_4.pdf). Концентрация TiO_2 в них составляет 0.08–1.30 мас. %, а Cr_2O_3 – 0.0–0.97 мас. % (рис. 5б). Наиболее хромистые – клинопироксены из пикритовых габбро-долеритов Зуб-Маркшейдерского и Верхнеамбарнинского интрузивов. В габбронноритах и габбро-диоритах клинопироксен наиболее железистый (центр – Fs_{13-15}, край – Fs_{17-25}). В этих породах он наименее хромистый (0–0.46 мас. % Cr_2O_3). В целом составы клинопироксена в интрузивах зубовского типа не отличаются от состава клинопироксена рудоносных интрузивов норильского типа (рис. 5б).

Ортопироксен в интрузивах зубовского типа присутствует почти во всех породах. Наибольшее его количество (до 20 об. %) отмечается в кварцевых норитах и габбронноритах. Во всех остальных породах его содержание не превышает 10 об. %. Ортопироксен образует как эвгедральные призматические зерна, так и развит в интеркумулусе в виде ксеноморфных зерен и реакционных кайм вокруг зерен оливина. Диапазон магнезиальности ортопироксена En_{58-75} Вологочанского и Южно-Пясинского интрузивов сопоставим с таковым из рудоносных интрузивов норильского типа, тогда как он несколько шире для ортопироксена из Верхнеамбарнинского и Зуб-Маркшейдерского интрузивов (рис. 5в). Для ортопироксена из контаминированных пород – кварцевых норитов отмечается значительное содержание глинозема (Al_2O_3 – 2.17–5.91 мас. %) (рис. 5в, также см. в Suppl. 1–4 файлы ESM_1.pdf–ESM_4.pdf).

Биотит и флогопит. В породах основной дифференцированной серии количество слюд не превышает 5–8 об. %. В оливинсодержащих, оливиновых и нижних такситовых габбро-долеритах они представлены как биотитом, так и флогопитом. В пикритовых габбро-долеритах и троктолитах – это исключительно флогопиты. Наиболее железистые слюды в кварцевых норитах и габбро-диоритах. В этих породах количество биотита достигает 10–15 об. %. Содержание TiO_2 в слюдах колеблется в широких пределах (TiO_2 – 0.35–7.21 мас. %). Зависимость титанистости слюд от их магнезиальности не наблюдается (рис. 5г).

Оксиды в интрузивах представлены титаномагнетитом, ильменитом, хромистым магнетитом и хромитом. Титаномагнетит и ильменит отмечаются во всех породах интрузивов. Содержание этих минералов в породах обычно не превышает 3–5 об. %, но в габбро-диоритах его количество достигает 10 об. %. Здесь он образует крупные, до

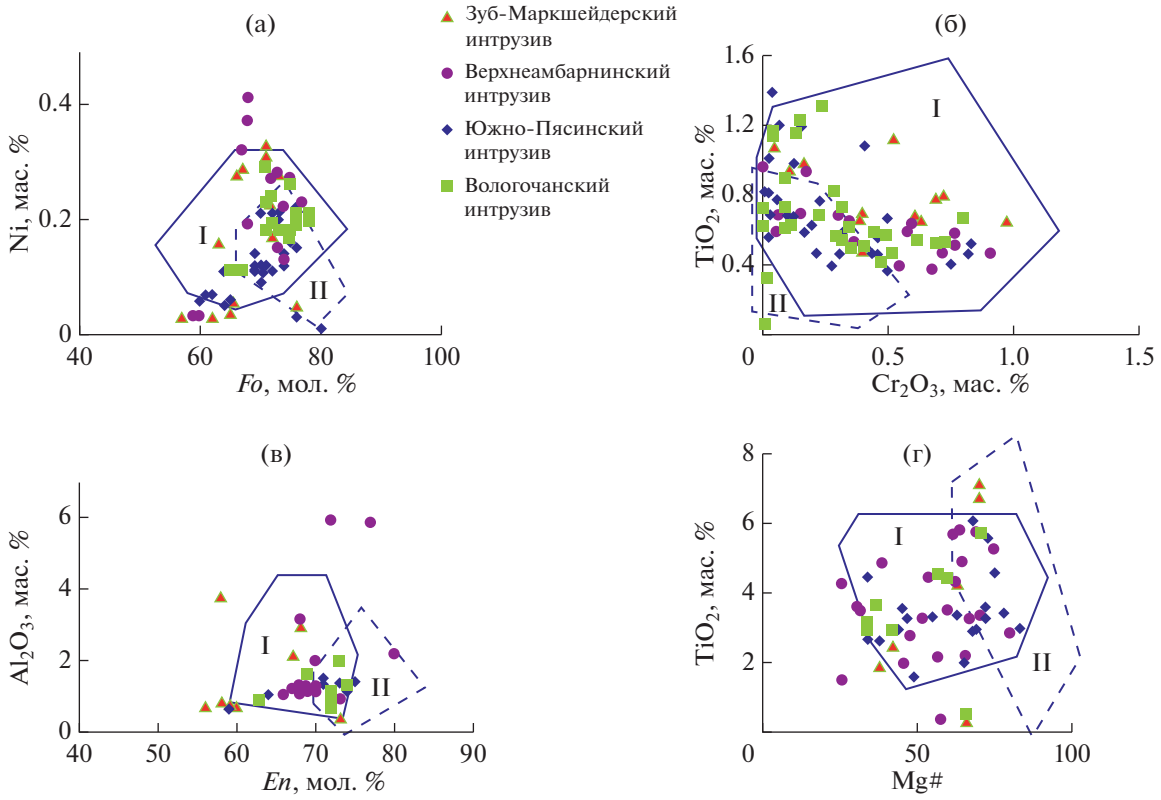

Рис. 5. Составы минералов интрузивов зубовского типа: (а) оливина, (б) клинопироксена, (в) ортпироксена, (г) биотит-флогопита.
Поля составов пород: I – промышленно-рудоносных интрузивов, II – безрудных интрузивов нижнеталнахского типа.

2.5 мм, зерна неправильной формы. Титаномагнетит практически полностью претерпел распад на магнетит и ильменит. В процессе распада первичного титаномагнетита произошло перераспределение компонентов между магнетитом и ильменитом. Al, Cr, V, Zn и Ni концентрируются преимущественно в магнетите, а Ti, Mg и Mn – в ильмените (см. ESM_5.pdf (Suppl. 5)[3]). Магнетитовая матрица в титаномагнетите часто замещается лейкоксеном и вторичными силикатами, а ильменит при этом сохраняется. Самостоятельный ильменит образует призматические зерна неправильной формы. В пикритовых, оливиновых габбро-долеритах и троктолитах, помимо титаномагетита и ильменита, оксиды представлены акцессорными хроммагнетитом и хромитом. Они образуют мелкие (не более 0.20 мм) зерна в оливине, реже в плагиоклазе (см. ESM_5.pdf в Suppl. 5).

[3] Составы пород и рудных оксидов для интрузивов зубовского типа представлены в соответствующих таблицах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно:
(Suppl. 5), ESM_5.pdf: Состав рудных оксидов в породах интрузивов зубовского типа;
(Suppl. 6), ESM_6.pdf: Состав пород интрузивов зубовского типа (мас. %).

Изучение изменений составов главных породообразующих минералов в разрезах интрузивов зубовского типа (см. ESM_6.pdf (Suppl. 6)) позволило выявить тенденции в характере скрытой расслоенности этих массивов. Они являются общими с таковыми в рудоносных интрузивах норильского типа и заключаются в увеличении магнезиальности оливина, пироксенов, слюд и основности плагиоклаза от эндоконтактовых зон к горизонтам обогащенным оливином (рис. 3, 4). В отличие от интрузивов норильского типа, скрытая расслоенность интрузивов зубовского типа менее контрастна.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

На диаграмме в координатах ($Na_2O + K_2O$)–SiO_2 составы интрузивов зубовского типа лежат в поле рудоносных интрузивов норильского типа (рис. 6). При широком разбросе значений для Зуб-Маркшейдерского и Верхнеамбарнинского интрузивов характерна большая кремнеземистость и щелочность пород верхней габбровой и габброноритовой серии по сравнению с этими породами Южно-Пясинского и Вологочанского

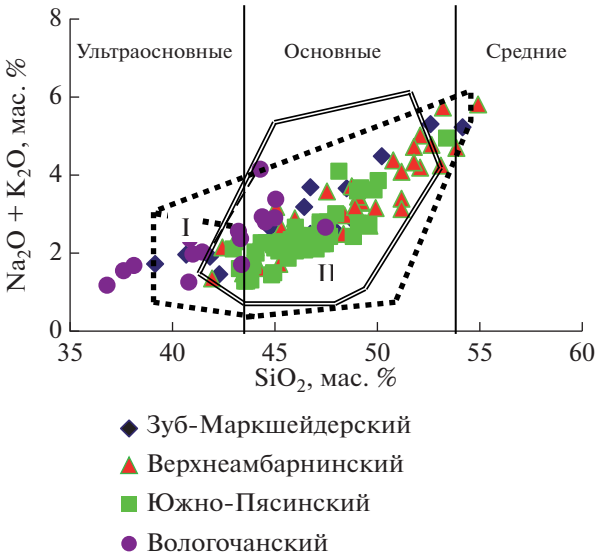

Рис. 6. Составы пород интрузивов зубовского типа на диаграмме ($Na_2O + K_2O$)–SiO_2.
Поля составов пород: I – рудоносных интрузивов норильского типа, II – безрудных интрузивово нижнеталнахского типа. Диаграмма построена по оригинальным неопубликованным данным.

интрузивов, тогда как Южно-Пясинский интрузив характеризуется более кислым составом пород по сравнению с Вологочанским интрузивом. Для пород интрузивов зубовского типа по сравнению с массивами норильского типа отмечаются повышенные железистость и титанистость, а также более низкие значения магнезиальности и хромистости пород богатых оливином при довольно больших их мощностях. Так, в самых высокомагнезиальных породах – пикритовых габбро-долеритах – содержание MgO составляет 14.01–20.80 мас. % в интрузивах зубовского типа, тогда как в интрузивах норильского типа – 16.03–26.80 мас. % (Золотухин и др., 1975; Криволуцкая и др., 2001; Рябов и др., 2000). Содержание Cr_2O_3 в породах интрузивов зубовского типа не превышает 0.13 мас. %, тогда как в ультрабазитах рудоносных интрузивов оно достигает 0.77 мас. %, а в верхних такситовых габбро-долеритах с малосульфидным платиновым оруденением – 7 мас. %.

В разрезах интрузивов зубовского типа (рис. 7, 8) происходит накопление магния и хрома в направлении горизонтов пикритовых габбро-долеритов и троктолитов. Повышенная магнезиальность троктолитов сочетается с их высокой глиноземистостью. Накопление глинозема, кремнезема, щелочей, P_2O_5 в верхних эндоконтактовых частях интрузивов связано с фракционированием магматического расплава и кремнещелочным метасоматозом, в результате которых в этих участках кристаллизуются кварц, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, апатит, а накопление железа и титана привело к широкому развитию в габбро-диоритах и безоливиновых габбро-долеритах титаномагнетита.

ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Хондрит-нормализованные спектры редкоземельных элементов для пород интрузивов зубовского типа (Wasson, Kallemeyn, 1988) так же, как и для пород Хараелахского интрузива, характеризуются минимальным фракционированием легких РЗЭ по сравнению со спектрами РЗЭ для пород Нижнеталнахского интрузива (рис. 9а). Это подтверждается диаграммами $(La/Sm)_n$–$(Gd/Yb)_n$ (рис. 9б). Также для пород интрузивов зубовского типа и Хараелахского интрузива норильского типа характерна положительная Eu-аномалия. Для пород интрузивов нижнеталнахского типа – она отрицательна.

Rb-Sr И Sm-Nd ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Концентрации Rb, Sr, Sm, Nd и Sr-Nd-изотопные параметры образцов пород и породообразующих минералов приведены в табл. 1–4. Измеренные и расчетные (на возраст 250 млн лет) значения изотопного состава стронция для пород Зуб-Маркшейдерского интрузива характеризуются значительными вариациями ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70671–0.71224 и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.70570–0.70908, соответственно, табл. 1). Максимальные значения начального изотопного состава стронция выявлены в породах верхней части разреза ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.70762–0.70908), сложенной габбро-диоритами и кварцевыми норитами (табл. 1, рис. 10). Минимальные значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.70570–0.70648) характерны для пород основной расслоенной серии, представленных оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами. В целом сходный разброс значений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ выявлен в плагиоклазе и пироксене (0.70559–0.70882 и 0.70594–0.70935 соответственно). При этом в двух случаях установлена изотопная гетерогенность плагиоклаза по отношению к пироксену и валовой породе (табл. 1 и 2, рис. 10). Отметим, что единичный анализ Cu-Ni сульфидов выявил значительно более радиогенный изотопный состав стронция по сравнению с сосуществующими минералами (пироксеном и плагиоклазом).

По сравнению с Зуб-Маркшейдерским интрузивом, породы Вологочанского интрузива характеризуются несколько меньшими вариациями значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.70616–0.71143 и 0.70560–0.70808 соответственно, табл. 1, рис. 11). При этом породообразующие пироксен и плагиоклаз, как правило, обладают сходным, но несколько менее радиогенным начальным изотопным составом стронция по сравнению с таковым

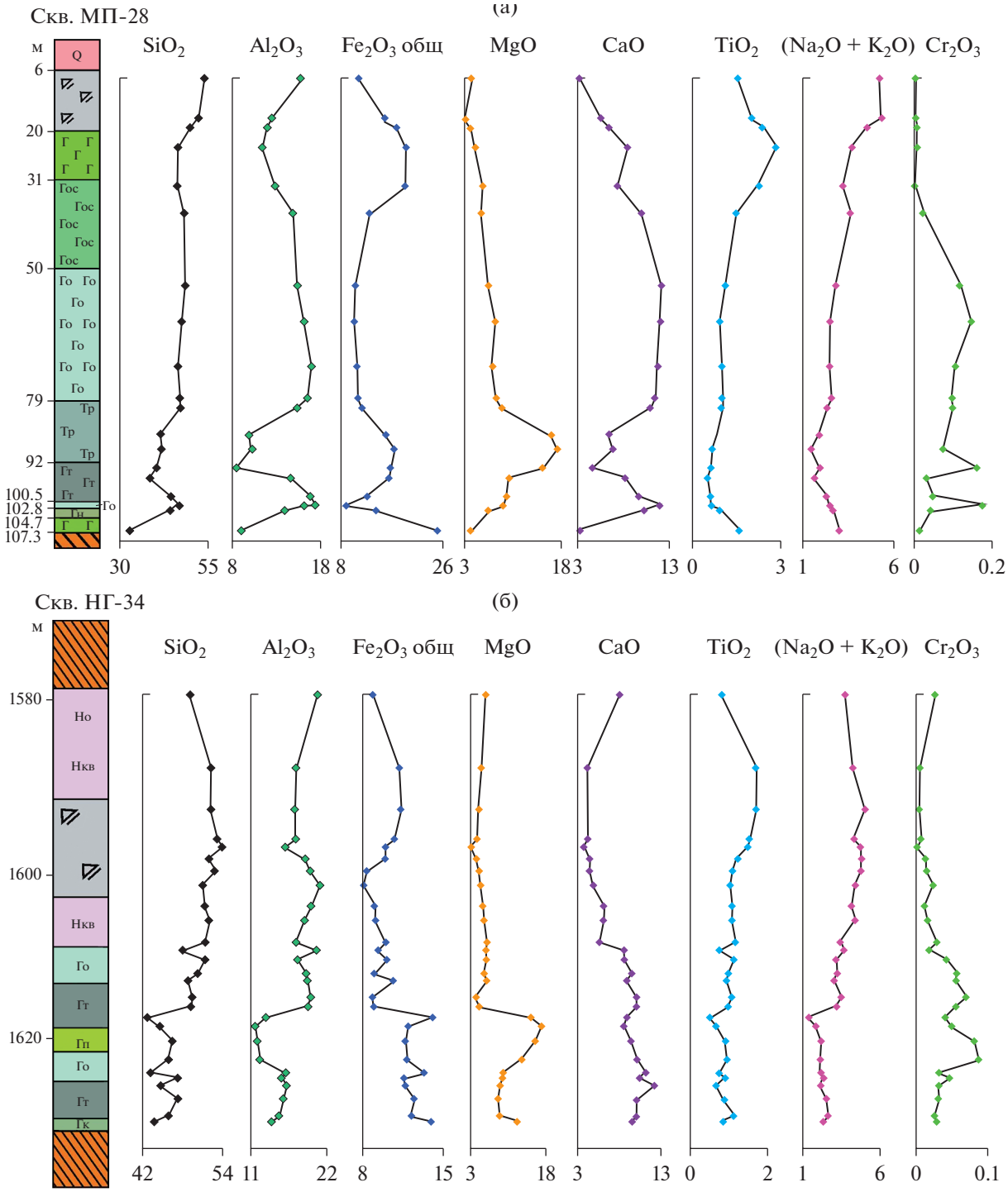

Рис. 7. Вариации содержаний оксидов (мас. %) в разрезах Зуб-Маркшейдерского (а) и Верхнеамбарнинского (б) интрузивов.

породы этого же образца (табл. 1 и 2, рис. 11). Для Вологочанского интрузива отношение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ в ультраосновных породах, троктолитах и оливиновом габбро из расслоенной серии (глубины 833.2–864.2 м) минимально вариативные (0.7056–0.7060). Увеличение вариаций и повышенные значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.7060–0.7070) характерны для габброидной части интрузива. Еще

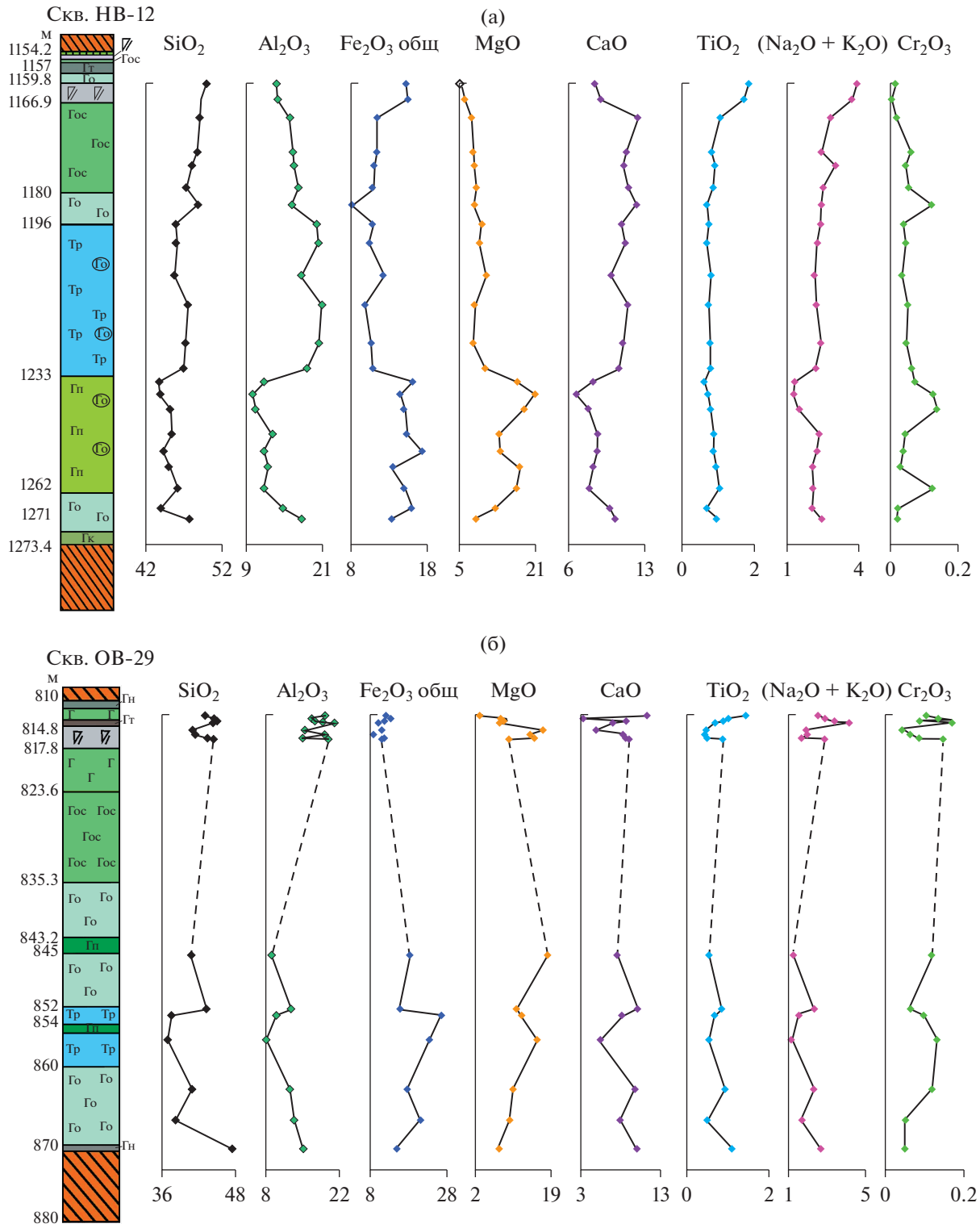

Рис. 8. Вариации содержаний оксидов (мас. %) в разрезах Вологочанского (а) и Южно-Пясинского (б) интрузивов.

более заметное увеличение $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.7071–0.7080) установлено в габбро-диоритах верхней части интрузива и габбронoритах нижнего экзоконтакта (гл. 870.3 м) (табл. 1 и 2, рис. 11).

Измеренные и расчетные (на возраст 250 млн лет) значения изотопного состава неодима для пород Зуб-Маркшейдерского интрузива характеризуются незначительными вариациями ($^{143}Nd/^{144}Nd$ от

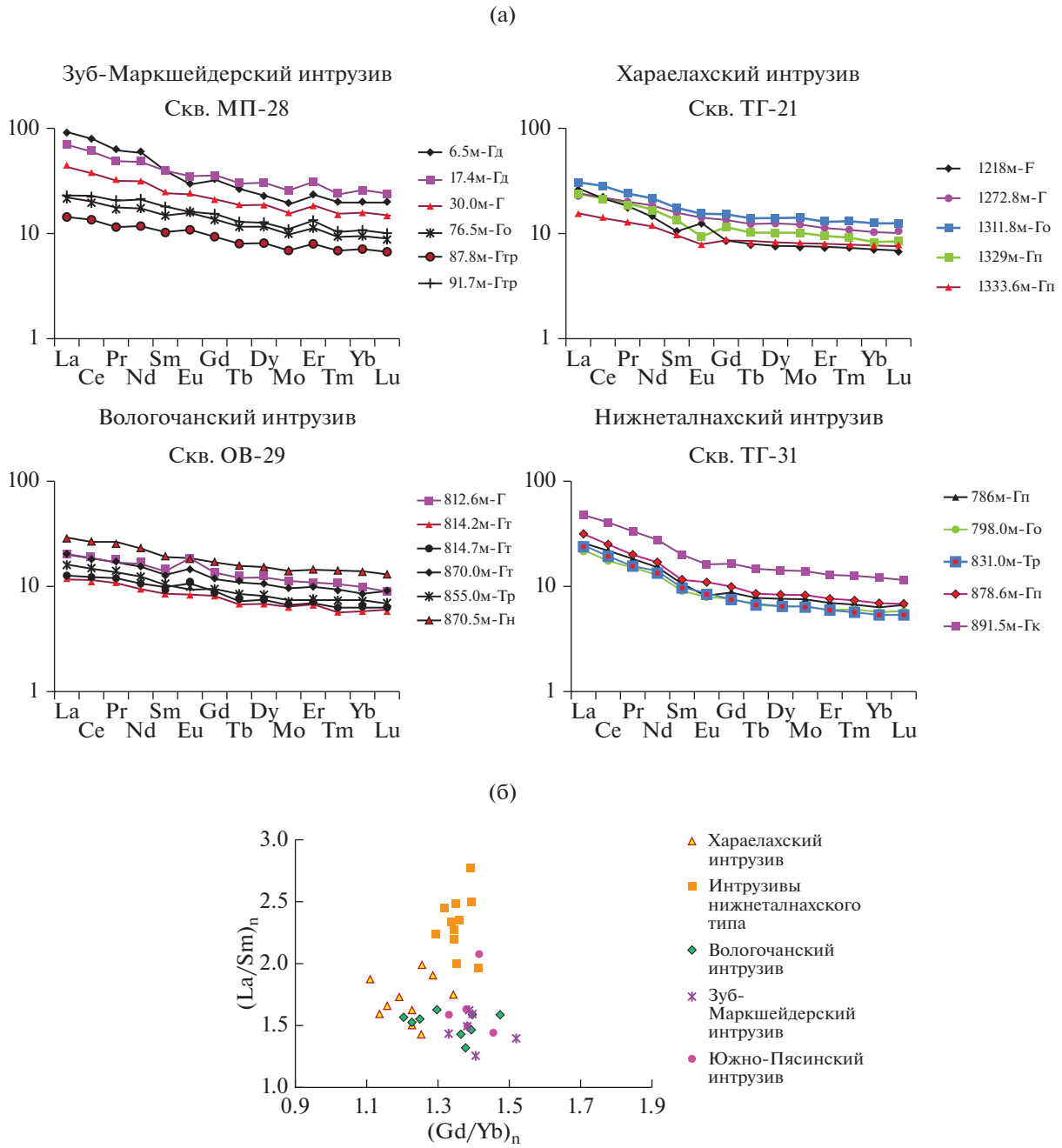

Рис. 9. Спектры распределения редкоземельных элементов интрузивов зубовского типа, Хараелахского и Нижнеталнахского интрузивов (а), нормированных по хондриту (Wasson, Kallemein, 1988), (б) – диаграммы $(La/Sm)_m$–$(Gd/Yb)_n$ для пород зубовского типа, Хараелахского и Нижнеталнахского интрузивов.

