# Том 68, Номер 5





Журнал публикует оригинальные работы по всем разделам геохимии, космохимии, термодинамики природных процессов, геохимии органического вещества, геохимии океана и экологии.



# СОДЕРЖАНИЕ

-

\_

# Том 68, номер 5, 2023

Особенности состава внеземных базальтоидов Солнечной системы с точки зрения наук об экзопланетах (краткая сводка) <i>С. И. Демидова, Д. Д. Бадюков</i>	437
Геохимия редких элементов в минералах порфировых и непорфировых хондр равновесных обыкновенных хондритов <i>К. Г. Суханова, С. Г. Скублов, О. Л. Галанкина, Э. В. Оболонская, Е. Л. Котова</i>	454
Неопротерозойские коллизионные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: состав, U-Pb возраст и условия формирования гусянковского массива <i>А. Д. Ножкин, О. М. Туркина, И. И. Лиханов</i>	471
Геохимические критерии разделения протерозойских долеритов даек центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона <i>Т. В. Донская, Д. П. Гладкочуб, А. М. Мазукабзов,</i> <i>Е. И. Демонтерова, У. С. Ефремова</i>	488
Флюидные включения в кварце из разных типов промышленных руд месторождения золота Вернинское (Бодайбинский район, Россия) А. А. Котов, В. Ю. Прокофьев, А. В. Волков, Т. М. Злобина, К. Ю. Мурашов	508
Хронология современного осадконакопления в проливе Стур-фьорд (архипелаг Шпицберген) <i>Н. И. Мещеряков, И. С. Усягина, Г. В. Ильин</i>	521
Хроника всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии 2022 года <i>Е. В. Жаркова</i>	533

# ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ВНЕЗЕМНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ НАУК ОБ ЭКЗОПЛАНЕТАХ (КРАТКАЯ СВОДКА)

© 2023 г. С. И. Демидова<sup>а,</sup> \*, Д. Д. Бадюков<sup>а,</sup> \*\*

<sup>а</sup>Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

\*e-mail: demidova.si@yandex.ru \*\*e-mail: badyukov@geokhi.ru Поступила в редакцию 26.10.2022 г. После доработки 08.12.2022 г. Принята к публикации 20.12.2022 г.

Формирование базальтов является глобальным этапом эволюции дифференцированного космического тела (планеты или астероида) Солнечной системы. В работе представлены основные особенности химического и минерального состава базальтоидных метеоритов группы SNC, HED, ангритов и лунных морских базальтов на основе литературных данных. Несмотря на различия продуктов базальтового вулканизма разных космических тел, а также значительные вариации составов главных минералов базальтоидных пород на конкретном родительском теле, большинство из них является продуктами низкощелочного базальтового магматизма, что указывает на распространенность такого типа вещества на малых телах Солнечной системы. Все они характеризуются присутствием таких главных породообразующих минералов, как пироксен, оливин и плагиоклаз, и их спектральные характеристики могут быть использованы для поиска родственных пород в других звездных системах. Показаны основные факторы, влияющие на спектральные характеристики безатмосферных тел и более крупных планет с атмосферой, рассмотрена возможность поиска продуктов подобного базальтовому вулканизма на экзопланетах в ходе будущих миссий.

Ключевые слова: лунные морские базальты, SNC метеориты, HED метеориты, ангриты, базальтовый вулканизм, экзопланеты

DOI: 10.31857/S0016752523050035, EDN: EGYYZB

## введение

Удивительное разнообразие вещества Солнечной системы дает ключ к расшифровке ее истории, начиная с самых ранних стадий и кончая современными этапами. Основным источником полной и детальной информации о составе этого вещества являются метеориты. Родительскими телами метеоритов являются главным образом космические объекты пояса астероидов, расположенного между орбитами Марса и Юпитера, также в коллекциях присутствуют марсианские и лунные метеориты. Источником последних являются породы, выброшенные в космическое пространство с поверхности этих тел в результате импактных событий. Кроме этого, в национальных коллекциях США, России, Китая и Японии имеется вещество, доставленное космическими аппаратами с Луны и двух астероидов.