0.512563 до 0.512688, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ от 0.512336 до 0.512424, ε_{Nd} от 0.4 до 2.1, табл. 3), которые сопоставимы с таковыми Вологочанского интрузива ($^{143}Nd/^{144}Nd$ от 0.512475 до 0.512710, $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ от 0.512230 до 0.512438, ε_{Nd} от –1.7 до 2.4, табл. 3, рис. 10). Средние значения $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ и ε_{Nd} для пород Зуб-Маркшейдерского интрузива (0.512376 ± 0.000025 и 1.2 ± 0.5 соответственно) неотличимы от таковых в породах Вологочанского интрузива ($(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ среднее 0.512378 ± 0.000041, ε_{Nd} среднее 1.2 ± 0.8, табл. 3, рис. 11). Соответственно средний модельный возраст источника по двухкомпонентной модели T_{Nd}(DM-2st) составил 943 ± 40 млн лет для пород Зуб-Маркшейдерского интрузива и 940 ± 66 млн лет для Вологочанского интрузива. Отметим, что наименьшие

Таблица 1. Rb-Sr изотопные данные для пород Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов

Глубина, м	Порода	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (T = 0)	Ошибка (±)	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (T = 250 млн лет)
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27)							
11.0	Нкв	79.75	259.1	0.8898	0.712241	8×10^{-6}	0.709076
22.9	Нкв	76.60	283.8	0.7802	0.711338	8×10^{-6}	0.708563
27.9	Гд	77.28	236.7	0.9439	0.712076	7×10^{-6}	0.708719
41.6	Гд	34.29	323.3	0.3065	0.708709	8×10^{-6}	0.707619
56.9	Го	19.39	222.9	0.2514	0.706734	8×10^{-6}	0.705840
63.0	Го	18.19	214.7	0.2448	0.707353	8×10^{-6}	0.706482
71.2	Гп	21.04	155.2	0.3918	0.707481	9×10^{-6}	0.706088
79.5	Гп	9.07	96.11	0.2727	0.707024	8×10^{-6}	0.706054
81.7	Гп	12.46	177.4	0.2030	0.706910	8×10^{-6}	0.706188
84.7	Го	34.84	177.1	0.5685	0.708078	8×10^{-6}	0.706056
87.2	Го	28.06	173.9	0.4662	0.707511	9×10^{-6}	0.705853
89.8	Го	20.16	205.3	0.2837	0.706707	6×10^{-6}	0.705698
Вологочанский интрузив (скв. ОВ-29)							
816.8	Гд	13.26	184.8	0.2073	0.708222	26×10^{-6}	0.707129
818.6	Г	35.48	348.7	0.2940	0.708393	10×10^{-6}	0.707374
822.0	Г	31.09	242.8	0.3701	0.708247	12×10^{-6}	0.706931
824.7	Гк	41.92	312.4	0.3877	0.708506	9×10^{-6}	0.707127
828.7	Гос	30.73	299.6	0.2965	0.707826	10×10^{-6}	0.706772
833.2	Гос	20.95	249.0	0.2431	0.706955	10×10^{-6}	0.706091
838.3	Го	18.43	234.0	0.2276	0.706887	12×10^{-6}	0.706078
841.7	Го	12.95	218.9	0.1708	0.706413	8×10^{-6}	0.705806
843.3	Гп	9.74	152.8	0.1843	0.706677	16×10^{-6}	0.706022
844.0	Гп	9.35	118.9	0.2273	0.706637	5×10^{-6}	0.705829
850.2	Го	8.29	152.8	0.1569	0.706336	9×10^{-6}	0.705778
853.5	Тр	9.42	160.3	0.1698	0.706472	6×10^{-6}	0.705868
854.5	Гп	7.26	126.5	0.1659	0.706431	5×10^{-6}	0.705841
856.6	Тр	5.63	124.6	0.1305	0.706191	7×10^{-6}	0.705727
857.3	Тр	8.29	152.5	0.1571	0.706158	7×10^{-6}	0.705600
860.8	Го	15.02	179.4	0.2420	0.706930	9×10^{-6}	0.706069
862.6	Го	11.45	161.9	0.2043	0.706683	6×10^{-6}	0.705956
864.2	Го	9.71	211.1	0.1329	0.706517	6×10^{-6}	0.706045
866.4	Го	11.26	215.5	0.1510	0.707144	9×10^{-6}	0.706607
870.3	Гн	76.26	234.2	0.9414	0.711430	9×10^{-6}	0.708080

Примечание. Здесь и в последующих таблицах: Гд – габбро-долериты: Г – безоливиновые, Гос – оливинсодержащие, Го – оливиновые, Гп – пикритовые; Тр – троктолиты; Гт – такситовые; Гк – контактовые; Гн – габбронориты; Но – оливиновые нориты; Нкв – кварцевые нориты.

Таблица 2. Rb-Sr изотопные данные породообразующих минералов для Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов

Глубина, м	Порода	Минерал	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (T = 0)	Ошибка (±) × 10^{-6}	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (T = 250 млн лет)
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27)								
22.9	Нкв	*Pl*	46.01	581.7	0.2286	0.709634	7	0.708821
27.9	Гд	*Pl*	4.23	410.4	0.0298	0.705914	8	0.705808
27.9	Гд	*Px*	9.72	21.98	1.2793	0.713901	10	0.709351
41.6	Гос	*Pl*	20.98	498.5	0.1216	0.707550	8	0.707118
41.6	Гос	*Px*	1.41	26.38	0.1548	0.707407	12	0.706856
63.0	Го	*Pl*	58.09	606.9	0.2767	0.709531	6	0.708547
63.0	Го	*Px*	0.48	16.57	0.0836	0.706267	10	0.705970
79.5	Гп	*Pl*	1.80	412.2	0.0126	0.705738	7	0.705693
79.5	Гп	*Px*	0.44	16.01	0.0801	0.706231	16	0.705946
87.2	Го	*Pl*	1.21	396.3	0.0088	0.705623	8	0.705592
87.2	Го	*Px*	0.32	17.05	0.0548	0.706139	10	0.705944
87.2	Го	*Sulf*	0.45	2.3	0.5599	0.71012	66	0.708124
Вологочанский интрузив (скв. ОВ-29)								
818.6–822.0	Г	*Pl*	33.76	538.8	0.1811	0.707563	5	0.706919
818.6–822.0	Г	*Px*	1.48	23.46	0.1825	0.707124	17	0.706475
828.7–833.2	Го	*Pl*	13.63	410.6	0.0960	0.706435	7	0.706094
828.7–833.2	Го	*Px*	0.43	16.13	0.0768	0.706080	12	0.705807
841.7	Го	*Px*	0.33	20.11	0.0467	0.706033	22	0.705867
841.7	Го	*Pl*	1.23	374.3	0.0095	0.705655	6	0.705621
843.3	Гп	*Px*	0.32	19.71	0.0466	0.705953	12	0.705787
843.3	Гп	*Pl*	1.49	414.5	0.0104	0.705807	5	0.705770
862.6	Го	*Pl*	2.44	419.8	0.0168	0.705683	4	0.705623
862.6	Го	*Px*	0.77	25.16	0.0887	0.706165	8	0.705849
864.2	Го	*Pl*	2.96	393.0	0.0218	0.705803	6	0.705726
864.2	Го	*Px*	0.76	17.96	0.1221	0.706376	15	0.705942

Примечание. *Pl* – плагиоклаз, *Px* – пироксен, *Sulf* – Cu-Ni сульфиды.

значения $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i = 0.512230$ и $\varepsilon_{Nd} = -1.7$ выявлены в сульфидсодержащих породах нижней части разреза Вологочанского интрузива.

Вариации изотопного состава неодима в сосуществующих породообразующих минералах Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов обладают рядом особенностей (рис. 10, 11). Для изученных образцов Зуб-Маркшейдерского интрузива выявлено уменьшение значений $^{143}Nd/^{144}Nd$ и ε_{Nd}(250 млн лет) в ряду оливин–пироксен–плагиоклаз (табл. 4, рис. 10). При этом изотопный состав валовых проб, как правило, имеет более радиогенный изотопный состав неодима, чем таковой пироксена и плагиоклаза, и менее радиогенный, чем у оливина, обладающего наиболее высоким значением $\varepsilon_{Nd} = 5.3$. Сходная зависимость с более радиогенным составом неодима в пироксене по сравнению с плагиоклазом, выявлена для породообразующих минералов безоливинового и оливинсодержащего габбро-долерита в верхней части Вологочанского интрузива. В нижней части интрузива установлена обратная зависимость, при которой плагиоклаз всегда более радиогенен, чем пироксен (табл. 4, рис. 11).

СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Кондиционные вкрапленные руды в породах интрузивов зубовского типа образуют отдельные горизонты мощностью от 5.1 до 10.2 м в Зуб-Маркшейдерском и от 1.5 до 22 м в Южно-Пясинском и Вологочанском интрузивах, разделенные интервалом с убогой минерализацией. Они при-

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для пород Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов

Глубина, м	Порода	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Ошибка (±)	ε_{Nd} (T = 250 млн лет)
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27)							
11.0	Нкв	8.33	36.69	0.1371	0.512563	6×10^{-6}	0.4
22.9	Нкв	5.04	21.57	0.1412	0.512567	6×10^{-6}	0.4
27.9	Гд	4.89	21.49	0.1377	0.512607	5×10^{-6}	1.3
41.6	Гос	3.79	13.05	0.1758	0.512676	6×10^{-6}	1.4
56.9	Го	2.77	10.82	0.1549	0.512630	4×10^{-6}	1.2
63.0	Го	2.41	8.58	0.1701	0.512662	7×10^{-6}	1.3
71.2	Гп	2.39	8.59	0.1682	0.512647	3×10^{-6}	1.1
79.5	Гп	1.45	5.05	0.1734	0.512688	8×10^{-6}	1.7
81.7	Гп	0.18	6.65	0.1616	0.512629	6×10^{-6}	0.9
84.7	Го	2.47	9.11	0.1640	0.512629	3×10^{-6}	0.9
87.2	Го	2.02	7.55	0.1615	0.512688	6×10^{-6}	2.1
89.8	Го	2.55	8.65	0.1781	0.512670	5×10^{-6}	1.2
Вологочанский интрузив (скв. ОВ-29)							
816.8	Гд	7.76	29.50	0.1632	0.512638	3×10^{-6}	1.1
818.6	Г	3.85	13.94	0.1670	0.512650	4×10^{-6}	1.2
822.0	Г	2.40	8.43	0.1724	0.512676	7×10^{-6}	1.5
824.7	Гк	3.28	11.88	0.1671	0.512657	4×10^{-6}	1.3
828.7	Гос	2.55	9.08	0.1696	0.512647	7×10^{-6}	1.0
833.2	Гос	2.52	9.09	0.1675	0.512637	5×10^{-6}	0.9
838.3	Го	2.18	7.59	0.1738	0.512646	5×10^{-6}	0.9
841.7	Го	2.36	8.86	0.1608	0.512637	7×10^{-6}	1.1
843.3	Гп	1.78	6.44	0.1673	0.512627	14×10^{-6}	0.7
844.0	Гп	1.61	6.15	0.1578	0.512657	6×10^{-6}	1.6
850.2	Го	2.10	7.60	0.1670	0.512642	7×10^{-6}	1.0
853.5	Тр	1.74	6.28	0.1675	0.512659	5×10^{-6}	1.3
854.5	Гп	1.37	5.01	0.1657	0.512647	11×10^{-6}	1.2
856.6	Тр	1.35	4.82	0.1689	0.512669	3×10^{-6}	1.5
857.3	Тр	2.06	7.38	0.1691	0.512670	4×10^{-6}	1.5
860.8	Го	2.38	8.36	0.1722	0.512673	5×10^{-6}	1.5
862.6	Го	1.63	5.79	0.1705	0.512710	5×10^{-6}	2.2
864.2	Го	2.20	8.11	0.1643	0.512707	4×10^{-6}	2.4
866.4	Го	1.80	7.25	0.1499	0.512475	3×10^{-6}	-1.7
870.3	Гн	3.57	13.35	0.1618	0.512667	6×10^{-6}	1.7

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для породообразующих минералов Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов

Глубина, м	Порода	Минерал	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Ошибка (±)	ε_{Nd} (T = 250 млн лет)
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27)								
22.9	Нкв	*Pl*	1.30	7.96	0.0998	0.512505	7×10^{-6}	0.5
27.9	Гд	*Pl*	0.22	1.18	0.1143	0.512459	9×10^{-6}	–0.9
27.9	Гд	*Px*	15.75	68.94	0.1381	0.512529	4×10^{-6}	–0.3
41.6	Гос	*Pl*	0.31	1.66	0.1140	0.512546	9×10^{-6}	0.8
41.6	Гос	*Px*	2.54	7.80	0.1970	0.512703	8×10^{-6}	1.3
63.0	Го	*Pl*	0.59	3.30	0.1090	0.512481	8×10^{-6}	–0.3
63.0	Го	*Px*	1.76	4.30	0.2469	0.512767	7×10^{-6}	0.9
79.5	Гп	*Pl*	0.23	1.18	0.1169	0.512558	6×10^{-6}	1.0
79.5	Гп	*Px*	2.37	5.60	0.2561	0.512808	6×10^{-6}	1.4
79.5	Гп	*Ol*	0.031	0.090	0.2099	0.512932	19×10^{-6}	5.3
87.2	Го	*Pl*	0.17	0.93	0.1130	0.512534	7×10^{-6}	0.6
87.2	Го	*Px*	1.75	4.22	0.2509	0.512791	8×10^{-6}	1.3
87.2	Го	*Ol*	0.031	0.111	0.1699	0.512747	11×10^{-6}	3.0
Вологочанский интрузив (скв. ОВ-29)								
818.6–822.0	Г	*Pl*	0.43	1.98	0.1304	0.512580	7×10^{-6}	1.0
818.6–822.0	Г	*Px*	1.24	2.91	0.2584	0.512816	8×10^{-6}	1.5
828.7–833.2	Го	*Pl*	0.42	2.03	0.1237	0.512585	7×10^{-6}	1.3
828.7–833.2	Го	*Px*	2.35	7.68	0.1846	0.512699	6×10^{-6}	1.6
841.7	Го	*Pl*	0.17	0.88	0.1191	0.512621	7×10^{-6}	2.1
841.7	Го	*Px*	1.68	3.90	0.2600	0.512793	4×10^{-6}	1.0
843.3	Гп	*Pl*	0.18	1.00	0.1109	0.512704	18×10^{-6}	4.0
843.3	Гп	*Px*	1.81	4.79	0.2277	0.512749	7×10^{-6}	1.2
862.6	Го	*Pl*	0.19	1.01	0.1111	0.512600	19×10^{-6}	2.0
862.6	Го	*Px*	2.48	6.25	0.2397	0.512794	4×10^{-6}	1.7
864.2	Го	*Pl*	0.19	0.97	0.1186	0.512707	15×10^{-6}	3.8
864.2	Го	*Px*	2.66	6.52	0.2465	0.512793	6×10^{-6}	1.4
864.2	Го	*Ol*	0.12	0.35	0.2046	0.512619	11×10^{-6}	–0.62

Примечание. *Pl* – плагиоклаз. *Px* – пироксен. *Ol* – оливин.

урочены к пикритовым, такситовым, нижним оливиновым, контактовым габбро-долеритам и троктолитам. Концентрация никеля в этих породах в Зуб-Маркшейдерском и Верхнеамбарнинском интрузивах варьирует в пределах 0.05–0.98 мас. %, меди 0.05–0.94 мас. %, а в Вологочанском и Южно-Пясинском интрузивах – 0.12–0.67 до 1.37 мас. % и 0.12–1.66 до 2.66 мас. % соответственно (см. ESM_7.pdf (Suppl. 7)[4]). Отношение Ni/Cu составляет 0.30–2.50. Содержание суммы ЭПГ – от 0.25–3.91 до 5.42 г/т в Зуб-Маркшейдерском и Пясино-Вологочанском интрузивах соотвественно. В безрудных породах – габбро-диоритах, кварцевых норитах, габбронноритах, безоливиновых верхних оливиновых габбро-долеритах концентрация никеля составляет 0.01–0.04 мас. %, меди 0.01–0.05 мас. %, Ni/Cu – 1.0–2.2, ΣЭПГ < 0.50 г/т.

В пикритовых, оливиновых габбро-долеритах и троктолитах сульфиды образуют глобулярные линзовидные и изометричные выделения размером от 5–20 до 130 мм, часто расслоенные на пирротиновую и халькопиритовую зоны, а также мелкие (менее 2 мм) ксеноморфные вкрапленники. В такситовых габбро-долеритах сульфиды развиты в виде крупных (до 15 мм) ксеноморфных

[4] Для интрузивов зубовского типа в соответствующих таблицах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно представлены:
(Suppl. 7), ESM_7.pdf: Содержание цветных и платиновых металлов в породах интрузивов зубовского типа;
(Suppl. 8), ESM_8.pdf: Состав сульфидов в рудах интрузивов зубовского типа.

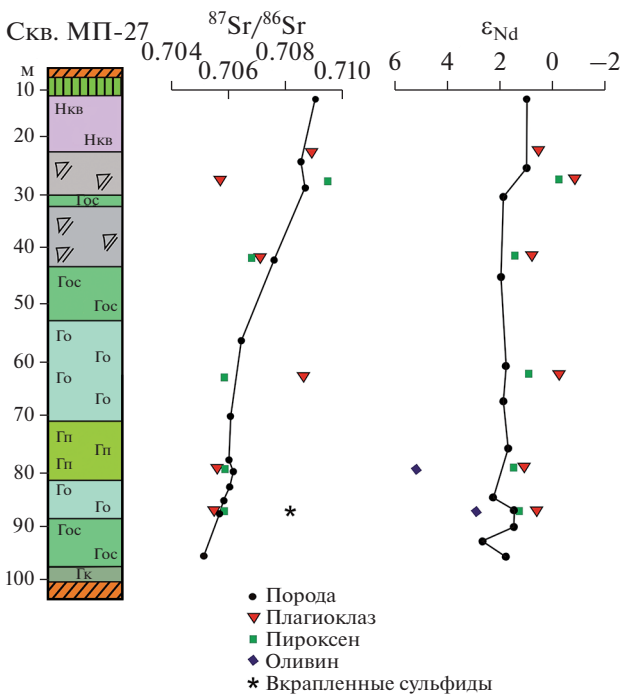

Рис. 10. Изменение значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ε_{Nd} в разрезе Зуб-Маркшейдерского интрузива (на возраст 250 млн лет).

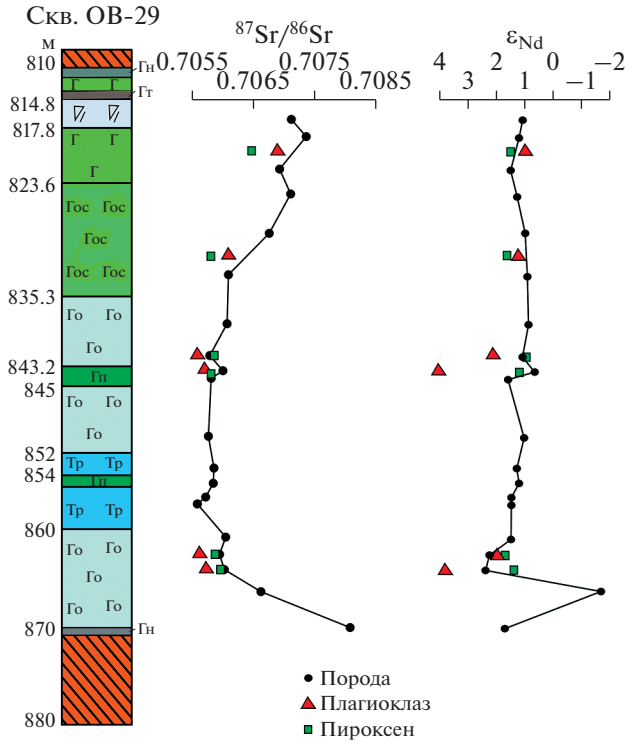

Рис. 11. Изменение значений $^{87}Sr/^{86}Sr$ и ε_{Nd} в разрезе Вологочанского интрузива (на возраст 250 млн лет).

вкрапленников. Количество сульфидов в этих породах составляет 1–3 до 8–15 об. %.

В породах верхней габбровой, габброноритовой серии количество сульфидов редко превышает 1 об. %.

Выделяются несколько минеральных ассоциаций сульфидов (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)). В габбро-диоритах, кварцевых норитах, габброноритах верхних оливинсодержащих габбро-долеритах сульфиды представлены двумя ассоциациями: 1 – пирит + миллерит + халькопирит и 2 – пирротин + + тиошпинели железа, никеля и кобальта. Пирит в этих породах – главный рудный минерал – до 90 об. % сульфидов. Кристаллы пирита здесь зональны с чередованием зон, обогащенных никелем и кобальтом (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8) и табл. 3 в (Служеникин, Криволуцкая, 2015)). Миллерит (до 20 об. % сульфидов) образует пластины и таблицы величиной до 0.3 мм. Халькопирита не более 20 об. %. Такие миллерит-пирротиновые ассоциации, скорее всего, являются вторичными развивающимися по халькопирит-пентландит-пирротиновой вкрапленности.

Ассоциации троилит ± железистый гексагональный пирротин + кубанит + железистый пентландит + халькопирит + железистый халькопирит ± талнахит ± путоранит и железистый гексагональный пирротин + пентландит + халькопирит характерны для руд в пикритовых габбро-долеритах и троктолитах. Троилит и гексагональный пирротин могут образовывать как самостоятельные зерна, так и сростки. Троилит практически лишен примеси никеля, а в гексагональном пирротине его концентрация не превышает 0.28 мас. % (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)).

С троилитом ассоциирует железистый пентландит (до 41 мас. % Fe), а с гексагональным пирротином – пентландит, в котором содержание железа и никеля примерно равны (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)). Минералы группы халькопирита составляют в этих рудах 10–30 об. % всех сульфидов. Представлены они собственно халькопиритом, железистым халькопиритом, путоранитом и талнахитом. Железистый халькопирит, путоранит и талнахит содержат примесь никеля (до 0.81 мас. %, см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)). Кубанит представлен пластинчатой разновидностью.

В такситовых, нижних оливиновых и контактовых габбро-долеритах сульфиды представлены ассоциацией: гексагональный и моноклинный пирротин + пентландит + халькопирит. К подошве интрузивов гексагональный пирротин сменяется моноклинным. Соответственно, концентрация никеля в нем изменяется от 0.25 до 1.76 мас. %. Закономерно изменяется и состав ассоциирующего с ним пентландита – от умеренного железистого до никелистого (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)).

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Содержание элементов платиновой группы (ЭПГ) в рудах в сумме изменяется в пределах 0.22–3.91 до 7.8 г/т, золото 0.05–0.49 г/т, серебра 0.50–8.30 г/т. Концентрация благородных металлов в этих рудах значительно меньше, чем в аналогичных рудах рудоносных интрузивов норильского типа.

Найдены следующие минералы платиновых металлов: Te-соболевскит, Te-инсизваит, масловит, паоловит, звягинцевит, атокит, нигглиит, мертиит-II, гуанглинит, минералы состава $Pd_2(As, Sb)$, $Pd_2(Sn, As)$, Pd_3Pb, $(Pd, Ni)_2As$. В золото-серебряных сплавах содержание серебра составляет 34–49 мас. %.

В такситовых габбро-долеритах в верхних эндоконтактах Пясино-Вологочанских интрузивов содержания Ni варьируют в пределах 0.10–0.13 мас. %, Cu – 0.13–0.24 мас. %. Сульфиды представлены ассоциациями: моноклинный пирротин + никелевый пентландит + халькопирит и никелевый пентландит + халькопирит (см. ESM_8.pdf (Suppl. 8)). Содержание никеля в пентландите 36–43 мас. %, а в пирротине до 2.7 мас. %. Концентрация ЭПГ в этих рудах достигает 3.92 г/т (см. ESM_7.pdf (Suppl. 7)). Отношение ΣЭПГ (г/т)/S (мас. %) варьирует в пределах 1.27–3.12, что выше, чем во вкрапленных рудах основного горизонта, но ниже, чем в малосульфидных рудах верхнего эндоконтакта интрузивов норильского типа. В малосульфидных рудах обнаружены сперрилит, котульскит, мертиит-II, мелонит, минерал состава $Pd_2(As, Sb)$. В верхнем эндоконтакте Верхнеамбарнинского интрузива, в оливиновых норитах содержание ЭПГ составляет 4.96 г/т (см. ESM_7.pdf (Suppl. 7)). Здесь развиты Pd-содержащие никелин и герсдорфит с мелкими включениями минерала состава $Pd_5(As, Sb)_2$.

ИЗОТОПНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ S- И Cu-СУЛЬФИДНЫХ РУД

Изотопные составы серы и меди в образцах вкрапленных сульфидных руд приведены в табл. 5. Сульфидные руды Зуб-Маркшейдерского интрузива характеризуются значениями $\delta^{34}S$ от –2.4 до 5.7‰ при среднем значении 1.3‰ и среднеквадратичном отклонении (СКВО) 2.3‰ и $\delta^{65}Cu = -0.1 \pm 0.15$‰. Эти значения отличаются от таковых Вологочанского и Южно-Пясинского интрузивов, где $\delta^{34}S$ варьирует от 5.1 до 8.5‰ при среднем – 7.0‰ и СКВО 1.2‰, тогда как $\delta^{65}Cu$ изменяется от –1.1 до –0.4‰ при среднем – 0.7‰ и СКВО 0.3‰.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петролого-геохимические ограничения условий кристаллизации интрузивов зубовского типа

Дифференцированность интрузивов зубовского типа, широкое развитие в них пород богатых оливином, наличие вкрапленных руд позволяет отнести их к норильскому комплексу. Расслоенность этих интрузивов менее четкая, чем рудоносных массивов норильского типа. Характерным признаком интрузивов зубовского типа является значительное развитие троктолитов. Троктолиты и пикритовые габбро-долериты занимают центральную часть интрузивов среди оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов. Довольно широко развиты, особенно в Верхнеамбарнинском массиве, контаминированные породы – кварцевые нориты, габбронориты и гибридно-метасоматические породы, богатые кварцем, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом. На гибридное происхождение этих пород указывал М.Н. Годлевский (1959). Кварцевые нориты и габбронориты встречаются и в рудоносных интрузивах норильского типа, но в них они развиты очень локально, непосредственно на контакте с аргиллитами. На контаминированность вмещающими породами норитов и габбронеритов указывает широкое развитие в них глиноземистого ортопироксена (до 6 мас. % Al_2O_3) и кварца, а также многочисленные реликты кордиеритсодержащих роговиков. В.В. Рябов и другие (Рябов, 1992; Рябов и др., 2000) полагают, что ортопироксен может быть образован за счет окисления оливина. Это противоречит таким фактам как отсутствие реакционных соотношений этих минералов в оливиновых норитах и насыщенность этих пород кварцем.

По петрографо-геохимическим данным, в строении интрузивов зубовского типа выделяется центральная расслоенная серия, характеризующаяся устойчивым трендом дифференциации снизу вверх, очевидно, отражающим внутрикамерную кристаллизацию в спокойных условиях закрытой системы. Основным механизмом дифференциации было осаждение (гравитационное и в условиях двойной тепловой и химической конвекции) кумулусных плагиоклаза и оливина, что определило накопление кремнезема и истощение расплава по Ca и Mg снизу вверх. Контрастная зональность плагиоклаза указывает на его продолжительную субликвидусную кристаллизацию, тогда как узкий диапазон химических вариаций состава оливина свидетельствует, скорее, о сравнительно ограниченном температурном диапазоне его кристаллизации.

Петрография, геохимия и, что важнее, особенности локализации пород краевых серий – нижней и верхней – не согласуются с их происхождением в результате фракционной дифференциации той же порции магнезиального расплава, из которой кристаллизовалась центральная серия. Мы предполагаем, что краевые серии кристалли-

Таблица 5. Изотопный состав S и Cu во вкрапленных рудах Зуб-Маркшейдерского, Вологочанского и Южно-Пясинского интрузивов

№ скв., глубина, м	Порода	Минеральная ассоциация	$\delta^{34}S$, ‰	$\delta^{65}Cu$, ‰
Зуб-Маркшейдерский интрузив (скв. МП-27, 28)				
МП-27				
11.0	Нкв	*Py*	5.7	н/о
22.9	Нкв	*Py*+*Cpp*	0.8	н/о
27.9	Гд	*Py*	3.7	н/о
41.6	Гос	*Py*	4.7	н/о
79.5	Гп	$Tr + Pn^{Fe} + Cpp$	3.9	–01
87.2	Го	$Tr + Po_h + Pn + Cpp$	–0.1	–0.1
87.2 (дубль)	Го	$Tr + Po_h + Pn + Cpp$	–0.4	н/о
89.8	Гос	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	0.2	н/о
94.9	Гос	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	–2.0	н/о
96.9	Г	$Po_h + Pn + Cpp$	0.0	н/о
97.3	Г	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	–2.4	н/о
97.4	Г	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	–0.5	н/о
97.4	Г	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	–0.7	н/о
97.5	Г	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	–0.1	н/о
МП-28				
87.5	Тр	$Po_h + Pn + Cpp$	–1.3	н/о
89.5	Тр	$Tr + Po_h + Pn + Cpp$	3.3	н/о
91.7	Тр	$Po_h + Pn + Cpp$	2.6	н/о
92.0	Гт	$Po_h + Pn + Cpp$	1.6	н/о
98.0	Гт	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	2.5	н/о
105.4	Г	$Pn + Py + Cpp$	1.9	н/о
Вологочанский интрузив (скв. ОВ-29)				
814.2	Гт	$Pn^{Ni} + Cpp$	7.7	н/о
814.7	Гт	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	6.6	н/о
843.3	Гп	$Tr + Pn^{Fe} + Cpp$	5.7	н/о
853.9	Тр	$Tr + Pn^{Fe} + Cpp$	5.1	–0.5
854.5	Гп	$Tr + Pn^{Fe} + Cpp$	8.5	–1.1
862.6	Го	$Tr + Po_h + Pn + Cpp$	7.9	–1.0
862.6 (дубль)	Го	$Tr + Po_h + Pn + Cpp$	7.9	н/о
864.2	Го	$Tr + Po_h + Pn + Cpp$	5.6	–0.4
864.5	Го	$Tr + Po_h + Pn + Cpp$	5.9	н/о
867.5	Го	$Tr + Po_h + Pn + Cpp$	7.2	–0.5
870.0	Гн	$Po + Pn + Cpp$	7.8	–0.8
Южно-Пясинский интрузив (скв. НВ-12)				
1161.3	Гт	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	7.35	н/о
1161.3 (дубль)	Г	$Po_m + Pn^{Ni} + Cpp$	6.27	н/о
1253.2	Го	$Po_h + Pn + Cpp$	8.99	н/о
1267.6	Го	$Po_h + Pn + Cpp$	6.22	н/о

Примечание. н/о – не определялся. *Py* – пирит, *Ccp* – халькопирит, *Tr* – троилит, *Pn* – пентландит, *Po* – пирротин.

зовались из более ранних инъекций этого расплава, которые внедрялись в непрогретый магмовод и камеру, что сопровождалось существенными потерями энергии и, возможно, ранних фенокристов на путях внедрения. Продуктами кристаллизации таких частично фракционированных расплавов явились наиболее ранние контактовые габбро-долериты и такситовые габбро-долериты, имеющие, чаще всего, резкие контакты с перекрывающими оливиновыми и пикритовыми габбро-долеритами. Такая последовательность внутрикамерного внедрения рассмотрена в деталях А.П. Лихачевым (1997) и подтверждается результатами моделирования с использованием программы COMAGMAT на примере Талнахского интрузива (Криволуцкая и др., 2001). В ходе внутрикамерной кристаллизации ранние расплавы испытывали значительную локальную контаминацию как вдоль нижнего, так и вдоль верхнего контакта при ассимиляции брекчированных вмещающих пород. Наложение последствий дифференциации и ассимиляции боковых пород привело к обогащению летучими компонентами, снижению температуры кристаллизации и расширению ликвидус-солидусного интервала, что отразилось в неравномерной зернистости вплоть до пегматоидных разностей, текстурной гетерогенности и присутствию миндалин в породах краевых серий. Более широкое развитие гибридных пород в верхнем эндоконтакте по сравнению с нижним, скорее всего, связано с фракционным накоплением или восходящей миграцией менее плотной остаточной жидкости. Обогащение летучими и несовместимыми элементами верхних горизонтов интрузивов приводит и к более широкому развитию постмагматических щелочных метасоматитов, избирательно замещающих кислые породы эндоконтакта и обломочные породы экзоконтакта. Флюид при этом поступает как из магматического источника кристаллизующегося расплава, так и из химически растворенных ксенолитов осадочных пород, что приводит к проявлению прогрессивно коровых изотопных характеристик в верхних горизонтах, как это обсуждается ниже. Таким образом, появление гибридно-метасоматических гранитоподобных пород верхнего эндоконтакта объясняется двумя факторами – кристаллизационной дифференциацией, при которой остаточные расплавы обогащаются кремнеземом, щелочами и фосфором и кремнещелочным метасоматозом на постмагматическом этапе образования массивов. Локальное отсутствие некоторых типов пород в краевых сериях, как, например, отсутствие такситовых разновидностей в нижней краевой серии в пересечении скв. МП-27, скорее всего, связано с особенностями локальной динамики поступающего расплава, которая отражается в сложной морфологии хонолитов, осложненных раздувами, пережимами и апофизами (см. рис. 2а).

Петрохимические данные (рис. 3, 4, 7 и 8) показывают, что кристаллизация начиналась от верхнего и нижнего контакта с образованием краевых серий, при этом фронт кристаллизации расслоенной серии существенно сдвигался вверх относительно слоя наиболее химически примитивных пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов. Подобная асимметричная зональность характерна и для других хонолитов Норильского региона (Годлевский, 1959; Коровяков и др., 1963; Рябов и др., 2000). Такая зональность отличается от классического разреза, когда остывание направлено внутрь интрузива от нижнего и верхнего контакта с образованием наиболее фракционированных пород в месте встречи верхнего и нижнего фронтов кристаллизации, как это описано для Скаергаарда (McBirney, Noyes, 1979). Мы связываем это различие с более высокой первичной и вторичной (индуцированной контаминацией) флюидонасыщенностью норильских расплавов, масштаб которой влиял на скорость кристаллизации и степень дифференциации интрузивных тел, а также на интенсивность отделения и апгрейдинга сульфидной жидкости.

Ограничения на происхождение базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района по данным Nd-Sr изотопии

Известно, что мантийные базит-гипербазитовые магмы тесно связаны с платноидно-медно-никелевыми рудами, предопределяя значимую роль ювенильных мантийных производных при обсуждении генезиса интрузивов норильского типа. Выполненные изотопные исследования (Os, Pb, Hf, Nd и Sr) (Wooden et al., 1992; Walker et al., 1994; Czamanske et al., 1994; Hawkesworth et al., 1995; Туганова, Шергина, 1997, 2003; Arndt et al., 2003; Dobretsov et al., 2008; Петров и др., 2009; Malitch, Latypov, 2011; Malitch et al., 2010, 2013, 2018; Изотопная геология ..., 2017; Малич и др., 2018а; Прасолов и др., 2018) позволили охарактеризовать особенности различных вещественных источников при формировании промышленных базит-гипербазитовых интрузивов и ассоциирующего сульфидного платиноидно-медно-никелевого оруденения.

Одним из информативных параметров, позволяющих идентифицировать источник вещества магматических пород, являются начальные изотопные составы стронция и неодима. По данным Nd-Sr изотопной систематики (табл. 1, 3) породы Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов проявляют отчетливую однородность в отношении изотопного состава неодима ($\varepsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.5$ и $\varepsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.8$ соответственно) при сходных значительных вариациях радиогенного значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (0.70570–0.70908 и 0.70560–0.70808 соответственно). Избыток радиогенного стронция в породах данных интрузивов относительно значений недеплетированной мантии ($^{87}Sr/^{86}Sr$ 0.7035–0.7045, Балашов, 1985; Фор, 1989 и др.) подчеркивает сложность их образования, обусловленную воздействием на породы интрузивов различных процессов

(ассимиляции, метасоматоза и др.), обогативших первичные магмы радиогенным стронцием. Для вертикальных разрезов интрузивов выявлены различные значения изотопного состава стронция с минимальными значениями в оливинсодержащих породах и их резком увеличении в приконтактовых частях интрузивов (рис. 10, 11).

Весьма показателен разрез *Зуб-Маркшейдерского* интрузива (рис. 10), в котором породы из нижней части расслоенной серии и верхней его части характеризуются наиболее контрастными изотопными составами стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 0.705698–0.706088 и 0.708565–0.709708 соответственно), а оливинсодержащее габбро в центральной части интрузива – промежуточным значением ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.707619). Различие составов радиогенного стронция в нижней и средней частях интрузива, вероятно, отображает их различную контаминацию, соответственно, при образовании в промежуточном очаге и более позднем продвижении магмы к поверхности. Наиболее радиогенные составы стронция, присущие гибридным породам в верхней части разреза ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.708565–0.709708), связаны с процессом ассимиляции вмещающих пород в современной камере. Характерно, что вкрапленные сульфиды по сравнению с породообразующими минералами также обладают более радиогенным составом стронция ($(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ = 0.708124). Данный факт свидетельствует о том, что сульфидное вещество обладает другим изотопным составом стронция, чем сосуществующие с ним силикаты, т.е. изотопно-неоднородно по отношению к силикатной матрице. Данный феномен трудно объяснить с позиции коровой контаминации сульфидного вещества в современной интрузивной камере, что свидетельствует в пользу его контаминации в земной коре, при этом уровень глубин и характер контаминанта требуют дальнейшего изучения.

Для *Вологочанского* интрузива в ряду плагиоклаз–пироксен–валовая проба Sr-изотопные данные в породах из средней и нижней частях интрузива (гл. 833.2–864.2 м, рис. 11) имеют минимальные значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ при их незначительных вариациях (0.7057–0.7061). Вверх и вниз по разрезу выявлено закономерное увеличение значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$: 0.7066–0.7068 для габброидной части интрузива (гл. 822.3 и 866.4 м), 0.7070–0.7080 в габбро-диоритах верхов интрузива (гл. 816.8–822.0 м) и породах нижнего эндоконтакта интрузива (гл. 866.4–870.0 м), что связано с наибольшей ассимиляцией вмещающих пород.

В целом близкие и незначительные вариации изотопного состава неодима в породах интрузивов зубовского типа (ε_{Nd} от 0.4 до 2.1, среднее значение ε_{Nd} = 1.2 ± 0.5 для Зуб-Маркшейдерского интрузива и ε_{Nd} от –1.7 до 2.4, среднее значение ε_{Nd} = 1.2 ± 0.8 для Вологочанского интрузива, табл. 3) свидетельствуют об однородности (гомогенности) их изотопного состава. Вместе с тем гетерогенность по изотопному составу неодима наглядно проявлена на минеральном уровне. Например, по сравнению с другими породообразующими минералами оливин Зуб-Маркшейдерского интрузива характеризуется наиболее высоким значением ε_{Nd} = 5.3 (табл. 4), что свидетельствует об участии в магмогенерации вещества DM (деплетированной мантии). Ранее деплетированный компонент на севере Сибирской платформы был выявлен лишь в пикритах гудчихинской свиты Норильского региона и меймечитах Маймеча-Котуйской провинции (ε_{Nd} в диапазоне +3.7 и + 5.1; Когарко и др., 1988; Horan et al., 1995). Наименьшие значения $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i$ = 0.512230 и ε_{Nd} = –1.7 в сульфидсодержащих породах нижней части разреза Вологочанского интрузива и заметные вариации изотопных составов неодима для пород и минералов отчетливо характеризуют выявленную неоднородность, которая также проявлена в изотопном составе стронция (рис. 10, 11).

Отметим, что для акцессорных минералов из пород интрузивов зубовского типа также характерны значимые вариации изотопного состава гафния: значение $\varepsilon_{Hf}(T)$ в цирконах варьирует в пределах от –6.7 до +13.4 для Зуб-Маркшейдерского интрузива и от –2.5 до +14.6 для Вологочанского интрузива (Малич и др., 2018а). Например, для Зуб-Маркшейдерского интрузива наиболее радиогенным Hf-изотопным составом обладают цирконы из оливинсодержащего габбро. Цирконы из сульфидсодержащих пород в нижней части интрузива характеризуются менее радиогенным изотопным составом гафния ($\varepsilon_{Hf}(T)$ от –1.1 до +5.6, Малич и др., 2018а). Значительно менее радиогенный Hf-изотопный состав циркона ($\varepsilon_{Hf}(T)$ от –6.7 до +2.2) установлен в метасоматитах и габбро-диоритах верхней части интрузива. По начальному изотопному составу гафния большинство цирконов из данных пород расположены ниже среднего значения $\varepsilon_{Hf}(T)$ хондритового универсального резервуара (CHUR), что согласуется с гибридным происхождением этих образований. Данные Hf-изотопии цирконов свидетельствуют о том, что магмы зубовского типа представляют собой результат смешения между магмами, образованными из (1) ювенильного источника, эквивалентного деплетированной мантии, и, вероятно, (2) обогащенного источника литосферной мантии в понимании Янга и др. (Yang et al., 2006), которые взаимодействовали с веществом земной коры.

Ограниченный диапазон сходных изотопных вариаций неодима для главных разновидностей пород промышленно-рудоносных интрузивов (ε_{Nd} = 1.0 ± 0.5, Arndt et al., 2003; Malitch et al., 2010, 2013) связывался с определенным уровнем контаминации данных пород материалом земной коры, предположительно в глубоких магматических камерах, тогда как ограниченная выборка отрицательных значений ε_{Nd} (около –1.3), характерная для контактовых частей интрузивов, ин-

терпретировалась как вклад корового компонента, отражающего взаимодействие с вмещающими породами в процессе внедрения.

Таким образом, по данным изотопии Sr и Nd породы подверглись как глубинной (при подъеме магмы), так и близповерхностной (на уроне современной камеры) коровой контаминации; при этом последняя имела неодинаковое происхождение для пород верхней и нижней части интрузивов (диоритов и "такситов", соответственно). На диориты больше повлияла ассимиляция пород в современной камере, на "такситы" – "докамерный" метасоматоз (возможно, глубинный) при обмене магмы с боковыми породами в промежуточном очаге, что, по-видимому, являлось причиной выявленной неоднородности.

В целом Nd-Sr изотопно-геохимические параметры, установленные для пород интрузивов зубовского типа (рис. 12), соответствуют таковым для промышленно-рудоносных интрузивов Норильской провинции, для которых характерны относительно постоянные значения ε_{Nd} (1 ± 0.5) и неоднородные радиогенные значения $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (от 0.70552 до 0.70798, Туганова, Шергина, 1997; 2003; Arndt et al., 2003; Петров и др., 2009; Malitch et al., 2010, 2013, 2018). Таким образом, в рамках изотопной систематики ε_{Nd}–$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ выявлена тождественность рудоносных интрузивов зубовского типа и промышленно-рудоносных интрузивов норильского типа (рис. 12). При этом для интрузивов зубовского типа поле с наименее радиогенными изотопными составами стронция идентично полю пород интрузива Норильск I, а поле с большей радиогенностью Sr – полю пород Талнахского интрузива, за исключением гибридных пород Зуб-Маркшейдерского интрузива, не имеющих аналогов.

Ограничения на происхождение базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района по данным S-Cu изотопии

Ключевой вопрос о том, почему сульфидные платиноидно-медно-никелевые руды месторождений Норильской провинции содержат изотопно-тяжелую серу, обсуждался с 1960-х годов (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1966; Кузьмин, Туганова, 1977; Гриненко, 1966, 1984, 1990; Grinenko, 1985; Godlevsky, Likhachev, 1986; Дистлер и др., 1998; Пушкарев, 1997; Туганова, 2000; Li et al., 2003; Ripley et al., 2003, 2010; Ripley, Li, 2003, 2013; Malitch, Latypov, 2011; Криволуцкая, 2014а, 2014б; Malitch et al., 2014; Krivolutskaya, 2016; Iacono-Marziano et al., 2017; Малич и др., 2018а и др.).

Повышенные значения $\delta^{34}S$ сульфидов (8–13‰) в месторождениях Норильского района использовались в качестве аргумента в пользу коровой контаминации (Годлевский, Гриненко, 1963; Виноградов, Гриненко, 1966; Гриненко, 1966, 1990; Li et al., 2003; Ripley, Li, 2003, 2013; Ripley et al., 2003, 2010; Iacono-Marziano et al., 2017). Однако ассимиляция не является общепринятой точкой зрения для формирования норильских месторождений (Кузьмин, Туганова, 1977; Гриненко, 1984; Wooden et al., 1992; Дистлер и др., 1998; Пушкарев, 1997; Лихачев, 2006; Malitch, Latypov, 2011; Криволуцкая, 2014а, 2014б; Malitch et al., 2014; Krivolutskaya, 2016 и др.).

Массивные и вкрапленные руды Хараелахского и Талнахского интрузивов имеют значения $\delta^{34}S$, равные 12.6 ± 0.5 и 10.9 ± 0.6‰ соответственно (Malitch et al., 2014), что часто используется в качестве аргумента коровой контаминации как основного фактора для их образования. В этом сценарии высокие значения $\delta^{34}S$ сульфидов (8–13‰) в промышленно-рудоносных интрузивах обусловлены контаминацией родительской магмы коровой серой, обогащенной $\delta^{34}S$ (Виноградов, Гриненко, 1966; Гриненко, 1966). Предполагается, что источником серы земной коры являются ангидритсодержащие осадки, которые имеют высокие значения $\delta^{34}S$ (18–22‰, Ripley et al., 2010 и 17.8‰, Malitch, Latypov, 2011) и которые пространственно близки с промышленно-рудоносным Хараелахским интрузивом. Контаминация могла произойти либо во время внедрения поднимающейся магмы (Arndt et al., 2003), либо *in situ* (на месте современной камеры) при помощи флюидов (Li et al., 2003). Однако контаминация на месте маловероятна, так как два других промышленно-рудоносных интрузива (Талнахский и Норильск I) расположены значительно выше по разрезу над эвапоритовыми толщами (Malitch, Latypov, 2011; Krivolutskaya et al., 2012; Ripley, Li, 2013). Альтернативным объяснением является наличие мантийного источника с необычно изотопно-тяжелой серой под интрузивами норильского типа (Wooden et al., 1992; Лихачев, 2006). Л.Н. Гриненко (1984) предположила, что родоначальные магмы были сульфуризированы в промежуточных очагах сероводородсодержащими газами, которые характеризовались изотопно-тяжелой серой ($\delta^{34}S$ = +10‰).

Метасоматоз, связанный с субдукцией, использовался для объяснения тяжелых изотопов серы ($\delta^{34}S$ до +14‰) в сходных по составу сульфидных включениях (пирротин, халькопирит и пентландит) в алмазах (Chaussidon et al., 1987, 1989; Eldridge et al., 1991). Возможно, поэтому некоторые исследователи (Додин и др., 2001; Starostin, Sorokhtin, 2011) предполагали, что происхождение рудоносных магм, родоначальных для интрузивов норильского типа, может быть связано с субдукционными процессами.