Хондриты представляют собой примитивное вещество Солнечной системы. В результате плавления такого материала в планетарных масштабах, и последующего фракционирования расплавов возникают породы, в различной степени отличающиеся от состава хондритового материала и относящиеся к группе дифференцированных метеоритов. Геохимические особенности этих метеоритов характеризуют процессы эволюции и условия их протекания на конкретных космических телах, каждое из которых имеет свой уникальный состав, происхождение и историю развития. Одним из таких глобальных планетарных процессов является формирование базальтовых кор. Морские районы Луны сложены главным образом базальтами. Многие SNC метеориты представляют продукты базальтового магматизма Mapca (Bogard, Johnson, 1983; McSween et al., 2015; Udry et al., 2021). Результаты определения состава поверхности "in situ" Венеры и Марса подтверждают присутствие базальтового вулканизма на этих планетах (Сурков и др., 1976; Барсуков и др., 1982; Bell, 2008). Данные дистанционного зондирования поверхности Марса и Меркурия свидетельствуют о ее базальтовом составе (Bell, 2008; Nittler et al., 2011). В коллекциях метеоритов также присутствуют продукты базальтового магматизма, происходившего на малых телах Солнечной системы. К ним относятся говардиты. эвкриты и диогениты (HED метеориты) и ангриты. Несмотря на универсальность сформировавшего базальты процесса, а именно частичного плавления вещества родительского тела, они, тем не менее, значительно отличаются друг от друга, что выражается в целом ряде вещественных особенностей. Их изучение несет в себе информацию об условиях протекания таких процессов на различных телах Солнечной системы и может быть использовано для предсказания особенностей их формирования и эволюции на планетах других звездных систем, а также планирования их наблюдений с помошью наземных и космических телескопов. Работы по основным типам метеоритных и лунных базальтоидов можно найти в следующих обзорах (BVSP, 1981; Neal, Taylor, 1992; Wieczorec et al., 2006; Warren, Taylor, 2014; Bridges, Warren 2006; Bell et al., 2008; Keil et al., 2012; Mittlefehldt, 2015; Mcsween, 2015; Day et al., 2018; McSween 2019; Udry et al., 2020; Vàci, Agee, 2020). Помимо примитивных ахондритов (акапулькоиты-лодраниты и винонаиты) из рассмотрения исключены такие дифференцированные ахондриты, как обриты, брачиниты и уреилиты, поскольку представители этих групп имеют черты, характерные как для примитивного, так и для дифференцированного вещества. В данной работе приведено краткое описание основных особенностей базальтоидных пород планет и астероидов Солнечной системы (по литературным данным), которые могут быть полезны при интерпретации данных об экзопланетах. Следует отметить, что хотя земные базальты изучены наиболее полно и всеобъемлюще, они не являются предметом рассмотрения этой работы, поскольку Земля обладает не только уникальным составом корового вещества, но и удивительной и сложной тектономагматической историей, влияние на которую оказывал целый ряд взаимосвязанных факторов. Однако сравнение с земными базальтами в ряде случаев проводится. В связи с этим следует отметить, что классификация вулканических пород и их плутонических аналогов основана на свойствах именно земных пород и накладывает серьезные терминологические ограничения на классификацию их внеземных аналогов, поскольку помимо различий химического, минерального состава и структуры, дифференцированные метеориты и доставленные лунные образцы имеют и богатую посткристаллизационную историю и, строго говоря, нередко должны быть классифицированы совершенно иначе. Поэтому в работе сведены данные о внеземных породах, сходных с породами семейства базальтов.

Данная работа не претендует на всестороннее освещение специфики внеземных базальтоидов, поскольку существуют детальные обзоры, посвященные отдельным группам вулканогенных пород космических тел (см. ниже), а ставит своей целью дать их общую характеристику и поиск среди них некоторых вещественных аналогий. Мы полагаем, что эта работа может быть полезна как астрономам, специализирующимся в области экзопланет земного типа, так и петрографам, изучающим земные базальты.

### ВНЕЗЕМНЫЕ БАЗАЛЬТЫ

#### Источники базальтоидов Солнечной системы

Базальтовые метеориты относятся к группе дифференцированных метеоритов, но, несомненно, должны рассматриваться в контексте всех типов пород конкретного планетного тела, будучи генетически с ними связанными.

Ангриты (не идентифицированный астероид) небольшая группа ахондритов, насчитывающая на сегодняшний день 37 метеоритов (MBDB, 2022). Это магматические породы ультраосновного состава, практически не затронутые ударным воздействием. Хотя и считается, что их источником являлся дифференцированный астероид (Treiman, 1989; Mittlefehldt, Lindstrom, 1990), тем не менее конкретный представитель не был обнаружен (Keil et al., 2012). Имеются свидетельства связи некоторых ангритов с тугоплавкими Ca-Al включениями (Kurat et al., 2004; Varela et al., 2017), кроме того, рассматривалась возможность их меркурианского происхождения (Irving et al., 2005; Kuehner et al., 2006), однако не нашедшая подтверждения в изотопных данных ангритов и орбитальных исследованиях Меркурия (Keil et al., 2012).

Метеориты группы HED (астероид Веста и семейство вестоидов). В эту группу входят три типа метеоритов – эвкриты, говардиты, диогениты. Вариации химического состава в пределах этой серии, сходный изотопный состав кислорода и совместное нахождение в брекчиях свидетельствуют, что эти метеориты связаны между собой и могли образоваться на одном родительском теле (Burbine et al., 2002). НЕД метеориты состоят главным образом из магматических пород основного и ультраосновного состава, и большая их часть является брекчиями. Эти метеориты содержат 3 основных типа пород – базальтоиды, кумулятивные габбро и ортопироксениты. Эвкриты представляют собой габбро, долериты и базальты, а диогениты являются ортопироксенитами. Говардиты и полимиктовые эвкриты – это образованные на поверхности родительского тела брекчии и метабрекчии, состоящие в основном из эвкритовой и диогенитовой компонент.

HED – это самая многочисленная группа дифференцированных коровых пород с астероида (2676 метеоритов (MBDB, 2022)) и единственная, для которой известно наиболее вероятное родительское тело. Это астероид Веста диаметром около 500 км, поверхность которого по спектральным характеристикам соответствует главным образом базальтам (De Sanctis et al., 2012а). Также на поверхности Весты обнаружены области, сложенные пироксенитами и дунитами, ассоциирующие с гигантским ударным кратером на южном полюсе этого небесного тела, то есть на Весте представлены все породы, характерные для метеоритов группы HED (De Sanctis et al., 2012а). Однако проведенные детальные исследования изотопного состава кислорода метеоритов этой группы, наряду с реконструкцией орбит двух наблюдавшихся палений эвкритов предполагают. что Веста возможно не единственный источник метеоритов группы HED (McSween et al., 2011).

**Лунные базальты.** Луна – ближайшее и наиболее изученное после Земли планетное тело. Базальты заполняют в виде лавовых потоков впадины лунных морей и составляют порядка 1% лунной коры по объему и занимают около 17% поверхности (Neal, Taylor, 1992). Лунные базальты были доставлены миссиями Apollo 11 (Море Спокойствия), Apollo 12 (Океан Бурь), Apollo 14 (ударные выбросы из Моря Дождей), Apollo 15 и 17 (граница Моря Ясности), Луна 16 (Море Изобилия), Луна 24 (Море Кризисов). Из 554 лунных метеоритов 25 имеет базальтовый состав, 37 метеоритов являются базальтовыми брекчиями, кроме того, многие метеориты содержат редкие фрагменты базальтов, однако некоторые из них могут быть парными (эл. pecypc Lunar Meteorites).