В.В. Дистлер с соавторами (1988) отмечал, что осадки могут служить источником серы для сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений Норильской провинции, но не таких металлов, как Ni и платиноиды (Pd, Pt, Rh, Ru, Ir, Os). Остается не понятным, почему пространственно и временно сближенные базит-гиперба-

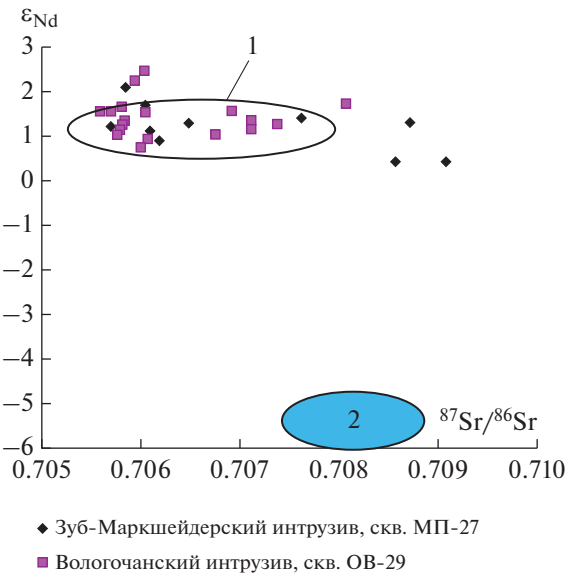

Рис. 12. Вариации начального изотопного состава в координатах ε_{Nd}–$^{87}Sr/^{86}Sr$ для пород Зуб-Маркшейдерского и Вологочанского интрузивов.
Для сравнения показаны ε_{Nd}–$^{87}Sr/^{86}Sr$ параметры рудоносных интрузивов норильского типа (1) и безрудных интрузивов нижнеталнахского типа (2).

зитовые интрузивы Норильского района, расположенные в одних и тех же осадочных толщах, содержат заметно различные пропорции коровой серы (Гриненко, 1966; Кузьмин, Туганова, 1977; Grinenko, 1985; Ripley et al., 2003; Malitch et al., 2014; Krivolutskaya, 2016 и др.).

Промышленно-рудоносные интрузивы норильского типа в порядке увеличения значения величины $\delta^{34}S$ расположены следующим образом (см. рис. 14 в статье (Служеникин и др., 2018, № 3, стр. 312); Malitch et al., 2014): Норильск I (7.5–13.8‰, среднее 9.2 ± 0.8‰), Талнахский (7.8–12.1‰, среднее 10.9 ± 0.6‰) и Хараелахский (11.5–13.6‰, среднее 12.7 ± 0.4‰). Изотопный состав серы ($\delta^{34}S$) в сульфидных рудах интрузивов зубовского типа отличаются от такового в промышленно-рудоносных интрузивах (5.1–8.5‰, среднее 7.0 ± 1.2‰ для Вологочанского интрузива и –2.4...+5.7‰, среднее 1.3 ± 2.3‰ для Зуб-Маркшейдерского интрузива) (рис. 14 в (Служеникин и др., 2018)). Таким образом, среднее значение $\delta^{34}S$ для сульфидных руд данных интрузивов охватывает диапазон более 11‰.

Вкрапленные руды Зуб-Маркшейдерского интрузива, расположенного в сульфатоносных отложениях девона, характеризуются минимальной долей так называемого “корового” компонента (среднее значение $\delta^{34}S$ = 1.3‰ со стандартным отклонением 2.3‰), что свидетельствуют о мантийном источнике серы и, следовательно, о ее мантийном происхождении (см. табл. 5). Аналогично вкрапленные руды Накохозского интрузива, которые испытали ассимиляцию большого количества вмещающих пород (Годлевский, 1959), также имеют низкие значения $\delta^{34}S$, равные +3 ... +5 (Кузьмин, Туганова, 1977; Гриненко, Степанов, 1985). Результаты по изотопии серы для Накохозского и Зуб-Маркшейдерского интрузивов несовместимы с моделью, для которой требуется ассимиляция серы земной коры в качестве необходимой предпосылки для формирования магматического месторождения. Эти результаты свидетельствуют о том, что “мантийный” изотопный состав серы первичной сульфидной минеральной ассоциации не был изменен ни во время взаимодействия в глубокой промежуточной камере, ни при продвижении к поверхности, ни при внутрикамерной ассимиляции на месте современной локализации интрузива, как это часто предполагалось (Arndt et al., 2003; Li et al., 2003; Iacono-Marziano et al., 2017 и др.). Отметим также, что сульфидсодержащие породы безрудного Нижнеталнахского интрузива характеризуются далеко не самой изотопно-тяжелой серой (среднее значение $\delta^{34}S$ = 6.4 ± 1.9‰), хотя, согласно данным Re-Os, Rb-Sr, Sm-Nd и Lu-Hf изотопии (Walker et al., 1994; Arndt et al., 2003; Петров и др., 2009; Malitch et al., 2018 и др.), испытали наибольшую степень контаминации земной корой. В качестве альтернативной гипотезы низкие значения $\delta^{34}S$ сульфидной минеральной ассоциации Зуб-Маркшейдерского интрузива могут быть связаны с взаимодействием мантийных сульфидов и гипотетического корового источника (Keays, Lightfoot, 2010), имеющего $\delta^{34}S$ около 0‰.

Сегрегация больших количеств сульфидов могла произойти в глубокозалегающей промежуточной камере в процессе коровой контаминации (Hawkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003; Lightfoot, Keays, 2005; Ripley, Li, 2013). В модели из работы (Li et al., 2009a) предполагается, что сульфиды были повторно растворены новыми магмами, перенесены в места современной локализации интрузивов, где по-новому образовались при взаимодействии магм с ангидритсодержащими породами. Однако этот сценарий трудно согласовать с однородностью величин $\delta^{34}S$ во вкрапленных и массивных сульфидных рудах Талнахского и Хараелахского интрузивов (Malitch et al., 2014), которые, как представляется, требуют наличия долгоживущей промежуточной камеры для достижения изотопной гомогенности серы. Ю.Д. Пушкарев (1997) обосновывал процесс корово-мантийного взаимодействия, которое происходило в мантии и позволяло достичь высокого уровня изотопной однородности серы.

Вопрос о том должна ли коровая сера быть вовлечена в образование сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений был критически оценен в ряде работ (Keays, Lightfoot, 2010; Ripley, Li, 2013). Тот факт, что многие крупные сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения образуются с участием внешнего источника серы, предполагает, что эффективное

концентрирование несмешивающегося сульфидного вещества, имеющего исключительно мантийный источник серы, встречается редко. Однако, если магматическая система достаточно велика, промышленные месторождения имеют возможность образоваться и без дополнительного внешнего источника серы (Ripley, Li, 2013). Таким образом, S-изотопные данные по Зуб-Маркшейдерскому, Вологочанскому и Хараелахскому интрузивам, расположенным на одном и том же стратиграфическом уровне, позволяют сделать два важных вывода: (i) взаимодействие сульфидсодержащей магмы с вмещающими породами может происходить в долгоживущей промежуточной камере задолго до внедрения интрузива и (ii) вмещающие породы, непосредственно контактирующие с интрузивом, практически не влияют на сульфидную минерализацию.

В целях выявления источников рудного вещества Cu-изотопный анализ сульфидов был апробирован для широкого спектра геологических объектов, включая сульфидные платиноидно-медно-никелевые месторождения (Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003; Malitch et al., 2014; Ripley et al., 2015; Zhao et al., 2017 и др.), порфировые месторождения (Larson et al., 2003; Graham et al., 2004; Mathur et al., 2005, 2009, 2012; Asael et al., 2007; Wu et al., 2017), скарновые месторождения (Larson et al., 2003; Graham et al., 2004; Maher, Larson, 2007), вулканогенные массивные сульфидные отложения и современные черные курильщики (Zhu et al., 2000; Rouxel et al., 2004; Mason et al., 2005), другие гидротермальные отложения (месторождения самородной меди Мичигана, Larson et al., 2003), осадочные Cu месторождения (Asael et al., 2007) и др.

К характерным особенностям изотопного состава меди в различных рудообразующих системах относятся: (1) значения δ^{65}Cu обогащенных медью минералов, которые близки к нулю; (2) диапазон значений δ^{65}Cu в большинстве геологических образований превышает 1‰; (3) минералы, подверженные низкотемпературным окислительно-восстановительным процессам, имеют более переменные значения δ^{65}Cu, чем минералы, образовавшиеся при высоких температурах (Larson et al., 2003; Mathur et al., 2009, 2012 и ссылки в них).

Данные об изотопном составе меди для расслоенных интрузивов, таких как Бушвелд, Стиллуотер и Сэдбери, с которыми ассоциируют мировые платиноидные и медно-никелевые месторождения (Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003) характеризуются ограниченным диапазоном значений δ^{65}Cu в халькопирите, не превышающем 1–1.5‰, при этом основной кластер значений δ^{65}Cu составляет от –0.23 до +0.13‰ (Zhu et al., 2000) или от –0.20 до –0.1‰ (Larson et al., 2003). Аналогичные или даже более узкие диапазоны значения величины δ^{65}Cu были зарегистрированы в мантийном перидотите (от 0.0 до 0.18‰, Ben Othman et al., 2006), базальтах (от –0.10 до –0.03‰; Luck et al., 2003) и гранитах (от –0.46 до 1.51‰, с основным кластером в пределах от –0.14 до ≤0.25‰ и средним δ^{65}Cu 0.01 ± 0.30‰ (n = 30, при исключении двух образцов, выходящих за пределы кластера основных данных, Li et al., 2009b). Эти результаты показывают, что фракционирование изотопов меди в процессах земной дифференциации незначительны. Однако углистые хондриты обладают значениями δ^{65}Cu в диапазоне от –1.5 до 0.0‰, а обычные хондриты вместе с железными метеоритами варьируют в пределах от –0.5 до 0.5‰ (Luck et al., 2003, 2005), что свидетельствует о фракционировании изотопного состава меди (Luck et al., 2003, 2005). Следует отметить, что морская вода имеет δ^{65}Cu от 0.75 до 1.35‰, что намного тяжелее, чем предполагалось (Bermin et al., 2006).

Неожиданно высокие δ^{65}Cu вариации, достигающие более 3‰ (–2.3 до +1.0‰), были выявлены в сульфидных рудах промышленно-рудоносных интрузивов Норильского района (Служеникин и др., 2018; Malitch et al., 2014). Эти результаты превышают типичный диапазон значений δ^{65}Cu в высокотемпературных сульфидах, образованных мантийными магмами (от –1.0 до 1.0‰; Zhu et al., 2000; Larson et al., 2003 и др.). Изотопно-тяжелая медь установлена во вкрапленных Cu-Ni сульфидных рудах интрузива Норильск I (δ^{65}Cu = –0.1...+0.6‰), ее максимальное значение в горизонте малосульфидных руд (δ^{65}Cu = 1.0 ± 0.15‰). Изотопный состав меди в массивных и вкрапленных сульфидных рудах Хараелахского интрузива является относительно изотопно-легким (δ^{65}Cu от –2.3 до –0.9‰). Для большинства сульфидных вкрапленных и массивных руд Талнахского интрузива наблюдается незначительное облегчение изотопного состава меди (δ^{65}Cu варьирует от –1.1 до 0.0‰).

Таким образом, вкрапленные сульфидные руды интрузивов зубовского типа (см. рис. 16 в статье (Служеникин и др., 2018, № 3, стр. 314)), как и большинство других базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района, попадают в узкий интервал значений δ^{65}Cu (от –1.1 до 0‰), типичный для вкрапленных и массивных руд промышленно-рудоносного Талнахского интрузива (δ^{65}Cu (среднее) = –0.24 ± 0.25‰ и –0.7 ± 0.4‰ соответственно, Malitch et al., 2014), углистых хондритов и железных метеоритов (Luck et al., 2003, 2005).

Различные процессы могут потенциально вызывать наблюдаемый сдвиг в Cu-изотопном составе сульфидных ассоциаций, включая (i) наличие магм/сульфидных жидкостей с различным изотопным составом, (ii) магматическое и/или (iii) немагматическое фракционирование изотопов меди. Показано, что окислительно-восстановительные реакции играют важную роль во фракционировании изотопов Cu при низких температурах (Zhu et al., 2002; Graham et al., 2004; Rouxel

et al., 2004; Asael et al., 2006; Markl et al., 2006). В общем случае вариации изотопного состава меди могут быть обусловлены фракционированием флюидно-минеральных веществ во время осаждения, физико-химическими условиями флюида (например, окислительно-восстановительными изменениями), влиянием гидротермальных процессов (Graham et al., 2004; Rouxel et al., 2004) и фракционированием между различными сложными соединениями в растворе (Maréchal, Albarède, 2002). Было также показано, что окислительно-восстановительные реакции продуцируют богатые Cu минералы в различных валентных состояниях, т.е. Cu(I) и Cu(II), и могут дополнительно варьировать в зависимости от солености раствора (Mason et al., 2005). В порфировых медных отложениях значения δ^{65}Cu составляют значительный диапазон от –16.96 до +9.98‰ (Mathur et al., 2009 и ссылки в нем): халькопирит из первичной высокотемпературной минерализации имеет относительно ограниченный кластер значений δ^{65}Cu от +1 до –1‰, тогда как вторичные минералы, образованные при низкотемпературных процессах, имеют значения δ^{65}Cu от –16.96 до +9.98‰ (Mathur et al., 2009). Вторичный халькопирит обладает относительно тяжелым изотопным составом меди, при этом δ^{65}Cu изменяется от –0.3 до 6.5‰, тогда как минералы выщелачивания, в которых доминируют Fe-оксиды (ярозит, гематит и гетит), характеризуются относительно легким составом меди (δ^{65}Cu от –9.9 до 0.14‰, Mathur et al., 2009), что свидетельствует о вторичной природе изотопных вариаций. Окислительно-восстановительные процессы считаются ответственными за изотопно-легкую медь халькопирита в стратиформных осадочных месторождениях меди, где Cu-сульфиды образуются при взаимодействии Cu-содержащих растворов с H_2S, образованного путем бактериального восстановления внутрипоровой воды, содержащей сульфаты (Asael et al., 2007).

Принято считать, что значительное изменение изотопных составов меди является результатом вторичных процессов, ни один из которых не может быть приложим к высокотемпературным сульфидным рудам Норильского района. Мы полагаем, что сдвиг значений δ^{65}Cu для руд Хараелахского интрузива (от –2.3 до –0.9‰) можно объяснить магматическим фракционированием изотопов меди. Несколько образцов сульфидов данного интрузива имеют изотопно-легкую медь, аналогичную той, что характерна для самородной меди Арылахского интрузива (δ^{65}Cu = –1.9 ± 0.15‰, Malitch et al., 2014), который может рассматриваться в качестве внешнего источника меди. Однако сходные значения δ^{65}Cu для вкрапленных и массивных руд Хараелахского интрузива могут свидетельствовать о том, что родоначальная магма для данного интрузива имела наиболее легкий изотопный состав меди, отличный от значений δ^{65}Cu, характерных для первичных магм, сформировавших Талнахский и Норильский интрузивы. Таким образом, мы полагаем, что значения δ^{65}Cu сульфидных руд для большинства базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района отражают их первичную характеристику и не является результатом смешивания разных источников, хотя нельзя исключить возможность магматического фракционирования изотопов меди и/или ассимиляции внешнего материала в отношении сульфидных руд Хараелахского интрузива.

ВЫВОДЫ

1. Интрузивы зубовского типа представляют собой дифференцированные интрузивы, схожие по строению с рудоносными интрузивами норильского типа, но в них отсутствует четкая расслоенность, характерная для последних.

2. В ультрабазитовых частях разрезов интрузивов широко развиты и часто преобладают троктолиты. Троктолитовые и пикритовые габбро-долериты занимают положение в разрезе интрузивов среди оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов в пределах центральной расслоенной серии. Ультраосновные породы интрузивов зубовского типа, по сравнению с рудоносными интрузивами норильского типа, имеют более низкие концентрации хрома.

3. Нижняя и верхняя краевые серии сложены контактовыми и такситовыми габбро-долеритами. Контаминированные и гибридно-метасоматические гранитоподобные породы более распространены в верхнем эндоконтакте, что связывается с накоплением остаточной жидкости и постмагматических флюидов в верхней части магматической камеры. Такситовые габбро-долериты в породах интрузивов зубовского типа развиты не так широко, как в интрузивах норильского типа и часто выпадают из разреза.

4. В рамках изотопной систематики ε_{Nd}–$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ выявлена тождественность рудоносных интрузивов зубовского типа и промышленно-рудоносных интрузивов норильского типа. При этом изотопный состав валовых проб, как правило, имеет более радиогенный изотопный состав неодима, чем таковой пироксена и плагиоклаза, и менее радиогенный, чем у оливина, обладающего наиболее высоким значением ε_{Nd} = 5.3, свидетельствующим об участии в магмогенерации вещества деплетированной мантии.

5. По данным Cu-изотопной систематики вкрапленные сульфидные руды интрузивов зубовского типа, как и большинство других базит-гипербазитовых интрузивов Норильского района, попадают в узкий кластер значений δ^{65}Cu (от –1.1 до 0‰), типичный для вкрапленных и массивных руд промышленно-рудоносного Талнахского интрузива (Malitch et al., 2014).

6. Вкрапленные руды зубовских интрузивов гораздо беднее, чем в норильских. Широко развиты в них низкосернистые ассоциации сульфи-

дов. По данным S-изотопной систематики образцы сульфидных руд интрузивов зубовского типа отличаются от изотопного состава серы ($\delta^{34}S$) промышленно-рудоносных интрузивов (5.1–8.5‰, среднее значение 7.0 ± 1.2‰ для Вологочанского интрузива и –2.4...+5.7‰, среднее значение 1.3 ± 2.3‰ для Зуб-Маркшейдерского интрузива). S-изотопные данные по Зуб-Маркшейдерскому и Вологочанскому интрузивам, расположенным на одном и том же стратиграфическом уровне, свидетельствуют о том, что ассимиляция серы из вмещающих пород могла происходить в долгоживущей промежуточной камере задолго до внедрения интрузива. При этом вмещающие породы, непосредственно контактирующие с интрузивами зубовского типа, внесли незначительный вклад в общий баланс сульфидной серы в интрузивах.

7. Выявленные Nd-Sr-S-Cu изотопно-геохимические параметры пород и руд являются важным оценочным признаком/критерием для обнаружения богатых сульфидных платиноидно-медно-никелевых руд.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность С.Е. Борисовскому, Т.И. Головановой, А.И. Якушеву, Е.О. Дубининой, коллегам и единомышленникам из ООО “Норильскгеология”, ИГЕМ РАН и ФГУП ВСЕГЕИ за содействие на разных этапах данного исследования. Мы благодарны рецензентам Р.М. Латыпову и Е.В. Шаркову за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

Источники финансирования. Исследования выполнены по проекту РФФИ (грант № 18-05-70073 Ресурсы Арктики) при поддержке НИР № АААА-А18-118052590026-5 Госзадания ИГГ УрО РАН. Изотопные анализы частично выполнены при поддержке Территориального агентства по недропользованию по Красноярскому краю (госконтракт 7Ф-ТАО/2005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балашов Ю.А. Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли. М.: Наука, 1985. 221 с.

Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многокомпонентного анализа горных пород методом масс-спектроскопии с индуктивно связанной плазмой // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.

Виноградов А.П., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса // Геохимия. 1966. № 1. С. 3–14.

Говердовская Т.Г. Новые данные о морфологии Зубовской дифференцированной интрузии // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Материалы II норильской геологической конференции, Норильск. 1971а. С. 85–87.

Говердовская Т.Г. Пясино-Вологочаская дифференцированная интрузия // Геология и полезные ископаемые Норильского района. Материалы II норильской геологической конференции, Норильск. 1971б. С. 84–85.

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Гостехметиздат, 1959. 68 с.

Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // Геохимия. 1963. № 1. С. 35–39.

Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса // Геология рудн. месторождений. 1966. Т. 8. № 4. С. 15–30.

Гриненко Л.Н. Сероводородсодержащие газовые залежи как источник серы при сульфуризации магм промышленно-рудоносных интрузий Норильского района // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 3. С. 730–732.

Гриненко Л.Н. Источники вещества и условия формирования сульфидных медно-никелевых руд по изотопно-геохимическим данным // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 57–66.

Гриненко Л.Н., Степанов В.К. Изотопные соотношения и содержания серы в дифференцированных интрузиях Имангдинского рудного узла // Геохимия. 1985. С. 1406–1416.

Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л. и др. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.

Додин Д.А., Чернышев Н.М., Чередникова О.И. Металогения платиноидов крупных регионов России. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 2001. 302 с.

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра, 1988. 279 с.

Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.В. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975. 432 с.

Изотопная геология Норильских месторождений. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2017. 348 с.

Когарко Л.Н., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Тептелев М.П. Изотопные критерии генезиса меймечитового магматизма // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 4. С. 939–942.

Коровяков И.А., Нелюбин Л.Е., Райкова З.А., Хортова Л.К. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 101 с.

Криволуцкая Н.А. Мантийная природа изотопно-тяжелой серы в рудах Норильских месторождений // Докл. АН. 2014а. Т. 254. № 3. С. 319–321.

Криволуцкая Н.А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2014б. 305 с.

Криволуцкая Н.А., Арискин А.А., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплавов и степени раскристаллизации исходной магмы // Петрология. 2001. Т. 9. № 5. С. 451–479.

Кузьмин В.К., Туганова Е.В. Новые данные по изотопному составу серы медно-никелевых руд северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 122–125.

Лихачев А.П. Трапповый магматизм и платино-медно-никелевые месторождения в Норильском районе // Отечественная геология. № 10. 1997. С. 8–19.

Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузивы Полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2018а. 287 с.

Малич К.Н., Степашко А.А., Баданина И.Ю., Служеникин С.Ф. Петрохимическая и геохимическая неоднородность промышленно-рудоносного ультрамафит-мафитового интрузива НорильскI (Россия) // Тр. ИГГ УрО РАН. 2018б. № 165. С. 123–130.

Петров О.В., Малич К.Н., Туганова Е.В. и др. Опытно-методические работы по разработке прогнозно-поискового изотопно-геохимического комплекса на металлы платиновой группы, золото, медь, никель и кобальт в расслоенных массивах севера Центральной Сибири (Красноярский край) // Изв. ВСЕГЕИ (Электронный ресурс). СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2009. Т. 8(56). С. 248–262.

Покровский Б.Г., Служеникин С.Ф., Криволуцкая Н.А. Условия взаимодействия норильских траповых интрузий с вмещающими породами по изотопным (O, H, C) данным // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 56–80.

Прасолов Э.М., Сергеев С.А., Беляцкий Б.В. и др. Исследование изотопов He, Ar, S, Cu, Ni, Re, Os, Pb, U, Sm, Nd, Rb, Sr, Lu и Hf в породах и рудах Норильских месторождений // Геохимия. 2018. № 1. С. 50–69.

Пушкарев Ю.Д. Два типа взаимодействия корового и мантийного вещества и новый подход к проблемам глубинного рудообразования // Докл. АН. 1997. Т. 335. № 4. С. 524–526.

Рябов В.В. Оливин сибирских траппов как показатель петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1992. 116 с.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические породы Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Нонпарель, 2000. 408 с.

Служеникин С.Ф., Криволуцкая Н.А. Пясино-Вологочанский интрузив: геологическое строение и платиномедно-никелевые руды (Норильский район) // Геология рудн. месторождений. 2015. Т. 57. № 5. С. 424–444.

Служеникин С.Ф., Малич К.Н., Григорьева А.В. Базит-гипербазитовые дифференцированные интрузивы круглогорского типа: петрология и рудоносность (Норильский район) // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 282–316.

Туганова Е.В. Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. СПб.: Изд. ВСЕГЕИ, 2000. 102 с.

Туганова Е.В., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимические особенности пород интрузий норильского типа // Недра Таймыра. 1997. Вып. 2. С. 114–122.

Туганова Е.В., Шергина Ю.П. Изотопно-геохимическая дискретность пород рудоносных интрузий талнахско-норильского типа и генетические следствия // Региональная геология и металлогения. 2003. № 17. С. 140–146.

Туровцев Д.М. Контактовый метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 318 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Чернова Н.А. Дифференцированная трапповая интрузия г. Зуб в Норильском районе // Геология и геофизика. 1961. № 5. С. 65–72.

Arndt N.T., Czamanske G.K., Walker R.J. et al. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Economic Geology. 2003. V. 98. P. 495–515.

Asael D., Matthews A., Butler I. et al. ^{65}Cu/^{63}Cu fractionation during copper sulphide formation from iron sulphides in aqueous solution // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70 (18 suppl. 1). P. A23.

Asael D., Matthews A., Bar-Matthews M., Halicz L. Copper isotope fractionation in sedimentary copper mineralization (Timna Valley, Israel) // Chemical Geology 2007. V. 243. P. 238–254.

Ben Othman D., Luck J.M., Bodinier J.L. et al. Cu-Zn isotopic variations in the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70 (18 suppl. 1). P. A46.

Bermin J., Vance D., Archer C., Statham P.J. The determination of the isotopic composition of Cu and Zn in seawater // Chemical Geology. 2006. V. 226. № 3–4. P. 280–297.

Chaussidon M., Albarède F.L., Sheppard S.M.F. Sulphur isotope heterogeneity in the mantle from ion microprobe measurements of sulphide inclusions in diamond // Nature. 1987. V. 330. P. 242–244.

Chaussidon M., Albarède F.L., Sheppard S.M.F. Sulphur isotope variations in the mantle from ion microprobe analyses of micro-sulphide inclusions // Earth and Planetary Science Letters. 1989. V. 92. P. 144–156.

Czamanske G.K., Wooden J.L., Zientek M.L. et al. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Noril'sk-Talnakh ore-forming system // Eds. P.C. Lightfoot, A.J. Naldrett, Proceedings of the Sudbury – Noril'sk Symposium: Spec. Publ. 5. Geological Survey, Ontario. 1994. P. 313–342.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implication for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. V. 100. P. 66–92.

Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S. et al. Isotopic evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation // Nature. 1991. V. 353. P. 649–653.

Ernst R.E., Buchan K.L. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // J. Geodynamics. 2002. V. 34. P. 309–342 (Erratum: J. Geodynamics. 2002. V. 34. P. 711–714).

Godlevsky M.N., Likhachev A.P. Types and distinctive features of ore-bearing formations of copper-nickel deposits // Eds. G.H. Friedrich, A.D. Genkin, A.J. Naldrett et al. Geology and metallogeny of copper deposits. Berlin: Springer-Verlag, 1986. P. 124–134.

Graham S., Pearson N., Jackson S. et al. Tracing Cu and Fe from source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit // Chemical Geology. 2004. V. 207. P. 147–169.

Grinenko L.N. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbro-dolerite intrusions of the northwest Siberian platform // International Geology Review. 1985. V. 28. P. 695–708.

Hawkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralisation in the Siberian flood basalts // Lithos. 1995. V. 34. P. 61–88.

Horan M.F., Walker R.J., Fedorenko V.A., Czamanske G.K. Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and spatial evolution of Siberian flood basalts sources // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 5159–5168.

Iacono-Marziano G., Ferraina C., Gaillard F. et al. Assimilation of sulfate and carbonaceous rocks: Experimental study, thermodynamic modeling and application to the Noril'sk-Talnakh region (Russia) // Ore Geology Reviews. 2017. V. 89. P. 399–413.

Keays R.R., Lightfoot P.C. Crustal sulfur is required to form magmatic Ni-Cu sulfide deposits: evidence from chalco-

phile element signatures of Siberian and Deccan Trap basalts // Mineralium Deposita. 2010. V. 45. P. 241–257.

Krivolutskaya N.A. Siberian traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk Area. Springer International Publishing Switzerland, 2016. 364 p.

Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Snisar S.G. et al. Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt-Cu-Ni sulfide deposit, Noril'sk Region, Russia: Implications for relationship of ore-bearing intrusions and lavas // Mineralium Deposita. 2012. V. 47. P. 69–88.

Larson P.B., Maher K., Ramos F.C. et al. Copper isotope ratios in magmatic and hydrothermal ore-forming environments // Chemical Geology. 2003. V. 201. № 3–4. P. 337–350.

Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J. Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: Implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits // Economic Geology. 2003. V. 98. P. 69–86.

Li C., Ripley E.M., Naldrett A.J. A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts // Economic Geology. 2009a. V. 104. № 2. P. 291–301.

Li W.-Q., Jackson S.E., Pearson N.J. et al. The Cu isotopic signature of granites from the Lachlan Fold Belt, SE Australia // Chemical Geology. 2009b. V. 258. P. 38–49.

Lightfoot P.C., Keays R.R. Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian Trap, Noril'sk Region: implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // Economic Geology. 2005. V. 100. P. 439–462.

Lightfoot P.C., Hawkesworth C.J., Hergt J. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. P. 171–188.

Luck J.-M., Ben Othman D., Barrat J.A., Albarede F. Coupled ^{63}Cu and ^{16}O excesses in chondrites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 143–151.

Luck J.-M., Ben Othman D., Albarede F. Zn and Cu isotopic variations in chondrites and iron meteorites: early solar nebula reservoirs and parent-body processes // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 5351–5363.

Maher K.C., Larson P.B. Variation in copper isotope ratios and controls on fractionation in hypogene skarn mineralization at Coroccohuayco and Tintaya, Peru // Economic Geology. 2007. V. 102. P. 225–237.

Malitch K.N., Latypov R.M. Re-Os and S-isotope constraints on timing and source heterogeneity of PGE-Cu-Ni sulfide ores: a case study at the Talnakh ore junction (Russia) // Canadian Mineralogist. 2011. V. 49. № 6. P. 1653–1677.

Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Magmatic evolution of the ultramafic-mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U-Pb and Hf-isotope data on zircon // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 159. № 6. P. 753–768.

Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L., Badanina I.Yu. Hafnium-neodymium constraints on source heterogeneity of the economic ultramafic-mafic Noril'sk-1 intrusion (Russia) // Lithos. 2013. V. 164–167. P. 36–46.

Malitch K.N., Latypov R.M., Badanina I.Yu., Sluzhenikin S.F. Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): evidence from copper and sulfur isotopes // Lithos. 2014. V. 204. P. 172–187.

Malitch K.N., Belousova E.A., Griffin W.L. et al. Chapter 7 – New insights on the origin of ultramafic-mafic intrusions and associated Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk and Taimyr provinces, Russia: evidence from radiogenic- and stable-isotope data // Eds. S. Mondal, W.L. Griffin, Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas Through Space and Time. Elsevier Inc., 2018. P. 197–238.

Maréchal C., Albarède F. Ion-exchange fractionation of copper and zinc isotopes // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 1499–1509.

Markl G., Lahaye Y., Schwinn G. Copper isotopes asmonitors of redox processes in hydrothermal mineralization // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 4215–4228.

Mason T.F.D., Weiss D.J., Chapman J.B. et al. Zn and Cu isotopic variability in the Alexandrinka volcanic-hosted massive sulphide (VHMS) ore deposit, Urals, Russia // Chemical Geology. 2005. V. 221. P. 170–187.

Mathur R., Ruiz J., Titley S. et al. Cu isotopic fractionation in the supergene environment with and without bacteria // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. № 22. P. 5233–5246.

Mathur R., Titley S., Barra F. et al. Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits // Journal of Geochemical Exploration. 2009. V. 102. № 1. P. 1–6.

Mathur R., Ruiz J., Casselman M.J. et al. Use of Cu isotopes to distinguish primary and secondary Cu mineralization in the Canariaco Norte porphyry copper deposit, Northern Peru // Mineralium Deposita. 2012. V. 47. P. 755–762.

McBirney A.R., Noyes R.M. Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion // J. Petrology. 1979. V. 20. P. 487–554.

Pin C., Joannon S., Bosq Ch. et al. Precise determination of Rb, Sr, Ba, and Pb in geological materials by isotope dilution and ICP-quadrupole mass spectrometry following separation of the analytes // Journal of Analytical Atomic Spectrometry. 2003. V. 18. P. 135–141.

Reichow M.K., Pringle M.S., Al'mukhamedov A.I. et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 277. P. 9–20.

Richard P., Shimizu N., Allègre C.J. ^{143}Nd/^{146}Nd a natural tracer: an application to oceanic basalts // Earth and Planetary Science Letters. 1976. V. 31. P. 269–278.

Ripley E.M., Li C. Sulfur isotope exchange and metal enrichment in the formation of magmatic Cu-Ni-PGE deposits // Economic Geology. 2003. V. 98. P. 635–641.

Ripley E.M., Li C. Sulfide saturation in mafic magmas: is external sulfur required for magmatic Ni-Cu-PGE ore genesis? // Economic Geology. 2013. V. 108. P. 45–58.

Ripley E.M., Lightfoot P.C., Li C., Elswick E.R. Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: Implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 2805–2817.

Ripley E.M., Li C., Moore C.H., Schmitt A.K. Micro-scale S isotope studies of the Kharaelakh intrusion, Noril'sk region, Siberia: Constraints on the genesis of coexisting anhydrite and sulfide minerals // Geochim. Cosmochim. Acta. 2010. V. 74. P. 634–644.

Ripley E.M., Dong S., Li C., Wasylenki L.E. Cu isotope variations between conduit and sheet-style Ni-Cu-PGE sulfide mineralization in the Midcontinent Rift System, North America // Chemical Geology. 2015. V. 414. P. 59–68.

Rouxel O., Fouquet Y., Ludden J.N. Copper isotope systematics of the Lucky Strike, Rainbow, and Logatchev seafloor hydrothermal fields on the Mid-Atlantic Ridge // Economic Geology. 2004. V. 99. P. 585–600.

Sluzhenikin S.F., Krivolutskaya N.A., Rad'ko V.A. et al. Ultramafic-mafic intrusions, volcanic rocks and PGE-Cu-Ni sulfide deposits of the Noril'sk Province, Polar Siberia. Field trip guidebook // 12th International Platinum Simposium (Ed. O.N. Simonov). Yekaterinburg: IGG UB RAS, 2014. 80 p.

Starostin V.I., Sorokhtin O.G. A new assessment of the Noril'sk-type deposits origin // Moscow University Geology Bulletin. 2011. V. 66. № 2. P. 73–83.

Walker R.J., Morgan J.W., Horan M.F. et al. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type ore-bearing intrusions, Siberia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 4179–4197.

Wasson J.T., Kallemeyn G.W. Composition of chondrites // Philosophical Transactions of the Royal Society. 1988. P. 535–544.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Bouse R.M. et al. Pb isotope data indicate a complex mantle origin for the Norilsk-Talnakh ores, Siberia // Economic Geology. 1992. V. 87. P. 1153–1165.

Wu L.-Y., Hu R.-Z., Li X.-F. et al. Copper isotopic compositions of the Zijinshan high-sulfidation epithermal Cu-Au deposit, South China: Implications for deposit origin // Ore Geology Reviews. 2017. V. 83. P. 191–199.

Yang J.-H., Wu F.-Y., Chung S.-L. et al. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence // Lithos. 2006. V. 89. P. 89–106.

Zhao Y., Xue C., Liu S.-A. et al. Copper isotope fractionation during sulfide-magma differentiation in the Tulaergen magmatic Ni-Cu deposit, NW China // Lithos. 2017. V. 286–287. P. 206–215.

Zhu X.K., Guo Y., Williams R.J.P. et al. Mass fractionation processes of transition metal isotopes // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 200. P. 47–62.

Zhu X.K., O'Nions R.K., Guo Y. et al. Determination of natural Cu-isotope variation by plasma-source mass spectrometry: implications for use as geochemical tracers // Chemical Geology. 2000. V. 163. P. 139–149.

Differentiated Mafic-Ultramafic Intrusions of the Zubovsky Type in the Noril'sk Region: Petrochemical and Geochemical Characteristics, and Ore Potential

S. F. Sluzhenikin[1], K. N. Malitch[2], D. M. Turovtsev[1], A. V. Grigorieva[1], and I. Yu. Badanina[2]

[1]*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

[2]*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Ekaterinburg, Russia*

Intrusions of the Zubovsky type, having many similar features with mesocratic intrusions of the Noril'sk type, are characterized by several signatures: 1) predominance of troctolite in the ultramafic part of intrusions and an insignificant occurrence of ultramafic horizons or their absence; 2) the subordinate position of ultramafic rocks and troctolites relative to olivine and olivine-bearing gabbro-dolerites, frequently with appearance of several maxima of accumulation of olivine cumulus; 3) a weakly expressed horizon of taxitic gabbro-dolerite or its absence; 4) the wide distribution of leucocratic hybrid-metasomatic rocks and hybrid quartz- and cordierite-bearing norites and gabbronorites in contacts with aluminosilicate sequences; 5) generally low ore content with the prevalence of disseminated ore horizons among troctolites and ultramafic rocks and almost complete absence of massive sulfide ores. Compositional and Nd-Sr-Cu-S isotope-geochemical features of rocks and sulfide ores from the Zubovsky type intrusions (i.e., Zub-Marksheider and Vologochan) were firstly evaluated. The silicate material of the Zub-Marksheider and Vologochan intrusions is characterized by similar Nd-Sr isotopic parameters ($\varepsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.5$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70685 \pm 0.00127$ and $\varepsilon_{Nd} = 1.2 \pm 0.8$, $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.70634 \pm 0.00068$, respectively), which are close to those in the economic ore-bearing intrusions of the Noril'sk region. The isotopic composition of whole-rock samples generally has a more radiogenic isotopic composition of neodymium than that of pyroxene and plagioclase, and less radiogenic than that of olivine. The highest ε_{Nd} value (ca. 5.3) of olivine indicates the involvement of the depleted mantle material in magma generation. Copper-sulfur isotope data for sulfide ores of the Zub-Marksheide and Vologochan intrusions differ from each other ($\delta^{34}S = 1.3 \pm 2.3‰$, $\delta^{65}Cu = -0.1 \pm 0.15‰$ and $\delta^{34}S = 7.0 \pm 1.2‰$, $\delta^{65}Cu = -0.7 \pm 0.3‰$, respectively). The copper isotopic composition of sulfide mineralization of both intrusions is close to that of the massive and disseminated sulfide ores from the Talnakh deposit of the Noril'sk region. S-isotope data suggest that the immediate country rocks had little effect on sulfide mineralization. The identified Nd-Sr-S-Cu isotope-geochemical parameters of rocks and ores are proposed to be useful in search for Ni-Cu-PGE sulfide ores.

Keywords: Noril'sk region, Zubovsky type intrusions, Nd-Sr isotope data, sulfide ores, S-Cu isotope data, material sources, origin

ПЕТРОЛОГИЯ, 2020, том 28, № 5, с. 545–560

УДК 550.42

ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА В СИСТЕМЕ ФЕНОКРИСТ–РАСПЛАВ: ОЦЕНКА РАВНОВЕСИЙ В ЩЕЛОЧНЫХ ЛАВАХ ВУЛКАНА ЧАНБАЙШАНЬ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КИТАЙ)

© 2020 г. Е. О. Дубинина[a], *, О. А. Андреева[a], А. С. Авдеенко[a], И. А. Андреева[a], Ji Jianqing[b]

[a] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия*

[b] *School of Earth and Space Sciences of Peking University, Peking, China*

**e-mail: elenadelta@gmail.com*

Поступила в редакцию 02.08.2019 г.
После доработки 08.09.2019 г.
Принята к публикации 27.09.2019 г.

Рассмотрены механизмы возникновения неравновесных соотношений в изотопном составе кислорода между фенокристами оливина, плагиоклаза и матриксом пород вулкана Чанбайшань, изменяющихся по составу от щелочных базальтов до щелочных риолитов. В ряду трахиандезибазальт–трахит–комендит–пантеллерит наблюдается закономерное возрастание величины $\delta^{18}O$ в полевом шпате (от 5.4 до 7.8‰) и в основной массе породы (от 5.6 до 7.1‰). В этом же ряду уменьшаются значения $\delta^{18}O$ в оливине: от 5.35‰, что соответствует таковым в мантийных перидотитах, до существенно более низких (3.88–4.14‰). Одновременно фиксируется изменение магнезиальности оливина – от богатого форстеритовым миналом (*Fo* = 74–79) до практически чистого фаялита (*Fo* = 1). Установлена прямая корреляция между магнезиальностью оливина и величиной $\delta^{18}O$ в нем. Показано, что полевой шпат близок к изотопному равновесию кислорода с матриксом породы, в то время как между оливином и матриксом, а также между оливином и полевым шпатом изотопное равновесие кислорода отсутствует. Рассмотрены основные механизмы, приводящие к нарушению изотопного равновесия кислорода в системе минерал–расплав. Предложен подход к оценке изотопного равновесия кислорода между фенокристами и расплавом, при котором учитывается степень его полимеризации, выраженная через отношение NBO/T. Такой подход позволяет объяснить положительную корреляцию между величиной $\delta^{18}O$ и магнезиальностью оливина в лавах вулкана Чанбайшань, а также возникновение низких, вплоть до +3‰, значений $\delta^{18}O$ в железистом оливине из щелочно-салических пород. Наблюдаемые соотношения величины $\delta^{18}O$ в оливине и матриксе породы отражают изменения степени полимеризации расплавов в ходе кристаллизационной дифференциации. В рамках предложенной модели не требуется привлечение дополнительных геологических процессов, подразумевающих участие субстрата с низкими значениями величины $\delta^{18}O$ при формировании дифференцированной серии пород вулкана Чанбайшань.

Ключевые слова: изотопное фракционирование кислорода, фенокрист, расплав, оливин, плагиоклаз, NBO/T, дифференциация, вулкан Чанбайшань

DOI: 10.31857/S0869590320030036

ВВЕДЕНИЕ

Оценка степени изотопного равновесия кислорода между минералами-фенокристами и окружающим их матриксом породы является актуальной задачей в области изотопной геохимии кислорода порфировых пород. Считается, что система фенокрист–расплав должна быть близка к равновесию в силу высоких скоростей диффузии (Farver, 2010; Lesher, 2010 и др.) и малых коэффициентов фракционирования изотопов кислорода, что характерно для большинства силикатных расплавов и минералов при высоких температурах (Bigeleisen, Mayer, 1947; Chacko et al., 2001; Clayton, Kieffer, 1991). Если для мантийных выплавок достижение внутреннего изотопного равновесия, по-видимому, не является проблемой, то для расплавов, претерпевших дальнейшую эволюцию, отсутствие объемного изотопного равновесия кислорода между минералами-фенокристами и матриксом породы может оказаться, скорее, правилом, чем исключением (Bindeman et al., 2008; Genske et al., 2013). Например, часто наблюдается отсутствие изотопного равновесия кислорода между фенокристами оливина и вмещающим их

матриксом в основных и ультраосновных породах, что интерпретируется как отражение изотопного равновесия оливина с мантийными расплавами более ранних стадий (Day et al., 2014; Genske et al., 2013; Günther et al., 2018). Нужно отметить, что оценки степени изотопного равновесия в системе фенокрист–расплав на данный момент основаны на очень небольшом количестве экспериментальных данных (Muehlenbachs, Kushiro, 1974; Appora et al., 2003), эмпирических построениях (Eiler, 2001; Kalamarides, 1986) и полуэмпирическом расчете (Zhao, Zheng, 2003). Отсутствие систематических знаний о равновесных коэффициентах фракционирования изотопов кислорода между минералами-фенокристами и расплавами является основной причиной, которая не позволяет однозначно установить, находятся фенокристы в равновесии с окружающим их матриксом породы или нет.

Среди механизмов, приводящих к отсутствию объемного изотопного равновесия кислорода между фенокристом и расплавом, наиболее очевидным является локально-равновесная кристаллизация минерала из расплава, в котором независимо от процесса кристаллизации изменяется величина $\delta^{18}O$, например, за счет контаминации или глубокой кристаллизационной дифференциации (DePaolo, 1981; Taylor, 1980). Для реализации этого механизма необходимо, чтобы изотопное равновесие по всему объему кристалла не успевало устанавливаться по мере изменения изотопного состава среды кристаллизации, что может произойти при изоляции кристаллической фазы от изотопного обмена либо за счет удаления, либо за счет низкой скорости диффузии кислорода в минерале (Dubinina, Lakshtanov, 1997). Таким образом, для термоустойчивых минералов, таких как оливин или циркон (Valley, 2003; Cherniak, Watson, 2003; Gérard, Jaoul, 1989; Chakraborty, 2010), отсутствие объемного изотопного равновесия с окружающими минералами или расплавом в случае быстрого остывания должно наблюдаться наиболее часто (Dodson, 1973; Giletti, 1986; Valley, 2001).

При быстром остывании отсутствие изотопного равновесия кислорода фенокристов с матриксом породы может наблюдаться даже для минералов с высокими скоростями диффузии. Например, в кислых вулканитах района Кавказских Минеральных Вод (КМВ) наблюдается характерная корреляция величин $\delta^{18}O$ в фенокристах полевого шпата и во флогопите с этой величиной в основной массе породы, обусловленная контаминацией расплава карбонатным материалом (Дубинина и др., 2010). Как было показано, отсутствие внутреннего изотопного равновесия кислорода в порфировых породах лакколитов района КМВ было обусловлено высокой скоростью остывания и низкой активностью воды в расплаве.

Отсутствие объемного изотопного равновесия между расплавом и минералом может быть следствием быстрого изменения коэффициента фракционирования кристалл–расплав, например, при резком снижении температуры или изменении состава расплава во время дифференциации. В последнем случае установить природу изотопного сдвига крайне сложно, поскольку при высоких степенях дифференциации существенно меняется химический состав расплава, а следовательно, и его структура – он становится, как правило, более полимеризованным. В этом случае возможно проявление изотопных эффектов, связанных с изменением степени полимеризации расплавов, которые наблюдались экспериментально (Борисов, Дубинина, 2014; Дубинина, Борисов, 2018).

Настоящая статья посвящена детальному рассмотрению изотопных соотношений кислорода между фенокристами и матриксом в серии пород, связанных единым процессом кристаллизационной дифференциации. Цель работы состоит в оценке степени объемного изотопного равновесия кислорода и поиске механизмов, определяющих соотношение величин $\delta^{18}O$ в системе фенокрист–расплав. Для достижения этой цели требовалось найти комплекс магматических пород, удовлетворяющих целому ряду требований. Во-первых, они должны иметь максимально возможный диапазон степени дифференциации, чтобы наблюдался ряд пород с максимальными вариациями состава – от основных к кислым разностям, при этом не имея признаков заметной контаминации. Во-вторых, расплавы должны иметь высокие скорости остывания, чтобы исключить фактор ретроградного изотопного обмена. В-третьих, в породах должны присутствовать фенокристы “сквозных” минералов, желательно с низкой скоростью диффузии кислорода.

Как оказалось, данным требованиям удовлетворяют щелочные лавы вулкана Чанбайшань, расположенного на границе Китая и Северной Кореи. Состав лав вулкана варьирует от трахибазальтов до щелочных риолитов, при этом отсутствуют признаки значимой контаминации магм (Hsu et al., 2000; Fan et al., 2007; Сахно, 2007, 2008; Андреева и др., 2018). Специфика минерального состава пород вулкана Чанбайшань, обусловленная их высокой щелочностью и железистостью, состоит в том, что во всем спектре вулканитов в качестве фенокристов фиксируется оливин разной магнезиальности (*Fo* (мол. % форстерита) варьирует от 78–79 до 1) и полевой шпат (от плагиоклаза (An_{74}) до анортоклаза ($An_{0.3}$)) (Андреева и др., 2018). Таким образом, в дифференциатах магматической системы вулкана Чанбайшань содержатся фенокристы двух “сквозных” минера-

лов, имеющих контрастные диффузионные характеристики – оливин и плагиоклаз. Например, при температуре 1000°C скорость диффузии кислорода в плагиоклазе может превышать скорость диффузии кислорода в оливине примерно на пять порядков (Giletti et al., 1978; Farver, Yund, 1990; Jaoul et al., 1980; Chakraborty, 2010).

Геохимические исследования пород вулкана Чанбайшань показали, что для всей магматической серии исходными расплавами являлись высокотитанистые базальтовые магмы повышенной щелочности. Их источник близок по составу к мантии океанических островов (OIB) с высокими концентрациями Ba и P_2O_5, обусловленными взаимодействием мантийного плюма с веществом субдуцированного слэба (Kuritani et al., 2011; Андреева и др., 2018). В результате исследования расплавных включений в минералах всей серии пород вулкана Чанбайшань был прослежен путь эволюции магматического расплава от базитов до комендитов и пантеллеритов, резко обогащенных редкими элементами (Th, Nb, Ta, Zr, REE) (Андреева и др., 2018). Эти исследования позволили установить, что ведущим процессом в формировании данной серии вулканических пород являлась кристаллизационная дифференциация родоначальных базальтовых магм, которая протекала в пределах малоглубинных (13–3.5 км) магматических камер в широком интервале температуры (от 1220 до 700°C) и давления (от 3100 до 1000 бар). При изучении изотопного состава Sr и Nd в трахиандезибазальтах, трахитах, комендитах и пантеллеритах вулкана Чанбайшань (Liu et al., 1998, 2015; Андреева и др., 2018) было выявлено, что кислые породы идентичны базальтам вулкана по изотопному составу Nd, но отличаются от них по изотопному составу Sr. Вариации отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ коррелируют с величиной отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$, что указывает на накопление радиогенного стронция в расплаве с высоким Rb/Sr отношением в течение короткого геологического временного интервала (Андреева и др., 2018).