**SNC метеориты (Марс).** О вещественном составе марсианских пород можно судить по морфологии поверхностных структур, по измерениям, проведенным в местах посадки спускаемых аппаратов, по спектральным характеристикам, наблюдаемым с орбиты, и по результатам изучения SNC (шерготтит-наклит-шассиньитовых) метеоритов, которые являются марсианскими. На сегодняшний день их насчитывается 341 шт. (MBDB, 2022).

Все SNC метеориты — это магматические (главным образом, вулканические, но есть и плутонические) породы основного и ультраосновного состава, образовавшиеся в результате кристаллизации магм основного состава. Если использовать земную терминологию, то преобладющие в коллекциях шерготтиты следует отнести к пижонитовым базальтам (хотя, строго говоря, они отличаются от земных базальтов), наклиты соответствуют оливиновым клинопироксенитам, а шассиньиты — это дуниты. Кроме того, имеются несколько метеоритов, не попадающих под стандартную классификацию. Это уникальный ме-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

теорит ALH 84001, который является ортопироксенитом, и полимиктовая брекчия NWA 7034 и 16 его парных метеоритов (Udry et al., 2021). Метеориты группы шерготтитов значительно преобладают, что предполагает широкую распространенность их родительских пород, по крайней мере, среди участков поверхности Марса молодого возраста. Анализы, проведенные орбитальными и посадочными модулями, подтверждая мафический состав поверхности Mapca ( McSween et al., 2009), значительно расширили разнообразие состава марсианских магматических пород. Орбитальные измерения вулканических провинций методом гамма-спектроскопии показали, что средняя марсианская кора может иметь базальтовый состав до трахибазальтового (Taylor et al., 2010). Магматические породы в кратере Гусев также близки базальтам, но имеют более широкие вариации щелочей, чем SNC метеориты (McSween et al., 2006), в кратере Гейл были идентифицированы диориты, трахиты, трахиандезиты и кварцевые диориты (Stolper et al., 2013; Cousin et al., 2017). Кроме того, на поверхности Марса обнаружены осадочные породы (аргиллиты, песчаники, конгломераты со значительным количеством магматических обломков), а также эвапориты карбонат-сульфатного состава (McSween et al., 2015). По спектральным характеристикам предсказывают присутствие на поверхности серпентинитов и метабазальтов (McSween et al., 2015).

Прямых сведений о составе *меркурианских* и *ве*нерианских пород нет, однако орбитальные исследования позволили установить вероятное присутствие базальтов на их поверхности (Сурков и др., 1976; Барсуков и др., 1982; Basilevsky et al., 1992; Nittler et al., 2011; Gilmore et al., 2017), что подтверждается и структурным анализом поверхности вулканических провинций этих космических тел (Ivanov, Head, 2013; Head et al., 2011; Гусева, 2016).

#### Минералого-петрографические особенности базальтоидов планет и малых космических тел Солнечной системы на основе данных о метеоритах и доставленных лунных образцах

Основные минералого-петрографические особенности метеоритных и лунных базальтовых пород представлены в табл. 1.

Ангриты представлены средне- крупнозернистыми (до 2–3 мм) породами коры дифференцированного астероида. Они обладают необычной минералогией и рядом отличительных геохимических признаков. В качестве главных минеральных фаз ангриты содержат Ca–Al–Ti пироксен, богатый Ca-оливин, кирштейнит и Ca-плагиоклаз (анортит). Второстепенными являются Al-шпинель, троилит, мерриллит, титаномагнетит, Fe–Ni металл и др. Высокое содержание магнетитового минала в титаномагнетите свидетельствует об

### ДЕМИДОВА, БАДЮКОВ

Параметр	Лунные морские базальты	HED метеориты	SNC метеориты	Ангриты
Структура	Преобладают брекчии	Есть брекчии	Магм. породы	Магм. породы
Пироксен	$En_{0-70}Wo_{5-50}$	$En_{0-83}Wo_{1-47}$	En <sub>1-77</sub> Wo <sub>0-43</sub>	Ті-Аl диопсид-геден- бергит En <sub>0-38</sub> Wo <sub>41-57</sub>
Оливин	Распространен Fo <sub>0-80</sub>	Почти нет	Есть Fo <sub>15-80</sub>	Са-оливин Fo <sub>0–90</sub>
Плагиоклаз	An <sub>75-99</sub>	An <sub>75-96</sub>	An <sub>30-75</sub>	An <sub>98-100</sub>
Металл	Есть	Есть	Нет	Есть
Акцессорные минералы	Ильменит, фаза кремнезема, хромит, троилит, армалко- лит, транквиллитит, пирок- сферроит и др.	Хромит, троилит, металл фаза кремнезема	Магнетит, пирро- тин, вторичные минералы	Кирштейнит, шпи- нель, ульвашпинель, троилит, титаномаг- нетит, мерриллит, ильменит
Возраст	г.о. 3.1—3.9 до 100 млн лет	4.5 млрд лет	4.5—0.17, г.о. ≤1.4 млрд лет	4.5 млрд лет

Таблица 1. Основные особенности метеоритных базальтоидов Солнечной системы

окислительных условиях образования этих метеоритов, что подтверждается и экспериментальными данными (McKay et al., 1994).