Приведенные данные показывают, что щелочные вулканиты Чанбайшаня уникальны по своим характеристикам для решения поставленной нами задачи – проследить эволюцию соотношений изотопного состава кислорода минералов-фенокристов и матрикса породы в пределах единой высокодифференцированной серии, чтобы понять механизмы, контролирующие соотношения изотопного состава кислорода в системе фенокрист–расплав.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изучения были выбраны образцы, представляющие крайние члены дифференцированных пород вулкана Чанбайшань. Вулкан является наиболее крупным в пределах одноименного вулканического ареала, занимающего площадь свыше 15000 км^2 и расположенного в северной краевой части архейско-протерозойского Сино-Корейского кратона, в зоне пересечения рифтовой системы Таньлу северо-восточного простирания с Пэктусанской системой разломов северо-западного направления (Liu et al., 2015; Сахно, 2008; Андреева и др., 2014, 2018). Помимо излияния базальтовых лав, вулкан характеризуется масштабными проявлениями кислого магматизма (Ярмолюк и др., 2011): его 2700-метровый конус сложен преимущественно щелочно-салическими породами, обогащенными редкими элементами (Th, Nb, Ta, Zr, REE). Вулкан формировался в несколько этапов, включающих трещинные излияния щитовой платформы и рост конуса (2.77–0.31 и 0.52–0.02 млн лет назад соответственно; Wei et al., 2007а, 2007б), также кальдерный этап, связанный с мощнейшей эксплозией 946 г. н. э. (Oppenheimer et al., 2017) и современный посткальдерный этап (Wei et al., 2007). Лавы базальт-трахибазальт-трахиандезибазальтового состава приурочены к щитовому этапу, а в строении конуса и кальдеры преобладают щелочно-салические породы – трахиты, комендиты и пантеллериты.

Щелочные базальты, участвующие в строении щитовой постройки и кальдеры вулкана (к ним относятся обр. B-10 и BT-2), тоже близки между собой по геохимическим характеристикам (Андреева и др., 2018). Они представляют собой высокотитанистые (TiO_2 до 2.9 мас. %), железистые ($Fe_2O_{3общ}$ до 9.8 мас. %), глиноземистые (Al_2O_3 до 17.8 мас. %) породы с высокими содержаниями щелочей (до 6.9 мас. %) и P_2O_5 (до 0.7 мас. %) (табл. 1). Для них характерны низкие концентрации редкоземельных элементов со значительным преобладанием легких REE над тяжелыми ($(La/Yb)_N$ = 12–14). Породы обогащены Ba (до 1020 ppm в образце трахиандезибазальта B-10) и обеднены Th и U, концентрации которых не превышают 10 ppm. Концентрации щелочей увеличиваются при переходе от базальтов к трахитам. Дальнейшее увеличение содержания SiO_2 в ряду от трахитов к пантеллеритам и комендитам сопровождается незначительным снижением суммы щелочей ($Na_2O + K_2O$) и концентраций некоторых петрогенных оксидов – Al_2O_3, $FeO_{общ}$, MgO, TiO_2, CaO, P_2O_5 (табл. 1).

Щелочно-салические породы (обр. BT-26, BT-2b и BT-3) имеют схожие геохимические характеристики. Отношение $(La/Yb)_N$ в них составляет 8–13, значение Eu/Eu* не превышает 0.06. Содержания редкоземельных элементов в этих породах высокие и в сумме достигают 1000 ppm (Андреева и др., 2014, 2018). Эти породы отличаются высокой концентрацией Zr (до 2340 ppm) и низкими концентрациями Ba (до 12 ppm) и Sr (не более 5 ppm). Петрохи-

Таблица 1. Состав изученных образцов щелочных лав вулкана Чанбайшань

Компоненты	B-10	BT-2	BT-26	BT-2b	BT-3
SiO_2	52.18	52.37	67.48	71.88	70.18
TiO_2	2.87	2.25	0.42	0.24	0.33
Al_2O_3	16.33	17.82	14.19	10.79	11.27
FeO	9.77	8.64	5.69	4.44	5.88
MnO	0.14	0.11	0.13	0.08	0.12
MgO	3.89	4.17	0.2	0.19	0.17
CaO	6.63	7.24	0.91	0.37	0.46
Na_2O	4.13	4.23	6.07	5.19	6.14
K_2O	2.8	2.35	4.9	4.28	4.58
P_2O_5	0.66	0.41	0.03	0.02	0.03
П.п.п.	0	0.37	0.03	2.15	0.71
Сумма	99.4	99.95	100.06	99.63	99.87
NBO/T*	1.009	1.118	0.127	0.112	0.135

*Расчет по уравнениям из работы (Mysen, 1990).

мические характеристики трахитов определяются вариациями содержания SiO_2 (от 62 до 69 мас. %) при незначительных колебаниях отношения Na/K при сумме щелочей, равной 10–11.3 мас. % (табл. 1).

Изотопно-кислородные исследования проведены в образцах, представляющих крайние типы дифференциатов – щелочно-базальтовых и щелочно-салических: крупнопорфировых разновидностей трахиандезибазальтов, трахитов, комендитов и пантеллеритов, отобранных из разреза южного склона и в пределах щитовой постройки вулкана Чанбайшань (рис. 1).

Описание образцов

Образец трахиандезибазальтов, отобранный в пределах щитовой платформы вулкана (**обр. B-10**), является крупнопорфировой породой (рис. 2а), фенокристы которой представлены оливином, плагиоклазом и значительно реже клинопироксеном (авгитом). Гипидиоморфные кристаллы оливина имеют размеры около 0.5–1 мм, как правило, оливин не имеет зональности и характеризуется относительно железистым составом (*Fo* = 72–76.5, табл. 2). Фенокристы плагиоклаза представлены призматическими, реже таблитчатыми кристаллами размером от 0.5–7 мм, по составу отвечающими лабрадору (An_{61-69}, табл. 2). Основная масса сложена высокотитанистым авгитом (TiO_2 = 1.5–3.2 мас. %), низкомагнезиальным оливином (*Fo* = = 50–62), средним и основным плагиоклазом (An_{68-73}), титаномагнетитом, ильменитом и остаточным стеклом трахитового состава.

Трахиандезибазальты из южного обрамления кальдеры вулкана (**обр. BT-2**) представлены шлаками, для которых характерна порфировидная структура (рис. 2б). В качестве фенокристов установлены оливин, плагиоклаз и крайне редко клинопироксен. Вкрапленники оливина образуют гипидиоморфные кристаллы размером 0.1–0.3 мм и имеют магнезиальный состав (*Fo* = 78.1–79.1) (табл. 2). Плагиоклаз присутствует в виде призматических кристаллов, осложненных полисинтетическими двойниками, размеры которых варьируют от 0.5 до 1 мм в длину. По составу плагиоклаз отвечает битовниту (An_{74}, табл. 2). Основная масса частично раскристаллизована и сложена параллельно ориентированными пластинчатыми кристаллами плагиоклаза (An_{61-74}), интерстиции между которыми заполнены клинопироксеном (титанавгитом), оливином (*Fo* = 44.6–45.5),

Таблица 2. Состав фенокристов (*Ol*, *Pl*) и результаты изотопного анализа кислорода фенокристов и матрикса щелочных лав вулкана Чанбайшань

Номер образца	*T*, °C*	*T*(*Pl*-*Ol*)**	*Fo*(*Ol*)	*An*(*Pl*)	$\delta^{18}O(Pl)$, ‰	$\delta^{18}O(Ol)$, ‰	$\delta^{18}O(m)$, ‰
B-10	1180	1600	74.5 (72–77)	65 (61–69)	5.92	5.34	5.64
BT-2	1200	1670	78.5 (78–79)	74	5.87	5.35	5.81
BT-26	1050	800	3 (2–4)	1.9 (1.5–2.3)	6.24	3.88	6.44
BT-2b	700	670	12.7	0.4 (0.1–0.6)	7.22	4.14	6.90
BT-3	1020	560	0.9 (0.8–1)	0.3	7.84	3.88	7.09

*Определено методом изучения РВ, точность ±10°C. **Расчет с использованием изотопных геотермометров (Chacko et al., 2001).

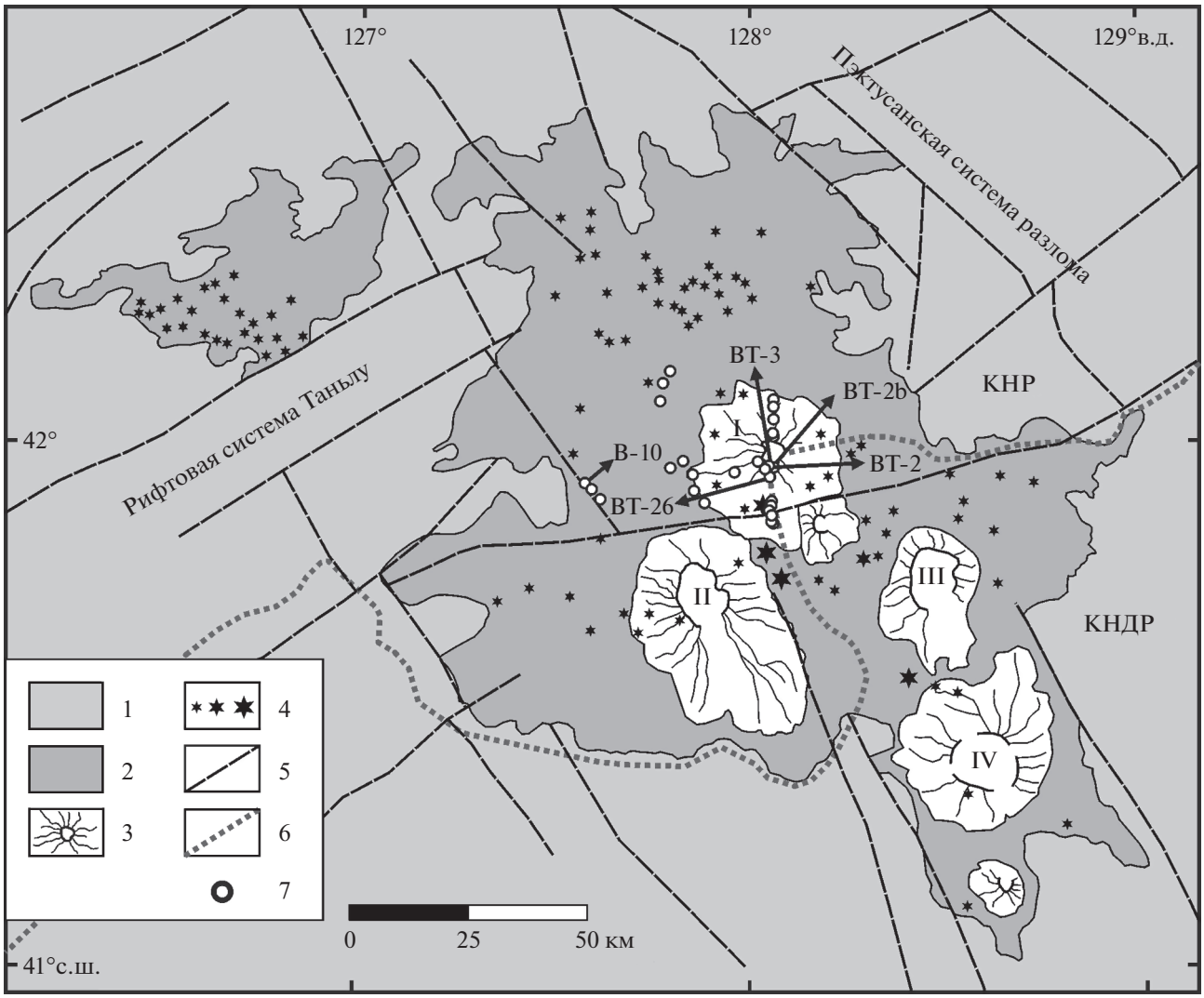

Рис. 1. Карта вулканического ареала Чанбайшань.
1 – вмещающие породы; 2 – вулканический комплекс щитовой стадии (миоцен–ранний плейстоцен); 3 – стратовулканы кальдерной стадии плиоцен-голоценового возраста (I – Чанбайшань, II – Ван-Тянь, III – Северный Баотайшань, IV – Южный Баотайшань); 4 – небольшие вулканические конусы, диатремы и купола; 5 – разломы; 6 – государственная граница, 7 – места отбора образцов.

титаномагнетитом, ильменитом, апатитом и стеклом трахиандезитового-трахитового состава.

Трахиты, отобранные на южном склоне вулкана (**обр. ВТ-26**) представляют собой порфировидные породы (рис. 2в), содержащие до 20% вкрапленников анортоклаза, субфенокристов фаялита и клинопироксена (геденбергита). В данных породах доминирует анортоклаз ($An_{1.5–2.3}$) (табл. 2), образуя прозрачные призматические кристаллы размером около 4–5 мм, иногда до 1 см в длину. Оливин в этих породах представлен практически чистым фаялитом (Fo = 2.1–3.7) (табл. 2), который образует гипидиоморфные таблитчатые кристаллы желтовато-бурого цвета размером до 0.1 мм. Содержание MgO в нем не превышает 1.4 мас. %. Фенокристы геденбергита представлены мелкими (0.2–0.4 мм) таблитчатыми, иногда ксеноморфными кристаллами зеленого цвета. Основная масса сложена агрегатом анортоклаза, геденбергита, кварца, иногда арфведсонита. В числе акцессорных минералов отмечается ильменит и титаномагнетит.

Образец комендитов представлен пемзами, отобранными в обрамлении южной части кальдеры вулкана Чанбайшань (обр. **ВТ-2b**), и также имеет порфировую структуру. Вкрапленники представлены в основном анортоклазом, иногда санидином. Редко встречаются субфенокристы фаялита и клинопироксена (феррогеденбергита). Анортоклаз ($An_{0.1–0.6}$) (табл. 2) образует короткопризматические и таблитчатые кристаллы размером 1–4 мм. В анортоклазе отмечается высокое со-

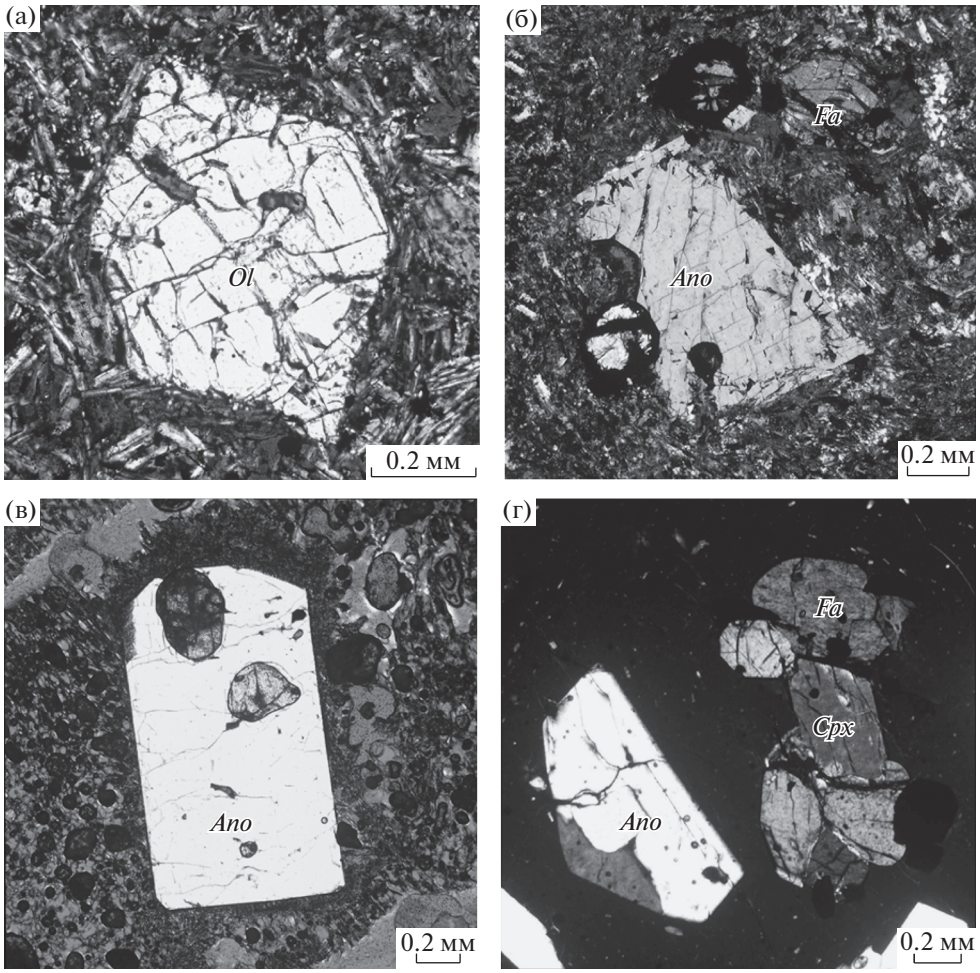

Рис. 2. Фото шлифов: (а) – трахиандезибазальта, обр. В-10, (б) – трахита, обр. ВТ-26, (в) – комендита, обр. ВТ-2b, (г) – пантеллерита, обр. ВТ-3. *Ol* – оливин, *Fa* – фаялит, *Ano* – анортоклаз, *Cpx* – клинопироксен.

держание FeO – до 0.3–0.6 мас. %. Санидин образует бесцветные таблитчатые кристаллы размером 0.2–0.4 мм. Субфенокристы фаялита образуют гипидиоморфные кристаллы таблитчатого облика с несколько скругленными ребрами. Размеры кристаллов варьируют в диапазоне 0.1–0.2 мм. Содержание MgO в фаялите (*Fo* = 12.7) не превышает 8 мас. % (табл. 2). Основная масса породы рыхлая, состоит из стекла и микролитов клинопироксена (ферросалита), щелочного амфибола (эденита), титаномагнетита и фторапатита, содержащего до 15–20% бритоллитового минала (рис. 2г). Стекло основной массы характеризуется агпатитовым (коэффициент агпаитности, *K*a = 1–1.1) трахитриолитовым составом.

Образец пантеллеритовых игнимбритов (**обр. ВТ-3**) также отобран в южной части обрамления кальдеры вулкана Чанбайшань. Фенокристы в изученных породах представлены анортоклазом, фаялитом, реже феррогеденбергитом и кварцем. Анортоклаз ($An_{0.3}$) (табл. 2) образует столбчатые кристаллы размером 3–4 мм. Фаялит (*Fo* = 0.8–1) практически не содержит MgO (менее 0.4 мас. %, табл. 2), а концентрация FeO в нем достигает 66 мас. %. Он представлен мелкими кристаллами ярко желтого цвета размером 0.2–0.4 мм. Порода имеет эвтакситовую текстуру, основная масса представлена стеклом пантеллеритового состава, среди акцессорных минералов присутствуют редкоземельный фторапатит, титаномагнетит, ильменит, пирит и медистый пирит (рис. 2г).

Изотопный анализ кислорода

Химический состав пород и минералов был изучен ранее в ИГЕМ РАН (Москва) методами рентгенофлюоресцентного анализа, ICP-MS и электронно-зондового микроанализа. Эти результаты вместе с детальным описанием методов анализа, а также описание метода изучения расплавных включений можно найти в работах О.А. Андреевой с коллегами (Андреева и др., 2014, 2018).

Изотопный анализ кислорода проводился в образцах, для которых был выполнен полный комплекс исследований, включая изучение расплавных включений. Для изучения были тщательно отобраны зерна фенокристов оливина и плагиоклаза, а также очищенные от фенокристов фрагменты матрикса породы, представленного либо стеклом, либо тонкокристаллической основной массой. Анализ проведен методом фторирования с применением лазерного нагрева (Sharp, 1990) в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Точность определения величины $\delta^{18}O$ составила ±0.1‰, калибровка измерений в шкале V-SMOW проведена относительно двух стандартов NBS 28 (кварц) и UWG 2 (гранат) (Valley et al., 1995). Детали методики описаны в работе (Dubinina et al., 2015).

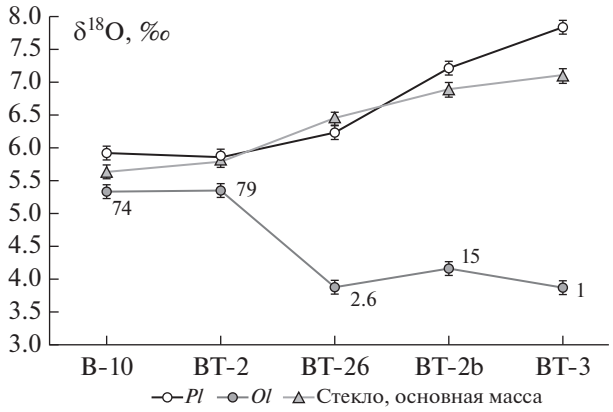

Рис. 3. Изотопный состав кислорода плагиоклаза, оливина и матрикса пород (стекло, основная масса). Цифры – содержание форстеритового минала в оливине (*Fo*).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Значения величины $\delta^{18}O$ фенокристов оливина ($\delta^{18}O(Ol)$) и плагиоклаза ($\delta^{18}O(Pl)$), а также матрикса трахиандезибазальтов, трахитов, комендитов и пантеллеритов, ($\delta^{18}O(m)$), вулкана Чанбайшань приведены в табл. 2. Для лав вулкана обнаруживается закономерное увеличение значений $\delta^{18}O(m)$ при переходе от щелочных базальтов к щелочным риолитам (от 5.6–5.8 до 6.4–7.1‰) (табл. 1). В том же направлении возрастает величина $\delta^{18}O$ плагиоклаза (от 5.4 до 6.2–7.8‰), а величина $\delta^{18}O$ фенокристов плагиоклаза практически повторяет состав матрикса породы. Величина $\delta^{18}O$ магнезиального оливина (*Fo* = 74–79) из щелочных базальтов (5.34–5.35‰) соответствует верхней границе значений, установленных для оливина мантийных перидотитов (5.14 ± 0.24‰; Mattey et al., 1994). Величина $\delta^{18}O$ фаялита (*Fo* = 15–1) из щелочных риолитов имеет значения, существенно ниже мантийного интервала (3.88–4.14‰). Таким образом, при переходе от щелочных базальтов к щелочным риолитам и увеличении величины $\delta^{18}O(m)$ значения $\delta^{18}O(Pl)$ возрастают, а значения $\delta^{18}O(Ol)$ снижаются (рис. 3). Поскольку в том же направлении возрастает железистость оливина, возникает обратная связь величины $\delta^{18}O(Ol)$ с железистостью или прямая связь с магнезиальностью оливина.

Для всех изученных образцов наблюдается явное отсутствие изотопного равновесия кислорода между фенокристами оливина и матриксом породы. Изотопное равновесие кислорода отсутствует также и между фенокристами оливина и плагиоклаза. Приведенные в табл. 2 оценки температуры по термометрической зависимости для пары плагиоклаз–оливин (Chacko et al., 2001) являются нереальными: для щелочных базальтов они слишком высокие, а для щелочных риолитов – слишком низкие (табл. 2). Совпадение с оценками, проведенными по изучению расплавных включений (Андреева и др., 2018), наблюдается только в образце комендитов BT-2b, но оно может оказаться случайным.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Оценка объемного изотопного равновесия кислорода между фенокристами и матриксом породы

Основная особенность, обнаруженная нами в изотопных характеристиках лав вулкана Чанбайшань, состоит в том, что объемное изотопное равновесие кислорода с матриксом явно отсутствует для фенокристов оливина. Вполне вероятно, что оно отсутствует и для фенокристов плагиоклаза, что можно (в первом приближении) проверить расчетом. Нами были рассчитаны величины $\delta^{18}O$ для фенокристов плагиоклаза и оливина, соответствующие изотопному равновесию с матриксом породы. В расчете требовалось учесть варьирующий макроэлементный состав матрикса породы, который по мере дифференциации магм вулкана Чанбайшань приобрел контрастные составы – от трахиандезибазальтов до комендитов и пантеллеритов.

Несмотря на высокую изученность изотопного фракционирования кислорода в породообразующих минералах, информации об изотопном фракционировании кислорода в силикатных расплавах разного состава недостаточно. Экспериментальные оценки равновесных коэффициентов фракционирования для расплавов отрывочны (Kyser et al., 1998; Lester et al., 2013; Stolper, Epstein, 1991; Palin et al., 1996; Matthews et al., 1994; Appora et al., 2003), а теоретические расчеты отсутствуют в связи с недостаточной изученностью структуры силикатных расплавов (Арискин, Поляков, 2008). Неопределенность в отношении оценок факторов фракционирования кислорода в расплавах

Таблица 3. Расчет равновесного фракционирования изотопов кислорода в системе фенокрист–расплав через $I^{18}O$ индекс породы

10^3Ln α (*Pl*–L)*	B-10	BT-2	BT-26	BT-2b	BT-3
10^3Ln α (*Pl*–L) измеренное	0.28	0.06	–0.21	0.32	0.75
10^3Ln α (*Ol*–L) измеренное	–0.30	–0.46	–2.56	–2.76	–3.21
$I^{18}O$ индекс породы (расплава)	0.8465	0.8486	0.9085	0.9265	0.9148
10^3 Lnα (*Pl*–L) расчет*	0.04	–0.04	0.17	0.36	0.19
10^3 Lnα (*Ol*–L) расчет*	–0.94	–0.95	–1.31	–2.40	–1.38

* Расчет по уравнениям из работы (Zhao, Zheng, 2003).

обычно решается путем аппроксимаций. Для этого можно применить либо пересчет расплава на нормативный минеральный состав (Eiler, 2001; Bucholz et al., 2017), либо использовать геохимические индексы, такие как индекс Гарлика (Garlick, 1966) или полуэмпирический изотопный индекс $I^{18}O$ (Zhao, Zheng, 2003). Аппроксимация расплава нормативным минеральным составом с вычислением средневзвешенного коэффициента фракционирования для отдельных минералов, чаще всего, используется для расплавов основного состава (Eiler, 2001; Bindeman et al., 2008; Bucholz et al., 2017). Как было показано в эксперименте, для стекол базальтового состава этот метод аппроксимации для предсказания факторов изотопного фракционирования кислорода оказался приемлемым (Appora et al., 2003; Дубинина, Борисов, 2018). Однако для щелочных пород пересчет на нормативный минеральный состав не является тривиальным и часто приводит к экзотическим минеральным ассоциациям, для которых нет надежных изотопных геотермометров. Например, при пересчете химического состава пантеллерита (обр. BT-3) на нормативный минеральный состав получается минеральная ассоциация кварц-ортоклаз-альбит-акмит. В модальном минеральном составе этого образца присутствуют анортоклаз, фаялит, феррогеденбергит, ильменит, титаномагнетит и редкоземельный апатит. Следовательно, этот подход неудобен для щелочных пород, и более приемлемым является использование геохимических индексов, например изотопного индекса $I^{18}O$ (Zheng, 1993), с помощью которого можно рассчитать факторы изотопного фракционирования кислорода, исходя из макрокомпонентного химического состава породы (Zhao, Zheng, 2003). Нами была рассчитана величина изотопного индекса $I^{18}O$ по макроэлементному составу породы, приведенному в табл. 1 для каждого образца. Изотопные индексы $I^{18}O$ для фенокристов оливина были рассчитаны как средневзвешенные величины по соотношению миналов форстерита и фаялита, для фенокристов плагиоклаза – по содержанию альбита и анортита (табл. 2). Термометрические зависимости факторов фракционирования для чистых крайних членов оливина (фаялит, форстерит) и плагиоклаза (альбит, анортит) были приняты согласно уравнениям (Zheng, 1993). Расчет проведен для температур, определенных при изучении расплавных включений в каждом образце (табл. 2).

Как показывает расчет, во всех образцах объемное изотопное равновесие кислорода фенокристов оливина с матриксом породы явно нарушено, для фенокристов плагиоклаза нарушение изотопного равновесия с матриксом проявлено в минимальной степени, некоторый разброс относительно ожидаемых равновесных значений наблюдается только для щелочных риолитов (табл. 3, рис. 4). По-видимому, скорости диффузии кислорода в плагиоклазе достаточно высокие, чтобы обеспечить равновесие между этим минералом и матриксом высокотемпературных (1180–1200°C, табл. 2) щелочных базальтов. Снижение температуры кристаллизации щелочных риолитов (в среднем на 150°C) могло повлиять на скорость диффузии кислорода в плагиоклазе и привести к небольшому отклонению этого минерала от равновесия с матриксом. В отличие от плагиоклаза, измеренные значения величины $\delta^{18}O$ оливина существенно отклоняются как в большую, так и в меньшую сторону от предполагаемых равновесных значений. На рис. 4 видно, что фенокристы оливина находятся за пределами объемного равновесия с матриксом как в щелочных базальтах, так и в щелочных риолитах.

Нарушение объемного изотопного равновесия кислорода по локально-равновесному механизму

В качестве причины нарушения объемного изотопного равновесия кислорода между фенокристами оливина и расплавом можно рассмотреть механизм, подразумевающий локальное изотопное равновесие между поверхностью растущего кристалла и расплавом, и отсутствие объемного изотопного равновесия из-за низкой скорости диффузии кислорода в кристалле в процессе роста. Если во время роста изменяется величина $\delta^{18}O$ расплава и(или) коэффициент фракционирова-

ния минерал–расплав, то в фенокристах минерала с низкими скоростями диффузии центральные части кристаллов могут не находиться в равновесии с расплавом. При таком механизме должна наблюдаться закономерная связь изотопного состава кислорода неравновесного минерала с изотопным составом кислорода среды кристаллизации (Dubinina, Lakshtanov, 1997). Согласно уравнению материального баланса, изотопный состав кислорода исходного расплава до начала кристаллизации (δ_0) можно записать как сумму:

$$\delta_0 = \delta_m(1-m) + \overline{\delta_f}m, \quad (1)$$

где δ_m и δ_f – изотопный состав кислорода матрикса породы и фенокристов, m – массовая доля кислорода, находящегося в фенокристах минерала, верхняя черта обозначает усредненный изотопный состав кислорода по массе кислорода фенокристов:

$$\overline{\delta_f} = \frac{1}{m}\int_0^m (\delta_m + \Delta_{f-m})\, dm. \quad (2)$$

В уравнении (2) изотопный состав кислорода кристаллизующегося минерала в любой момент процесса кристаллизации задается локальным равновесием с расплавом через равновесный изотопный сдвиг кислорода Δ_{f-m}. Комбинируя (1) и (2) и дифференцируя по m, получаем уравнение, описывающее изменение изотопного состава кислорода расплава:

$$\frac{d\delta_m}{dm} = -\frac{\Delta_{f-m}}{(1-m)}. \quad (3)$$

Решением этого уравнения при условии, что на момент начала кристаллизации ($m = 0$) изотопный состав кислорода расплава (δ_m) был равен исходному составу (δ_0), является:

$$\delta_m = \delta_0 + \mathrm{Ln}(1-m). \quad (4)$$

Из комбинации данного уравнения с уравнением материального баланса (1) можно выразить интегральный (или усредненный) изотопный состав кислорода фенокристов минерала, который соответствует значению величины $\delta^{18}O$, измеряемой в образце методом классического изотопного анализа кислорода:

$$\overline{\delta_f} = \delta_0 + \left(1 - \frac{1}{m}\right)\Delta_{f-m}\mathrm{Ln}(1-m). \quad (5)$$

Уравнения (1)–(5) описывают систему, в которой не учитываются изменение температуры (т.е. величина Δ_{f-m} постоянна) и одновременная кристаллизация двух и более минералов. Однако для иллюстрации направления и масштаба ожидаемого изотопного сдвига в фенокристах такой расчет пригоден. Для расчета было задано линейное изменение величины $\delta^{18}O(m)$ от 5.6 до 7.1‰ (т.е. в

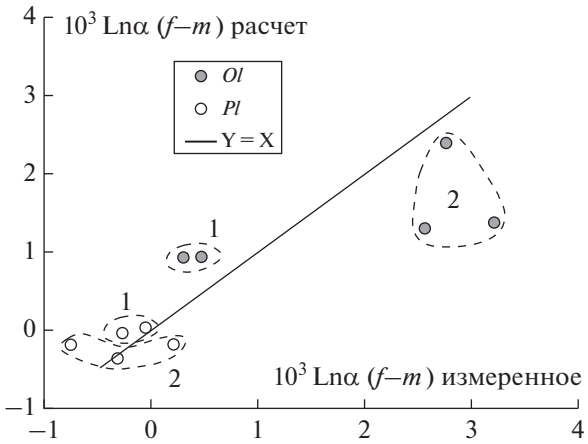

Рис. 4. Сопоставление измеренного фракционирования в системе фенокрист–расплав в лавах вулкана Чанбайшань с равновесными коэффициентами фракционирования, рассчитанными через изотопный индекс $I^{18}O$ (Zheng, 1993, Zhao, Zheng, 2003). Пунктиром оконтурены поля, относящиеся к образцам щелочных базальтов (1) и щелочных риолитов (2).

диапазоне измеренных значений величины $\delta^{18}O(m)$) и линейное изменение соотношения масс вкрапленников оливина и плагиоклаза от $\{X_{Ol} = 0.6, X_{Pl} = 0.4\}$ в щелочных базальтах до $\{X_{Ol} = 0.1, X_{Pl} = 0.9\}$ в щелочных риолитах. Величины изотопного фракционирования для систем оливин–расплав и плагиоклаз–расплав приняты постоянными, равными –1.1‰ и –0.1‰ соответственно. На рис. 5 приведены наблюдаемые вариации величины $\delta^{18}O$ фенокристов оливина и плагиоклаза ($\delta^{18}O(f)$) в лавах вулкана Чанбайшань относительно изотопного состава кислорода матрикса породы, $\delta^{18}O(m)$. На ту же диаграмму нанесены расчетные линии изменения величин $\delta^{18}O(Ol)$ и $\delta^{18}O(Pl)$, отвечающие объемному равновесию с расплавом (сплошные линии 1 и 3) и линии изменения этих величин для случая, когда выполняется условие локального изотопного равновесия, но отсутствует объемное диффузионное уравновешивание минерала-фенокриста с расплавом (пунктирные линии 2 и 4). Использование постоянной величины равновесного изотопного фракционирования между фенокристом и расплавом является допущением, однако вариации этой величины, как следует из табл. 3, невелики, и расчетные линии на рис. 5 дают представление о направлении и примерной величине ожидаемых изотопных сдвигов в минералах-фенокристах при локально-равновесном механизме нарушения объемного изотопного равновесия кислорода. Измеренные значения величины $\delta^{18}O(Pl)$ на рис. 5 группируются вдоль расчетной линии объемного равновесия с расплавом, хотя в области наиболее дифференцированных пород возникает тенденция к удалению со-

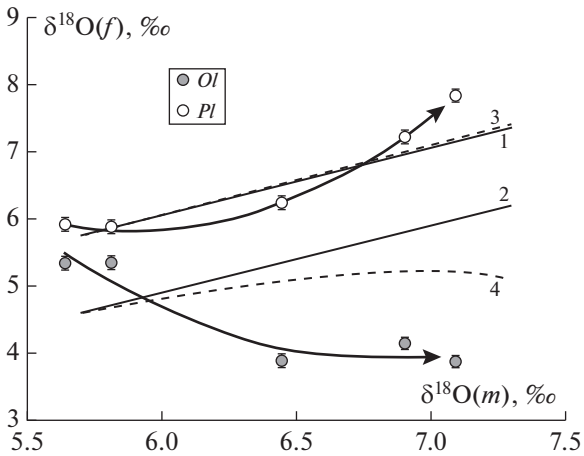

Рис. 5. Изменение изотопного состава кислорода в минералах – фенокристах ($\delta^{18}O(f)$) в зависимости от изотопного состава кислорода матрикса ($\delta^{18}O(m)$) породы.
Линии со стрелками – наблюдаемая эволюция изотопных параметров фенокристов оливина и плагиоклаза по мере дифференциации расплавов вулкана Чанбайшань. Расчетные линии объемного равновесия с расплавом: 1 – плагиоклаза, 2 – оливина. Пунктир – расчетные линии изменения величин $\delta^{18}O$ фенокристов, для которых выполняется локальное изотопное равновесие и отсутствует диффузионное объемное изотопное уравновешивание с расплавом: 3 – расчет для плагиоклаза, 4 – для оливина (см. текст). При расчете было задано линейное изменение величины $\delta^{18}O(m)$ и линейное изменение соотношения масс вкрапленников оливина и плагиоклаза от $\{X_{Ol} = 0.6, X_{Pl} = 0.4\}$ в щелочных базальтах до $\{X_{Ol} = = 0.1, X_{Pl} = 0.9\}$ в щелочных риолитах. Величины изотопного фракционирования оливин–расплав и плагиоклаз–расплав, приняты постоянными, равными (–1.1‰) и (–0.1‰) соответственно. Погрешность измерений величин $\delta^{18}O$ не превышает размер значков на диаграмме.

ставов плагиоклаза от линии равновесия. Тем не менее поведение величины $\delta^{18}O(Pl)$ неплохо укладывается в схему диффузионного поддержания равновесия кислорода растущего фенокриста плагиоклаза с окружающим расплавом, чему могут способствовать как высокие скорости диффузии кислорода в плагиоклазе, так и низкие значения коэффициента фракционирования кислорода в системе плагиоклаз–расплав (табл. 3).

Можно было бы ожидать, что значения величины $\delta^{18}O(Ol)$ будут группироваться вдоль линии, описывающей локально-равновесное нарушение объемного изотопного равновесия с расплавом (пунктир 4 на рис. 5), поскольку оливин отличается низкими скоростями диффузии кислорода. Однако измеренные значения $\delta^{18}O(Ol)$ в щелочных базальтах отклоняются в большую сторону, а $\delta^{18}O(Ol)$ щелочных риолитов – в меньшую сторону от расчетных кривых (линии 3 и 4 на рис. 5). То, что значения величины $\delta^{18}O(Ol)$ не описываются локально-равновесной моделью, приводит к выводу об отсутствии не только объемного, но и локального равновесия в системе оливин–расплав, по крайней мере, с точки зрения имеющихся подходов к оценкам величины равновесного распределения изотопов кислорода в системе минерал–расплав.

Изменение магнезиальности оливина и контаминация субстратом с низкими величинами $\delta^{18}O$

Значения величины $\delta^{18}O(Ol)$ снижаются на фоне перехода от основных к кислым разностям лав вулкана Чанбайшань, в то время как в матриксе породы величина $\delta^{18}O$ возрастает. Поскольку в том же направлении снижается магнезиальность оливина, наблюдается прямая связь между величиной $\delta^{18}O$ и магнезиальностью оливина. Подобная прямая связь наблюдалась и в дифференцированных базальтовых сериях (Genske et al., 2013; Day at al., 2014; Wang et al., 2015; Nardini et al., 2009). В случае лав вулкана Чанбайшань магнезиальность оливина очень существенно варьирует – содержание форстеритового минала изменяется от 1 до ≈80 мол. % (табл. 2). Наиболее простым объяснением возникающей связи, на первый взгляд, могло быть влияние состава оливина на фракционирование изотопов кислорода между этим минералом и расплавом. Следует отметить, что изотопный сдвиг кислорода, связанный с заменой Mg на Fe в оливине, невелик. Из термометрических зависимостей изотопного фракционирования кислорода для чистого фаялита и чистого форстерита (Zheng, 1993) следует, что в области высоких температур равновесное фракционирование между форстеритом и фаялитом составляет 0.19‰ при 800°C и 0.17‰ при 1200°C. Следовательно, объяснить существенные сдвиги величины $\delta^{18}O$ в оливине (более чем на 1‰) только за счет изменения содержания форстеритового минала в минерале не представляется возможным.

При нормальной кристаллизационной дифференциации связь величины $\delta^{18}O$ с магнезиальностью оливина должна быть отрицательной, поскольку одновременно происходит как снижение магнезиальности, так и возрастание величины $\delta^{18}O$ расплава за счет удаления из него оливина (Genske et al., 2013). Когда же наблюдается прямая связь этих величин (обычно выраженная в понижении величины $\delta^{18}O$ оливина из более дифференцированных разностей пород), для ее объяснения часто привлекается механизм контаминации мантийных расплавов гидротермально-измененным субстратом с низкими значениями величины $\delta^{18}O$, причем часто этот процесс относят к зоне генерации расплавов. Для этого рассматриваются геологические модели, подразумевающие участие

изотопно-облегченного субстрата в генерации магматических расплавов либо в магматической камере, либо за ее пределами (Bindeman et al., 2008; Cheong et al., 2017).

Для вулкана Чанбайшань участие субстрата, обедненного тяжелым изотопом ^{18}O, предлагалось для объяснения низких величин $\delta^{18}O$ циркона из лав извержения 946 г. н. э. (от 3.69 до 5.03‰, Cheong et al., 2017). Авторы рассмотрели два варианта – плавление гидротермально измененного стагнированного слэба и процесс "поглощения" поступающими в магматическую камеру расплавами ранее закристаллизованных пород ее стенок, предварительно проработанных гидротермальными флюидами метеорного происхождения. Однако в цитируемой работе обсуждались только изотопные данные для циркона, величина $\delta^{18}O$ матрикса породы не изучалась, и данных только по изотопному составу кислорода циркона недостаточно, чтобы подтвердить или оспорить вовлечение субстрата с аномальным изотопным составом кислорода в процесс генерации расплавов.

Наши данные показывают явную противоречивость идеи контаминации субстратом с низкими величинами $\delta^{18}O$ магм вулкана Чанбайшань, о чем свидетельствуют измеренные величины $\delta^{18}O$ в матриксе пород ($\delta^{18}O(m)$ возрастает от 5.64 до 7.09‰). При этом низкими значениями $\delta^{18}O$ характеризуются только фенокристы оливина и только в кислых лавах, в то время как в щелочных базальтах величина $\delta^{18}O(Ol)$ имеет нормальные (мантийные) значения. Среди большого числа изотопных определений кислорода в валовых пробах лав вулкана Чанбайшань (Сахно, 2007) также не присутствуют низкие значения величины $\delta^{18}O$. Не исключено, что данные, полученные для циркона (Cheong et al., 2017), отражают протекание тех же процессов нарушения изотопного равновесия кислорода между фенокристами и расплавом, которые обсуждаются в настоящей работе для оливина.

Степень полимеризации и изотопный состав кислорода расплавов

Возрастание величины $\delta^{18}O$ в матриксе породы, связанное, по-видимому, с процессами кристаллизационной дифференциации, сопровождается изменением не только химического состава расплавов, но и степени их полимеризации. Параметром, который отражает степень полимеризации расплавов, является отношение NBO/T, т.е. отношение числа немостиковых атомов кислорода к числу катионов, находящихся в тетраэдрической координации (Mysen, 1997; Mysen et al., 1985; Mysen, Richet, 2005). Как было показано экспериментально, силикатные расплавы обладают разной способностью к концентрации тяжелого изотопа ^{18}O в зависимости от степени полимеризации (Дубинина, Борисов, 2018), при этом величина изотопного сдвига кислорода относительно референтной фазы обратно пропорциональна величине отношения NBO/T. Другими словами, чем более полимеризован расплав, тем выше должна быть в нем концентрация изотопа ^{18}O по отношению к одной и той же референтной фазе (расплаву или минералу).

В лавах вулкана Чанбайшань, связанных единым процессом кристаллизационной дифференциации, наблюдается широкий интервал составов и, следовательно, степени полимеризации – величина NBO/T варьирует почти на порядок – от 0.112 в щелочно-салических разностях до 1.118 в щелочных базальтах (табл. 1). Если выбрать в качестве референтной фазы образец наименее полимеризованного трахиандезибазальта с наибольшим отношением NBO/T = 1.118 (обр. BT-2 в табл. 1), то природные данные для остальных лав вулкана можно сравнить с экспериментальной зависимостью, опубликованной в (Дубинина, Борисов, 2018). На рис. 6 приведены величины изотопного сдвига кислорода в лавах вулкана Чанбайшань относительно обр. BT-2. Для сравнения на диаграмму нанесены экспериментальные данные, где изотопный сдвиг был рассчитан относительно гаплобазальта, имеющего отношение NBO/T = 0.91 (Дубинина, Борисов, 2018), близкое к таковому в обр. BT-2. Экспериментальные точки в координатах Δ_{L-DA}–NBO/T (рис. 6) аппроксимируются линейным уравнением:

$$\Delta_{L-DA} = -1.5(\pm 0.36)\left(\frac{NBO}{T}\right) + 1.4(\pm 0.35), \qquad (6)$$

где Δ_{L-DA} – разница в значениях величины $\delta^{18}O$ в силикатном расплаве и в расплаве диопсид-анортитовой эвтектики (DA), который служил референтной фазой в эксперименте (Дубинина, Борисов, 2018).

Как видно из сравнения данных, природные лавы вулкана Чанбайшань располагаются в пределах экспериментального тренда на рис. 6. Конечно, такое непосредственное сравнение имеет элемент условности, поскольку оценки температуры формирования пород (700–1200°C, Андреева и др., 2018) отличаются от температуры эксперимента (1500°C, Дубинина, Борисов, 2018). Кроме того, в эксперименте исследовались составы, не содержащие щелочей, в то время как все изученные породы вулкана Чанбайшань являются дифференциатами щелочного ряда. Следует отметить, что наблюдаемое соответствие природных и экспериментальных данных служит дополнительным аргументом в пользу того, что крайние дифференциаты щелочных лав вулкана Чанбайшань действительно являются производными одного и того же магматического расплава, и что значимой контаминации магм вулкана на стадии дифференциации, по-видимому, не было.

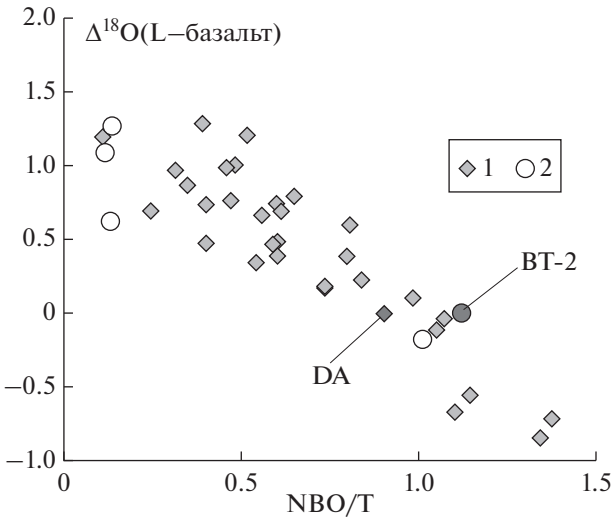

Рис. 6. Изотопное фракционирование кислорода в расплавах в зависимости от отношения NBO/T: 1 – экспериментальные данные по фракционированию изотопов кислорода в силикатных расплавах относительно гаплобазальта (DA) при 1500°C (Дубинина, Борисов, 2018); 2 – изотопное фракционирование кислорода в лавах вулкана Чанбайшань относительно образца трахибазальта BT-2.

Влияние степени полимеризации расплава на изотопный состав кислорода фенокристов

Как следует из изложенного выше, ни изменение магнезиальности оливина, ни локально-равновесный механизм нарушения изотопного равновесия кислорода, ни участие изотопно-легкого субстрата не могут объяснить снижение значения величины $\delta^{18}O(Ol)$ на 1.5‰ по мере перехода от щелочных базальтов к кислым разностям изученных лав. На самом деле, если учесть изменение величины $\delta^{18}O(m)$, различие изотопного состава кислорода оливина между крайними разностями пород составляет около 3‰. Это очень большой изотопный сдвиг для оливина, что предполагает влияние дополнительных, не учитываемых нами факторов. Прежде всего, к таким факторам можно отнести кинетический изотопный эффект (КИЭ), к которому может привести быстрая кристаллизация минерала. Сохранность кинетического изотопного сдвига более вероятна в минералах с низкой скоростью диффузии кислорода. Это, на первый взгляд, может объяснить неравновесные соотношения величин $\delta^{18}O$ в системе оливин–расплав и минимальные отклонения от равновесия в системе плагиоклаз–расплав, установленные в лавах вулкана Чанбайшань. В случае проявления КИЭ должны наблюдаться сдвиги в сторону меньших значений величины $\delta^{18}O$ фенокриста относительно ожидаемого равновесного состава. Однако фракционирование между оливином и расплавом отклоняется как в меньшую, так и в большую сторону от предполагаемого равновесного значения (рис. 4). Трудно предположить, что КИЭ проявился только в системе оливин–щелочной риолит и не проявился в системе оливин–щелочной базальт. Напротив, исходя из более высоких скоростей кристаллизации минералов в менее вязких щелочных базальтах, проявление КИЭ должно быть более вероятным в щелочных базальтах, а не наоборот.