Плутонические ангриты обладают гипидиоморфной до гранулярной и кумулатной структурой и содержат минералы с незначительными вариациями состава, тогда как вулканические ангриты демонстрируют структуры закалки, а минералы в них очень зональны. Эти различия соответствуют разным скоростям охлаждения, варьирующим от 270–320 град./год до 280 град./ч (Keil et al., 2012).

Среди метеоритов группы НЕД базальтовым составом обладают эвкриты - это обломочные брекчии мелкозернистых базальтов, состоящих из пижонита (En<sub>29-43</sub>Wo<sub>6-15</sub>) и плагиоклаза (An<sub>75-93</sub>) с второстепенными фазой кремнезема, ильменитом, хромитом и акцессорными фосфатами, троилитом, металлом, фаялитом, цирконом и бадделеитом. Кумулятивные эвкриты представлены крупнозернистыми породами, часто небрекчированными. Они состоят из пижонита (En<sub>38-61</sub>Wo<sub>7-16</sub>), плагиоклаза (An<sub>91-95</sub>) с второстепенным хромитом и акцессориями: фазой кремнезема, ильменитом, металлом, троилитом и фосфатом. Большинство диогенитов являются мономиктовыми обломочными первоначально крупнозернистыми породами, состоящими на 90% из ортопироксена (Еп<sub>72-77</sub>Wo<sub>1-2</sub>) с второстепенными хромитом и оливином и акцессорными троилитом, металлом и фазой кремнезема. Диопсид встречается в виде ламелей распада в пироксене. В основном это брекчии, хотя встречаются и небрекчированные разности. Содержание оливина обычно менее 10%, однако с расширением мировой коллекции метеоритов наблюдается рост числа оливиновых диогенитов, которые содержат до 50% оливина. Многие эвкриты и диогениты подверглись вторичному нагреву и подверглись перекристаллизации с уничтожением первичной магматической структуры.

Большинство лунных базальтов представлено типично магматическими породами, которые обычно определяются как ильменитовые, оливиновые, пижонитовые, кристобалит- и тридимитсодержащие базальты, долериты, габбро. Хотя, строго говоря, они не являются "базальтами" в земном понимании, так как содержат больше мафических фаз и скорее соответствуют лейкократовым низкомагнезиальным коматиитам (Warren, Taylor, 2014). В структурном отношении от земных базальтов и габбро они отличаются меньшим размером зерен (крупнозернистыми для Луны считаются породы с размером зерен 1–5 мм), кроме того в лунных базальтах обычно меньше стекла, чем в земных разностях. Некоторые морские базальты обладают везикулярной текстурой, например, оливиновый базальт "Аполло-15" (обр. 15016) содержит 50% пузырьков, что может указывать на возможное присутствие СО<sub>2</sub> в магме (Taylor et al., 1991). Главные породообразующие минералы морских базальтовых пород – клинопироксен (En<sub>0-70</sub>Wo<sub>5-50</sub>) и плагиоклаз (An<sub>75-99</sub>), иногда оливин (Fo<sub>0-80</sub>) и ильменит. Основные акцессории представлены минералами группы шпинели, кристобалитом, тридимитом, армолколитом, пироксферроитом, апатитом, мерриллитом, троилитом, Fe-Ni металлом. Реже встречаются цирконолит, бадделеит, транквиллитит, рутил, К-Ва полевые шпаты и другие.

Все **марсианские метеориты** характеризуются преобладанием мафических минералов над плагиоклазом. Плагиоклаз в SNC метеоритах более кислый, чем в базальтоидах других тел Солнечной системы (An<sub>30-70</sub>), а оливин и пироксен имеют более железистый состав, чем в земных базальтах, но не более железистый, чем в лунных базальтах. Пироксен в наклитах представлен преимущественно авгитом, а в шерготтитах главным образом ортопироксеном и пижонитом, хотя имеется и авгит. Оливин и пироксен в наклитах и шассиньитах имеют более узкие вариации составов, чем в большинстве шерготтитов. Отношение Fe/Mn в мафических минералах составляет около 40 и является ключевым идентификационным признаком всех марсианских метеоритов (Papike et al., 2003).

Среди шерготтитов выделяются 3 полгруппы: 1) базальтовые, 2) оливин-порфировые (пикритовые) и 3) лерцолитовые (перидотитовые) шерготтиты. Существует номенклатурная проблема классификации марсианских метеоритов. Например, марсианские "лерцолитовые шерготтиты", лерцолитами не являются: земные аналогичные породы более крупнозернисты, и ортопироксен в них является главным минералом, а в более мелкозернистых "лерцолитовых шерготтитах" он составляет не более 3%. А в оливин-порфировых шерготтитах наряду с крупными кристаллами оливина присутствует ортопироксен, уже классифицированы оливин-ортопироксен-порфировые шерготтиты. Характерной чертой базальтовых шерготтитов является ярко выраженная зональность зерен пироксена, что указывает на отсутствие равновесия в ходе кристаллизации их расплавов. Изучение микроструктуры пироксенов метеорита Shergotty позволило установить, что скорость остывания пироксенов составляла 0.002°C в час в диапазоне температур 1100-800°С, что сопоставимо с медленным остыванием в крупных земных интрузиях (Müller, 1993). Последующие диффузионные процессы в медленно остывающих шерготтитах могли до некоторой степени уравновешивать составы их фаз. Напротив, шерготтиты с порфировой структурой обладают более мелкозернистой (вплоть до витрофировой) основной массой и должны иметь более высокую скорость остывания и вероятно образовывались в менее мощных лавовых потоках. При этом в результате аккумуляции мафических фаз могли образоваться метеориты ультраосновного состава (Mikouchi et al., 2003; Bridges, Warren, 2006).

Все SNC метеориты, особенно наклиты и ALH84001, содержат продукты марсианских вторичных изменений (глинистые минералы, карбонаты, сульфаты), свидетельствующие о взаимодействии с атмосферой Mapca (Bridges et al., 2001). Вторичные фазы метеорита ALH84001 карбонатные образования с включениями углеводородов и магнетита специфической морфологии — приобрели мировую известность благодаря предположениям об их биологическом происхождении, однако сейчас придерживаются абио-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

логической гипотезы их образования (Bell et al., 2008).

Метеориты с Меркурия еще не были идентифицированы в коллекции метеоритов, однако согласно данным, полученным в ходе миссии Мессенджер, ряд ученых предположили, что они должны бы состоять из натрового плагиоклаза, магнезиальных ортопироксена и оливина с графитом и экзотическими сульфидами в качестве акцессорных минералов (Vander Kaaden et al., 2017; McCubbin, McCoy, 2016).

Транспортировка **метеоритов с Венеры** маловероятна из-за высокой скорости убегания кратерных выбросов в космос (>10.3 км/с) и плотной атмосферы этой планеты (Gladman et al., 1996), приводящей к их эффективному торможению и абляции (процесс, обратный падению метеороидов на Землю).

#### Химические особенности состава базальтоидов Солнечной системы, формирующие их процессы и основные периоды магматизма

Ангриты являются самыми низкощелочными кремнезем-недосыщенными и одними из древнейших вулканитов Солнечной системы (Keil et al., 2012; Tissot et al., 2022) с возрастом ~4.560 млрд лет. Метеориты обогащены такими тугоплавкими элементами, как Са и Ті. Они имеют низкие содержания Ga – элемента средней летучести, однако всего лишь незначительно обеднены такими летучими элементами как Br, Se, Zn, In и Cd по сравнению с лунными и эвкритовыми базальтами. Ангриты обогащены несовместимыми литофильными элементами, как и другие базальтоиды, но относительно обеднены Al относительно других тугоплавких литофильных элементов. Считалось, что большинство ангритов образовалось в результате частичного плавления примитивного источника при относительно окислительных условиях ( $\sim$ IW + 1 ± 1), однако они не являются продуктом фракционирования одного родительского расплава (Keil et al., 2012). Недавние экспериментальные работы показали, что сушествование среди вулканических разновидностей двух групп составов все же может объясняться фракционированием одного расплава (Tissot et al., 2022). Пока нет единого мнения о размере родительского тела ангритов. Предполагается, что первоначально более крупное родительское тело радиусом >100 км (Wilson et al., 2010) или даже размером с Луну (Tissot et al., 2022), имело металлическое ядро и возможно удерживало атмосферу. Однако впоследствии в результате некоего катастрофического события ~4.558 млрд лет назад образовался один или несколько мелких астероидов размером ~10 км, что позволило сохранить коровые породы небрекчированными (Scott, Bottke, 2011). Полагают, что родительское тело ангритов представляет собой архетип первого поколения планетезималей и эмбрионов, обогащенных тугоплавкими элементами, образовавшихся в самой внутренней части внутренней Солнечной системы (<1 а.е.), и которые аккретировались на планетах земной группы (Tissot et al., 2022).

Среди метеоритов группы НЕД базальтовые эвкриты, а также диогениты имеют довольно узкие вариации содержаний главных элементов, составы кумулятивных эвкритов варьируют сильнее, что может быть связано с их крупнозернистой структурой и непредставительностью обломков. В целом для них характерно обеднение летучими и умеренно-летучими литофильными элементами, а также сидерофильными элементами. Концентрации редких несовместимых литофильных элементов в эвкритах и диогенитах характеризуются широким разбросом значений, например, содержания La в диогенитах отличаются в 700 раз, в кумулятивных эвкритах в 20 раз. тогда как в базальтовых эвкритах всего в 2 раза. Изучение химического состава эвкритов позволило установить, что среди них существует две группы: эвкриты группы Nuevo-Laredo (NL) (продукты фракционной кристаллизации), обогащенные несовместимыми элементами, Ті и имеющие самое высоке Sr/Eu отношение, и эвкриты группы Stannern (продукты частичного плавления) (Stolper et al., 1977; McSween et al., 2011; Mittlefehldt, 2015).

Метеориты HED группы генетически связаны между собой. Все они образовались в безводных условиях при низком давлении и практически неизменной фугитивности кислорода (IW - 1 - IW + 0.5) (McSween et al., 2011; Mittlefehldt, 2015). Датировки базальтовых эвкритов (4.52-4.56 млрд лет) указывают на очень быструю дифференциацию родительского тела HED метеоритов на самых ранних этапах формирования Солнечной системы. Модели внутреннего строения Весты включают металлическое ядро (радиус ~110 км), богатую оливином мантию (мощность ~130 км), нижнюю кору диогенитового состава, (мощность ~10 км) и верхнюю эвкритовую кору (мощность ~20 км). Считается, что кумулятивные эвкриты являются образцами нижней коры (глубина 8-10 км) в то время как базальтовые (или некумулятивные) эвкриты продукты поверхностных лавовых потоков (Mittlefehldt, 2015). Согласно наиболее популярной модели эволюции астероида Веста (Righter, Drake 1997), дополненной позднее (Mandler, Elkins-Tanton. 2013) сначала в расплавленном родительском теле хондритового состава формируется металлическое ядро, затем в ходе остывания в силикатной части формируются диогениты и эвкриты, при этом на начальной стадии отдается предпочтение равновесной кристаллизации при постоянном давлении, а в завершение в результате фракционирования в коре образуются самые дифференцированные эвкриты NL группы. Эта модель также принимает в расчет динамические ограничения, например конвекцию в океане магмы, а также удовлетворяет таким геохимическим ограничениям, как Fe/Mn отношение и изотопный состав кислорода. Вместе с этим вариации содержаний р.з.э., не укладывающиеся в эту модель, объсняются ассимиляцией корового материала родительскими расплавами эвкритов и диогенитов (Barrat et al., 2007, 2010).