В отличие от влияния магнезиальности оливина, на коэффициент фракционирования изотопов кислорода в системе оливин–расплав более интенсивно может влиять степень полимеризации расплавов, которая не учитывается при расчете факторов фракционирования по стандартным термометрическим уравнениям, а также при использовании существующих методов аппроксимации расплавов. Экспериментальные зависимости, полученные в широком диапазоне вариаций отношения NBO/T, позволили оценить направление и величину изотопного сдвига кислорода между двумя расплавами (Борисов, Дубинина, 2014; Дубинина, Борисов, 2018). Чтобы применить эти данные к системе минерал–расплав, не хватает соответствующих экспериментальных калибровок. Однако в первом приближении, можно попытаться оценить направление и масштаб изотопных сдвигов в минералах-фенокристах, вызванных изменением степени полимеризации расплавов. Для этого мы использовали экспериментальную зависимость изотопного сдвига кислорода между расплавами от NBO/T, описываемую уравнением (6). Для перехода к системе минерал–расплав было принято допущение, что способность концентрировать изотоп ^{18}O у кварца и расплава, состоящего только из SiO_2, одинакова. Это допущение является условным, поскольку эксперимент по обмену SiO_2-стекла с CO_2 при 550–950°C (Stolper, Epstein, 1991) показал, что по сравнению с кристаллическим кварцем силикатное стекло обогащено на 0.3–0.6‰. Тем не менее, имея в виду оценочный характер расчета, данным эффектом можно пренебречь. Кварц же удобен тем, что он является фазой с нулевым отношением NBO/T, так как содержит только кислород, связанный с катионами кремния, находящимися в тетраэдрической координации. Согласно уравнению (6), величина изотопного сдвига кислорода между кварцем и расплавом DA (Δ_{Qz-DA}) должна составлять около 1.4‰, т.е.:

$$\delta_{DA} = \delta_{Qz} - 1.4. \quad (7)$$

При комбинации уравнений (6) и (7) получаем выражение, описывающее зависимость изотопного состава кислорода кварца от величины $\delta^{18}O$ расплава (δ_L) и степени его полимеризации, $(NBO/T)_L$:

$$\delta_{Qz} = \delta_L + 1.5\left(\frac{NBO}{T}\right)_L. \quad (8)$$

Далее можно воспользоваться любыми известными термометрическими зависимостями кварц–

минерал, например, согласованными уравнениями для высокотемпературных (>600°C) равновесий (Chacko et al., 2001; Valley, 2003), которые в общем виде могут быть записаны как:

$$10^3 \mathrm{Ln}\alpha(Qz\text{–Min}) = \\ = A_{Qz-\mathrm{Min}} \times 10^6 T^{-2} \approx \delta_{Qz} - \delta_{\mathrm{Min}}, \quad (9)$$

где $A_{Qz-\mathrm{Min}}$ – соответствующий коэффициент термометрического уравнения, T – абсолютная температура (K). Комбинация (8) и (9) дает уравнение, по которому можно рассчитать изотопный состав кислорода минерала, равновесного с расплавом, если известна температура, отношение NBO/T и изотопный состав кислорода расплава (δ_L):

$$\delta_{\mathrm{Min}} = \delta_L - 10^3 \mathrm{Ln}\alpha(Qz\text{–Min}) + 1.5\left(\frac{\mathrm{NBO}}{\mathrm{T}}\right). \quad (10)$$

Для каждого изученного образца лав вулкана Чанбайшань по уравнению (10) был рассчитан изотопный состав кислорода фенокристов оливина и плагиоклаза при температурах, приведенных в табл. 2. Для вычисления величин δ^{18}O(*Ol*) и δ^{18}O(*Pl*) были использованы термометрические зависимости для минеральных пар *Qz–Ab*, *Qz–An* и *Qz–Fo* (Chacko et al., 1989), поправка на содержание фаялита в оливине была введена согласно (Zheng, 1993). Результаты расчета, приведенные на рис. 7, в принципе, соответствуют наблюдаемым изотопным соотношениям кислорода в фенокристах оливина и матриксе изученных лав. Небольшие расхождения с наблюдаемыми величинами δ^{18}O могут быть вызваны несколькими причинами. К ним относятся определенная условность расчетных оценок по уравнению (5), возможные погрешности оценок температуры по расплавным включениям, а также формальность расчета отношения NBO/T, особенно в кислых щелочных расплавах (Mysen et al., 1985; Mysen, 1990, 1997; Mysen, Richet, 2005). Кроме того, экспериментальные данные получены для системы, не содержавшей щелочей (Дубинина, Борисов, 2018; Борисов, Дубинина, 2014), в то время как все изученные образцы являются щелочными породами. Тем не менее для щелочных базальтов наблюдается хорошее соответствие расчетных и измеренных величин δ^{18}O(*Ol*) и δ^{18}O(*Pl*). В области щелочно-салических составов разброс оценок существенно больше. Однако основной вывод, следующий из данного расчета, состоит в том, что низкие, вплоть до 3‰, величины δ^{18}O в железистом оливине из щелочно-салических лав вулкана Чанбайшань, положительная корреляция величины δ^{18}O и магнезиальность оливина (рис. 7б) могут возникать закономерно, исключительно за счет изменения степени полимеризации расплавов в ходе кристаллизационной дифференциации.

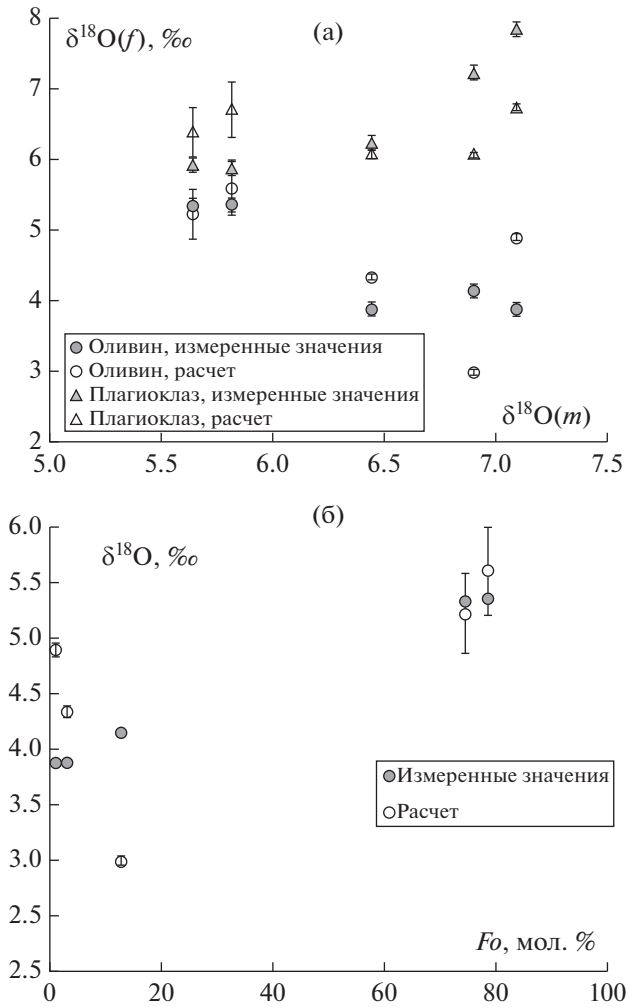

Рис. 7. Изотопный состав кислорода в фенокристах оливина и плагиоклаза лав вулкана Чанбайшань в зависимости от изотопного состава кислорода матрикса пород (а) и соотношение величин δ^{18}O и магнезиальности оливина (б).
Расчет проведен по уравнению (5), на основе экспериментальной зависимости изотопного кислородного сдвига между силикатными расплавами в зависимости от отношения NBO/T (Дубинина, Борисов, 2018), см. текст. Погрешность измерений величин δ^{18}O и магнезиальности оливина не превышает размеры значков на диаграмме, вертикальные планки погрешности расчета указаны в соответствии с вариациями углового коэффициента в уравнении (6).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ результатов изучения изотопного состава кислорода в дифференцированных щелочных породах вулкана Чанбайшань показывает, что процессы изотопного уравновешивания кислорода в системе фенокрист–расплав в быстро остывающих породах нельзя описать в рамках простых моделей. С точки зрения существующих представлений о величинах равновесного фракционирования изотопов кислорода в системе фе-

нокрист–расплав (например, Zhao, Zheng, 2003) ситуация с лавами вулкана Чанбайшань предполагает, что фенокристы плагиоклаза близки к изотопному равновесию с матриксом породы или расплавами, чему способствуют высокие скорости диффузии кислорода в плагиоклазе. Фенокристы оливина, напротив, кристаллизовались далеко от условий изотопного равновесия кислорода с матриксом породы или расплавом. Исходя из известных величин изотопного фракционирования кислорода в системе оливин–расплав, согласно (Zhao, Zheng, 2003), необходимо принять, что кристаллизация оливина должна была происходить с кинетическим изотопным эффектом, который впоследствии не был скомпенсирован путем диффузионного обмена с окружающим матриксом породы или расплавом из-за низкой скорости диффузии кислорода в оливине. Такой вариант развития событий возможен, но некоторые наблюдаемые черты изотопного распределения кислорода между матриксом породы и оливином не укладываются в представление о кинетическом изотопном эффекте.

Нами рассмотрен альтернативный подход к оценке изотопного равновесия кислорода между фенокристами минералов и расплавом, суть которого сводится к учету степени полимеризации расплава. Этот подход предполагает, что фракционирование изотопов кислорода в системе фенокрист–расплав может быть описано уравнением, содержащим два параметра – коэффициент фракционирования кварц–минерал ($\alpha(Qz–\mathrm{Min})$) и степень полимеризации расплава, выраженную через отношение NBO/T. Первый параметр чувствителен к температуре, второй – к химическому составу и структуре силикатного расплава. Возможно, что данный подход окажется универсальным для оценки фракционирования изотопов кислорода в системе минерал–расплав, но для дальнейшей разработки этого подхода необходимо ввести в уравнение соответствующие коэффициенты или члены, которые учитывают зависимость отношения NBO/T от температуры и давления, поскольку степень полимеризации расплава, безусловно, от них зависит.

Предложенный подход может оказаться перспективным для решения петрологических задач с использованием изотопно-геохимических характеристик оливина. Возможно, не менее перспективным будет применение данного подхода к изотопно-геохимическим характеристикам циркона, обладающего высоким коэффициентом фракционирования с кварцем (Valley et al., 2003; Qin et al., 2016). Предложенное уравнение для расчета влияния степени полимеризации расплавов на величину $\delta^{18}O$ минерала-фенокриста показывает, что максимальных изотопных эффектов можно ожидать для минералов, имеющих высокий коэффициент фракционирования с кварцем. Проявлению данных эффектов способствует высокая степень полимеризации расплава (т.е. низкое отношение NBO/T). При кристаллизации минерала, имеющего низкий коэффициент фракционирования с кварцем (кислых плагиоклазов, светлых слюд), что, как правило, имеет место в кислых расплавах с низким отношением NBO/T, поправка на отношение NBO/T будет небольшой по величине. Исходя из знака этой поправки, можно предсказать, например, что с уменьшением степени полимеризации расплава величины $\delta^{18}O$ в фенокристах плагиоклаза могут становиться более высокими по сравнению с величинами, ожидаемыми в соответствии с равновесием.

Учет изменения степени полимеризации расплавов в ходе дифференциации позволяет объяснить возникновение положительной корреляции величины $\delta^{18}O$ и магнезиальности оливина в лавах вулкана Чанбайшань. Более того, в рамках предложенного подхода наблюдаемое снижение значений величины $\delta^{18}O$ в железистых оливинах из щелочно-салических лав вулкана является не только объяснимым, но и закономерным. Полученные выводы могут исключить необходимость привлечения сложных геологических моделей, подразумевающих вовлечение субстрата с низкими значениями величины $\delta^{18}O$ либо эпизоды гидротермальной активности в процессе генерации магматических расплавов вулкана Чанбайшань.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам за уместные замечания, которые, как мы надеемся, значительно улучшили настоящую работу.

Источники финансирования. Работа проведена при финансовой поддержке РНФ (грант № 18-17-00126). Петрографическое и минералогическое изучение образцов проведено при частичной поддержке гранта Президента МК-2419.2019.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А. и др. Состав и источники магм вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай–Северная Корея) // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 2. С. 200–206.

Андреева О.А., Ярмолюк В.В., Андреева И.А., Борисовский С.Е. Магматическая эволюция вулкана Чанбайшань Тяньчи (Китай–Северная Корея) по данным изучения расплавных и флюидных включений // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 535–566.

Арискин А.А., Поляков В.Б. Моделирование молекулярно-массовых распределений и оценка концентрации иона O^{2-} в полимеризованных силикатных расплавах // Геохимия. 2008. № 5. С. 467–486.

Борисов А.А., Дубинина Е.О. Влияние структурообразующих катионов на фракционирование изотопов кислорода между силикатными расплавами: экспериментальное исследование при 1400–1570°С // Петрология. 2014. Т. 22. № 4. С. 380–404.

Дубинина Е.О., Борисов А.А. Влияние структуры и состава силикатных расплавов на изотопное фракционирование кислорода // Петрология. 2018. Т. 26. № 4. С. 426–441.

Дубинина Е.О., Носова А.А., Авдеенко А.С., Аранович Л.Я. Изотопная (Sr, Nd, O) систематика высоко-Sr-Ba гранитоидов позднемиоценовых интрузивов района Кав-

казских Минеральных Вод // Петрология. 2010. Т. 18. № 3. С. 227–256.

Сахно В.Г. Вулкан Пектусан: хронология извержений, состав и эволюция магм на основе K-Ar-датирования и изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $\delta^{18}O$ // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 2. С. 226–233.

Сахно В.Г. Новейший и современный вулканизм Юга Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2008, 128 с.

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М. и др. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 11. № 4. С. 341–362.

Appora I., Eiler J.M., Matthews A., Stolper E.M. Experimental determination of oxygen isotope fractionations between CO_2 vapor and soda-melilite melt // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 459–471.

Bigeleisen J., Mayer M.G. Calculation of equilibrium constants for isotope exchange reactions // J. Chemical Physics. 1947. V. 15. P. 261–267.

Bindeman I., Gurenko A., Sigmarsson O., Chaussidon M. Oxygen isotope heterogenity and disequilibria of olivine crystals in large volume Holocene basalts from Iceland: Evidence for magmatic digestion and erosion of Pleistocene hyaloclastites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V. 72. P. 4397–4420.

Bucholz C.E., Jagoutz O., Van Tongeren J.A. et al. Oxygen isotope trajectories of crystallizing melts: Insights from modeling and the plutonic record // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 207. P. 154–184.

Chacko T., Cole D.R., Horita J. Equilibrium oxygen, hydrogen and carbon isotope fractionation factors applicable to geological systems // Rev. Mineral. Geochem. 2001. V. 43. P. 1–81.

Chakraborty S. Diffusion coefficients in olivine, Wadsleyite and Ringwoodite // Rev. Mineral. Geochem. 2010. V. 72. P. 603–639.

Cheong A.C., Sohn Y.K., Jeong Y.-J. et al. Latest Pleistocene crustal cannibalization at Baekdusan (Changbaishan) as traced by oxygen isotopes of zircon from the Millennium Eruption // Lithos. 2017. V. 284–285. P. 132–137.

Cherniak D.J., Watson E.B. Diffusion in zircon // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. № 1. P. 113–143.

Clayton R.N., Kieffer S.W. Oxygen isotope thermometer calibrations // Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. Eds. H.P.Jr. Taylor, J.R. O'Neil, I.R. Kaplan. Geochem. Soc. Spec. Publ. 1991. № 3. P. 3–10.

Day J.M.D., Peters B.J., Janney P.E. Oxygen isotope systematics of South African olivine melilitites and implications for HIMU mantle reservoirs // Lithos. 2014. V. 202–203. P. 76–84.

DePaolo D.J. Trace element and isotopic eff ects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 189–202.

Dodson M.H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 40. P. 259–274.

Dubinina E.O., Aranovich L.Y., van Reenen D.D. et al. Involvement of fluids in the metamorphic processes within different zones of the Southern Marginal Zone of the Limpopo complex, South Africa: An oxygen isotope perspective // Precamb. Res. 2015. V. 256. P. 48–61.

Dubinina E.O., Lakshtanov L.Z. A kinetic model of exchange in dissolution-precipitation processes // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 2265–2273.

Eiler J.M. Oxygen isotope variations of basaltic lavas and upper mantle rocks // Rev. Mineral. Geochem. 2001. V. 43. P. 319–364.

Fan Q., Sui J.L., Wang T.H. et al. History of volcanic activity, magma evolution and eruptive mechanisms of the Changbai volcanic province // Geol. J. China Universities. 2007. № 13. P. 175–190.

Farver J.R. Oxygen and hydrogen diffusion in minerals // Earth, Environment, and Society Faculty Publ. 2010. V. 2. https://scholarworks.bgsu.edu/sees_pub/2

Farver J.R., Yund R.A. The effect of hydrogen, oxygen, and water fugacity on oxygen diffusion in alkali feldspar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 2953–2964.

Garlick G.D. Oxygen isotope fractionation in magmatic rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1966. V. 1. P. 361–368.

Genske F.S., Beier C., Haase K.M. et al. Oxygen isotopes in the Azores Islands: crustal assimilation recorded in olivine // Geology. 2013. V. 41. P. 491–494.

Gérard O., Jaoul O. Oxygen diffusion in olivine // J. Geophys. Res. Atmospheres. 1989. V. 94 V. 2. № B4. P. 4119–4128.

Giletti B.J. Diffusion effects on oxygen isotope temperatures of slowly cooled igneous and metamorphic rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1986. V. 77. P. 218–228.

Giletti B.J., Semet M.P., Yund R.A. Studies in diffusion-III. Oxygen in feldspars: An ion microprobe determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 45–57.

Günther T., Haase K.M., Junge M. et al. Oxygen isotope and trace element compositions of platiniferous dunite pipes of the bushveld complex, South Africa – Signals from a recycled mantle component? // Lithos. 2018. V. 310–311. P. 332–341.

Jaoul O., Froidevaux C., Durham W.B., Michaut M. Oxygen self-diffusion in forsterite: Implications for the high temperature creep mechanism // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47. P. 613–624.

Hsu Ch.-N., Chen J.-Ch., Ho K.-S. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks from Kirin Province, northeast China // Geochem. J. 2000. V. 34. P. 33–58.

Kalamarides R.I. High-temperature oxygen isotope fractionation among the phases of the Kiglapait intrusion, Labrador, Canada // Chem. Geol. 1986. V. 58. P. 303–310.

Kuritani T., Ohtani E., Kimura J.I. Intensive hydration of the mantle transition zone beneath China caused by ancient slab stagnation // Nature Geoscience. 2011. V. 4. P. 713–716.

Kyser T.K., Lesher C.E., Walker D. The effects of liquid immiscibility and thermal diffusion on oxygen isotopes in silicate liquids // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 373–381.

Lesher C.E. Self-diffusion in Silicate Melts: Theory, Observations and Applications to Magmatic Systems // Rev. Mineral. Geochem. 2010. V. 72. P. 269–309.

Lester G.W., Kyser T.K., Clark A.H. Oxygen isotope partitioning between immiscible silicate melts with H_2O, P and S // Geochim. Cosmochim. Acta. 2013. V. 109. P. 306–311.

Liu J., Chen Sh.-Sh., Guo Zh. et al. Geological background and geodynamic mechanism of Mt. Changbai volcanoes on the China-Korea border // Lithos. 2015. V. 236–237. P. 46–73.

Liu R., Fan Q., Zheng X. et al. The magma evolution of Tianchi volcano, Changbaishan // Science in China. 1998. V. 41. № 4. P. 382–389.

Mattey D., Lowry D., Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 128. P. 231–241.

Matthews A., Palin J.M., Epstein S., Stolper E.M. Experimental study of $^{18}O/^{16}O$ partitioning between crystalline albite, albitic glass and CO_2 gas // Geochim. Cosmochim. Acta. 1994. V. 58. P. 5255–5266.

Muehlenbachs K., Kushiro I. Oxygen isotope exchange and equilibrium of silicates with CO_2 and O_2 // Carnegie Inst. Wash. Yearbook. 1974. V. 73. P. 232–236.

Mysen B.O. Relationships between silicate melt structure and petrologic processes // Earth Sci. Rev. 1990. V. 27. P. 281–365.

Mysen B.O. Aluminosilicate melts: Structure, composition and temperature // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 104–118.

Mysen B.O., Richet P. Silicate Glasses and Melts: Properties and Structure. Amsterdam: Elsevier, 2005. 548 p.

Mysen B.O., Virgo D., Seifert F.A. Relationships between properties and structure of aluminosilicate melts // Amer. Mineral. 1985. V. 70. P. 88–105.

Nardini I., Armienti P., Rocchi S. et al. Sr-Nd-Pb-He-O isotope and geochemical constraints on the genesis of cenozoic magmas from the west Antarctic Rift // J. Petrol. 2009. V. 50. № 7. P. 1359–1375.

Oppenheimer C., Wacker L., Xu J. et al. Multi-proxi dating the "Millenium eruption" of Changbaishan to late 946 CE // Quaternary Sci. Rev. 2017. V. 158. P. 164–171.

Palin J.M., Epstein S., Stolper E. Oxygen isotope partitioning between rhyolitic glass/melt and CO_2: An experimental study at 550–950°C and 1 bar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 1963–1973.

Qin T., Wu F., Wu Z., Huang F. First principles calculations of equilibrium fractionation of O and Si isotopes in quartz, albite, anorthite and zircon // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. P. 91.

Sharp Z.D. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios in silicates and oxides // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. P. 1353–1357.

Stolper E., Epstein S. An experimental study of oxygen isotope partitioning between silica glass and CO_2 vapor // Stable Isotope Geochemistry: A Tribute to Samuel Epstein. Eds. H.P.Jr. Taylor, J.R. O'Neil, I.R. Kaplan. 1991. V. 3. P. 35–51.

Taylor H.P. The effects of assimilation of country rocks by magmas on $^{18}O/^{16}O$ and $^{87}Sr/^{86}Sr$ systematic in igneous rocks // Earth. Planet. Sci. Lett. 1980. V. 47. P. 243–254.

Valley J.W. Oxygen isotopes in zircon // Rev. Mineral. Geochem. 2003. V. 53. № 1. P. 343–385.

Valley J.W. Stable isotope thermometry at high temperatures // Rev. Mineral. Geochem. 2001. V. 43. P. 365–414.

Valley J.W., Kitchen N., Kohn M.J. et al. UWG-2, a garnet standard for oxygen isotope ratios: Strategies for high precision and accuracy with laser heating // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. P. 5223–5231.

Wang X.-C., Wilde S.A., Qiu-Li Li, Ya-Nan Yang. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone // Nature Communications. 2015. V. 6. P. 7700.

Wei H., Taniguchi H., Miyamoto T. et al. Stratigraphic sequences and magmatic cycles of the Tianchi Volcano, Changbaishan // Northeast Asian Studies. 2007a. V. 11. P. 173–193.

Wei H., Wang Y., Jin J. et al. Timescale and evolution of the intracontinental Tianchi volcanic shield and ignimbrite-forming eruption, Changbaishan, Northeast China // Lithos. 2007b. V. 96. Iss. 1–2. P. 315–324.

Zhao Z.F., Zheng Y.F. Calculation of oxygen isotope fractionation in magmatic rocks // Chemical Geology. 2003. V. 193. P. 59–80.

Zheng Y.F. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 1079–1091.

Oxygen Isotope Fractionation between Phenocrysts and Melt: Equilibrium Estimations for the Alkaline Lavas of Changbaishan Volcano (Northeast China)

E. O. Dubinina[1], O. A. Andreeva[1], A. S. Avdeenko[1], I. A. Andreeva[1], and Ji Jianqing[2]

[1]*Institute of Geology of ore deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of RAS, Moscow, Russia*

[2]*School of Earth and Space Sciences of Peking University, Peking, China*

The mechanisms of the occurrence of nonequilibrium oxygen isotope fractionation between phenocrysts and the rock groundmass (from alkaline basalts to alkaline rhyolites) of Changbaishan volcano are considered. In the basaltic trachyandesite-trachyte-comendite-pantellerite rock series, a regular increase of the $\delta^{18}O$ values of feldspar (from 5.4 to 7.8‰) and the rock groundmass (from 5.6 to 7.1‰) is observed. In the same rock series, the $\delta^{18}O$ values of olivine decrease from 5.35‰ (close to the mantle peridotites), to significantly lower values (3.88–4.14‰). Changes in olivine composition from the Mg-rich (*Fo* = 74–79) to almost pure fayalite (*Fo* = 1) were detected. A positive correlation is determined between the Mg-number and $\delta^{18}O$ of olivine. It is shown that feldspar and the rock groundmass are close to oxygen isotopic equilibrium, whereas oxygen isotopic equilibrium was not reached between olivine and the rock groundmass, as well as between olivine and feldspar. The main mechanisms leading to the oxygen isotopic disequilibrium in the mineral-melt system are considered. An approach to the estimation of oxygen isotope equilibrium between the phenocrysts and melts is proposed. It takes into account the degree of melt polymerization (NBO/T ratio). This approach allows to explain the positive correlation between $\delta^{18}O$ values and olivine Mg-numbers in the Changbaishan lavas, as well as the occurrence of low $\delta^{18}O$ values in ferrous olivine from alkaline-salic rocks, up to +3‰. The $\delta^{18}O$ values observed in the olivine and the rock groundmass reflect changes in the of melt polymerization degree during crystal fractionation. The proposed model does not require an additional geological process involving the participation of a low-$\delta^{18}O$ material in the formation of the Changbaishan differentiated rock series.

Keywords: oxygen isotope fractionation, phenocryst, melt, olivine, plagioclase, NBO/T, differentiation, Changbaishan volcano