Наиболее важная геохимическая характеристика марсианских метеоритов - низкое отношение MgO/FeO и низкое содержание  $Al_2O_3$ . Считается, что высокое содержание FeO отражает более высокую, чем на Земле, окисленность мантийных источников, а низкое содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> отражает обедненность источников этим элементом, возможно являясь результатом генерации океана магмы (Bridges, Warren 2006). Окисленное состояние марсианской мантии подтверждается и содержаниями P, Cr и W, которые, являясь умеренно сидерофильными элементами на Земле, на Марсе становятся более литофильными (Halliday et al., 2001). Предполагается, что мантийные источники родительских магм SNC метеоритов содержали малое количество воды, несмотря на ее присутствие на поверхности Марса в прошлом. Находка амфибола в некоторых расплавных включениях метеорита Shergotty указывает на содержание воды в расплаве <1.8 мас. % (Johnson et al., 1991: McSween, Harvey, 1993). Однако ее первичное содержание в расплаве остается неизвестным, так как часть воды могла быть потеряна в момент удара.

Шерготтиты варьируют по составу от пикробазальтов до базальтов. При изучении распределения редких элементов в шерготтитах было установлено, что существуют 3 различные группы шерготтитов: обедненная, умеренно обедненная и обогащенная такими несовместимыми элементами, как Th, U, Ba и La, при этом шерготтиты обогащенной группы содержат повышенное количество щелочных элементов (Day et al., 2018). Те же самые группы выделяются и по изотопному составу. La/Lu отношение является диагностическим для выделения таких групп и, что удивительно, это отношение увеличивается с ростом фугитивности кислорода (QFM +0.5 – QFM -4). Причиной может быть либо гетерогенность мантийных источников, в результате частичного плавления которых образовались шерготтитовые магмы (предпочтительнее), либо ассимиляция различного количества окисленного водного корового флюида с высоким отношением La/Lu (Bridges, Warren 2006).

Большое количество изотопных исследований марсианских метеоритов привело к заключению о ранней дифференциации Марса на ядро, мантию и кору (30–50 млн лет с момента образова-

ния). Тот факт, что эти "изотопные" доказательства, в отличие от земных пород, сохранились в марсианских метеоритах, накладывает важные ограничения на геодинамическую историю Марса, а также характер корового вещества. Существовал ли на ранних этапах истории Марса океан магмы, как на Луне, либо вулканизм имел периодический характер, остается до конца неясным. В любом случае несколько попыток моделирования марсианского океана магмы предполагают, что ранняя марсианская кора должна была иметь базальтовый состав (McSween et al., 2003; Elkins-Tanton et al., 2005) что подтверждается изотопными данными (Bouvier et al., 2018). В отличие от Земли на Марсе нет тектоники плит, тем не менее, верхняя кора Марса характеризуется присутствием разнообразных магматических пород от ультраосновного до кислого состава. Наиболее распространены низкокалиевые базальты (как плутонические, так и вулканические), но есть и щелочные вулканические провинции (например, кратер Гусев) вплоть до кварц-содержащих вулканитов (согласно орбитальным данным) (Bell et al., 2008; Ehlmann, Edwards, 2014; McSween, 2015). Существование небольших участков более дифференцированных пород сопоставимо с нормальной последовательностью дифференциации базальтового вещества особенно в пределах щелочных серий.

Хотя общепринято, что возраст наклитов и шассиньитов составляет 1.3 млрд лет, возраст базальтовых шерготтитов по-прежнему является предметом споров. Очевидно, что среди них присутствуют как совсем молодые породы (150-600 млн лет), так и редкие более древние (2.3– 2.4 млрд лет) (Vàci, Agee, 2020). Однако согласно методам кратерной статистики на поверхности преобладают древние базальты (3-4.5 млрд лет) (Hartman, Berman, 2000), поэтому "молодые" марсианские метеориты с возрастом <2.4 млрд лет могут не отражать состав древнего корового вещества, единственным представителем которого может быть самый древний марсианский метеорит ALH84001, его возраст составляется 4.1 млрд лет (Lapen et al., 2010). Кроме того, датировка цирконов в уникальной марсианской брекчии NWA 7034 (4.5 млрд лет) позволила предположить, что самый ранний магматизм на Марсе мог иметь базальтовый состав до андезитового (Bouvier et al., 2018).

Лунные морские базальты по составу очень разнообразны. По сравнению с земными базальтами они характеризуются меньшим количеством SiO<sub>2</sub> (37–45 мас. %) и более высоким FeO (в основном >16 мас. %), содержат больше Cr и Ti, и обладают более низкими содержаниями Al и щелочных элементов. Основными петрохимическими типами морских пород являются низкотитанистые (TiO<sub>2</sub> < 6 мас. %) и высокотитанистые (TiO<sub>2</sub> >

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

>8 мас. %) базальты), которые далее в зависимости от содержания К и Аl подразделяются на ряд групп (Neal, Taylor, 1992). Орбитальные данные указывают на преобладание низкотитанистых базальтов (Giguere et al., 2000). В породе химические особенности проявлены в различном количестве ильменита, плагиоклаза и позднего мезостазиса, обогащенного К и рядом несовместимых элементов. Присутствие металлического железа и отрицательной Еи аномалии в лунных базальтах свидетельствует о восстановительных условиях образования лунных пород (IW -0.2; -1) (Wieczorec et al., 2006). Морской вулканизм связывается с процессами частичного плавления мантии на глубине до 400 км, и состав лунной мантии должен бы значительно отличаться от состава земной (Kronrod et al., 2022). Экспериментальные исследования при низких давлениях позволили установить, что ликвидусная температура лунных базальтов составляла 1150-1400°С, а солидусная - 1050°С, что на 100°С выше, чем для земных базальтов. Скорость остывания базальтовых лав составляла 0.1-30°С/ч, что сопоставимо с остыванием лавового потока мощностью несколько метров. В связи с более низкой вязкостью лунных лав такие маломощные лавовые потоки простираются на гигантские расстояния (Taylor et al., 1991).

Разная степень частичного плавления единого источника, фракционная кристаллизация или ассимиляция не объясняют всего наблюдаемого разнообразия лунных базальтов. Различия в составе морских базальтов обусловлены преимущественно гетерогенностью их мантийных источников (Taylor, McLennan, 2008), что подтверждается изотопными данными (Snape et al., 2019), близповерхностное фракционирование расплавов играет лишь второстепенную роль.

Излияния базальтов на видимой стороне Луны происходили главным образом 3.9-3.1 млрд лет назад (Wieczorec et al., 2006), в подчиненном количестве базальтовый вулканизм продолжался и позднее, кристаллизационный возраст самых молодых базальтов, доставленных Chang'E-5 составляет 2 млрд лет (Che et al., 2022), а совсем незначительные проявления базальтового вулканизма могли происходить менее 100 млн лет назад (Braden et al., 2014). Предполагается, что немногочисленные морские базальты на обратной стороне Луны могут отличаться по составу от аналогичных пород на видимом полушарии, что объясняется большей мощностью коры, а значит и большей глубиной образования расплава. Например, базальтовый метеорит Kalahari 009 отличается очень низким содержанием несовместимых элементов и древним возрастом (~4.3 млрд лет), что может свидетельствовать о его выбросе с обратной стороны Луны (Sokol et al., 2008; Snape et al., 2018). Это позволяет предполагать, что базальтовый вулканизм существовал задолго до массового излияния морских базальтов. Оценить его масштабы невозможно, поскольку интенсивная бомбардировка, завершившаяся около 3.9 млрд лет назад значительно изменила облик поверхности.

Базальты Меркурия. Исследования элементного состава поверхности Меркурия с помощью ренгенофлуоресцентного спектрометра аппарата "Мессенджер" показали, что поверхность Меркурия обеднена Al и Ca, сравнительно бедна Ti и Fe и обогащена Mg, занимая промежуточное положение между типичными базальтами и ультраосновными породами типа земных коматиитов. Обнаружено также относительное изобилие S, что предполагает восстановительные условия при формировании пород (Nittler et al., 2011). Орбитальные данные свидетельствуют, что основные излияния базальтов происходили на ранних этапах эволюции планеты >3.5 млрд лет назад (Bvrne et al., 2016), но следы экзсплозивного вулканизма проявлялись и позднее (Jozwiak et al., 2017)

Базальты Венеры. Редкие анализы поверхности Венеры показали присутствие шелочных и толеитовых базальтов, предполагая, что большая часть поверхности Венеры имеет базальтовый состав (Сурков и др., 1976; Барсуков и др., 1982). Считается, что базальты Венеры имеют суперхондритовое Ti/Al отношение и обогащены несовместимыми элементами по сравнению с земными базальтами срединно-океанических хребтов (MORB) (Nikolaeva, Ariskin, 1999; Treiman, 2007). Кроме того, имеются свидетельства о присутствии дифференцированных пород фельзитового состава (Hashimoto et al., 2008). Небольшое число ударных кратеров на поверхности Венеры предполагает наличие современного, либо недавнего вулканизма (Gillmore et al., 2017).

#### ОБСУЖДЕНИЕ

#### Базальтоиды Солнечной системы

Базальтоидный материал Солнечной системы в виде метеоритов или доставленных с Луны образцов морских пород представляет собой образцы нескольких родительских тел – планет и астероидов – каждое из которых обладает уникальным составом, происхождением и историей (Taylor, McLennan, 2008). Тем не менее, эволюция конкретного родительского тела происходила согласно с общими законами геохимии и распространенностью элементов. Дифференциация на Fe-Ni ядро, силикатную мантию и кору, совершившаяся в течение нескольких миллионов лет, могла сопровождаться формированием глобального океана магмы не только на крупных телах (Земля, Марс, Луна), но и на астероидах (Greenwood et al., 2005; Rubie et al., 2004; Righter, Drake, 1997). Дальнейшая магматическая эволюция зависела от количества имеющегося тепла в конкретном родительском теле, и лишь крупные объекты могли оставаться магматически активными длительное время. В результате частичного плавления мантийного силикатного материала возникли аналогичные базальтовым расплавы, излившиеся на поверхность космических тел. На малых космических телах интенсивный базальтовый вулканизм происходил лишь на ранних этапах (ангриты, астероид Веста, Луна, Меркурий), тогда как крупные тела остаются вулканически активными гораздо дольше (Марс, Венера, Земля). Интенсивность, продолжительность и характер базальтоидного вулканизма зависят не только от размера тела, его состава (количество летучих, теплогенерирующих элементов), но и от характера внешней среды (топография поверхности. атмосферное давление, присутствие воды или льда) (BVSP, 1981; Wilson, 2009), а также от внешних воздействий, например, крупных ударных событий на ранних этапах эволюции (Zhu et al., 2019). Продукты базальтоидного магматизма представляют собой главным образом темноцветные вулканические или плутонические породы, состоящие преимущественно из пироксена и плагиоклаза с меньшим количеством оливина, оксидов Fe, Cr и Ti и др. В химическом составе оксиды Fe, Mg и Ca составляют 5-15 мас. %, содержание SiO<sub>2</sub> варьирует в основном от 37 до 58 мас. % (BVSP, 1981), хотя многие лунные, а также метеоритные базальтоиды могут содержать >20 мас. % FeO. В структурном отношении изверженные породы обладают меньшим размером зерен по сравнению с их плутоническими аналогами. Размер зерен минералов в метеоритных и лунных базальтоидах обычно не превышает 3-5 мм. Для безатмосферных тел (Луна, астероид Веста) характерно присутствием брекчированных пород.

Разнообразие типов базальтоидных пород на конкретном родительском теле и их родительских расплавов свидетельствуют о гетерогенности мантии планет и малых дифференцированных космических тел. Важнейшими процессами, влияющими на состав продуктов базальтового магматизма являются процессы частичного плавления базальтовых источников и гибридизации расплавов, которые отражаются в химическом (напр., содержание и распределение р.з.э.) и минеральном (обогащение минералами Р, К, р.з.э. и др. составе базальтоидов. Не менее важным являются процессы фракционирования расплавов в ходе кристаллизации, о чем свидетельствует присутствие как кумулатов, так и более дифференцированных пород среди базальтоидных метеоритов. На графике зависимости отношений FeO/MnO от FeO/MgO (рис. 1) линейные горизонтальные тренды характерны для всех базальтоидов Солнечной системы и отличаются от примитивного хондритового вешества более высоким FeO/MgO отношением (Goodrich et al., 2000), что связано со значитель-



**Рис. 1.** Зависимость отношений FeO/MnO от FeO/MgO в лунных и метеоритных базальтоидах Солнечной системы (данные взяты из следующих источников: базальты Луны – Clive Neal's Mare Basalt Database; SNC метеориты – Bridges, Warren, 2006; HED метеориты – BVSP, 1981, Mittlefehldt, 2015; ангриты – Keil et al., 2012). Для сравнения показаны область хондритовых значений (Goodrich, Delaney, 2000).

ным ростом железистости в ходе кристаллизационной дифференциации. Различия в FeO/MnO отношениях космических тел могут отражать различия окислительно-восстановительных условий и/или первоначального содержания железа в источниках (Ruzicka et al., 2001). О различных окислительно-восстановительных условиях свидетельствует и минеральный состав, в восстановительных условиях основными акцессорными минералами являются минералы Fe<sup>2+</sup> (ильменит, минералы группы шпинели) и даже металлическое Fe<sup>0</sup>, тогда как в окислительных присутствуют минералы Fe<sup>3+</sup> (магнетит, гематит). Большое разнообразие структурных типов базальтоидов, указывает на влияние характера излияния магмы на конкретном родительском теле, важную роль играют как скорость охлаждения, так и количество летучих компонентов. Таким образом, вариации составов главных минералов базальтоидных пород зависят от валового состава каждой породы, степени фракционирования расплава и режима его остывания.

Для большинства дифференцированных тел Солнечной системы характерно присутствие низкощелочных базальтоидов, хотя щелочные базальтоиды также встречаются, но, по-видимому, имеют локальное распространение (McSween et al., 2009; Сурков и др., 1976; Барсуков и др., 1982; Taylor, McLennan, 2008). Общим для них является минеральный состав, а именно присутствие пироксена, оливина и плагиоклаза в качестве главных по-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

родообразующих минералов. Состав их варьирует от объекта к объекту, но их спектральные характеристики могут быть использованы для поиска базальтоидов в других звездных системах.

#### О возможности применения данных о базальтодах Солнечной системы при изучении экзопланет

Дистанционные методы исследования минералогии поверхности планет и астероидов претерпели значительное развитие в течение последнего десятилетия благодаря прогрессу в калибровке спектральных характеристик в лабораторных условиях и проверке методик интерпретации в ходе орбитальных полетов. Это позволило точно идентифицировать несколько родительских тел метеоритов в главном поясе астероидов и помогло ограничить химический состав минералов и их содержание в обыкновенных хондритах и базальтовых ахондритах и получить детализированные минералогические карты поверхности Луны, Марса, и ряда астероидов (Reddy et al., 2015; Pieters et al., 2009, 2011; Gilmore et al., 2017; Gaffey et al., 2002; Vernazza et al., 2005; De Sanctis et al., 2012a; Ehlmann, Edwards, 2014). Интерпретация данных с невыраженными спектральными характеристиками по-прежнему остается сложной задачей, однако имеется ряд инструментов, все же позволяющих получить некоторую информацию о составе поверхности (Hardersen et al., 2005; Reddy et al., 2015; Pisello et al., 2022). В случае Венеры и подобных космических тел такие методики не применимы из-за наличия плотной горячей атмосферы, однако предложенный комплексный подход, включающий сопоставление орбитальных данных тепловизионного спектрометра VIRTIS (Венера Экспресс) об излучательной способности поверхности конкретных геологических структур с данными о таковой для минералов при высоких температурах в рамках ожидаемого состава пород Венеры, также позволил установить связь с минералогией поверхности (Filliberto, 2014; Gilmore et al., 2017).

Данные о том, что значительное число звезд в галактике может обладать планетными системами (Cassan et al., 2012; Маров, Шевченко, 2017), открывают новые возможности не только для приоритетного поиска планет пригодных для жизни, но и для сопутствующих научных направлений, в частности, поиска следов аналогичного базальтовому магматизма, который может присутствовать и на планетах других звездных систем. На сегодняшний день подтверждено более 5 тысяч экзопланет (NASA Exoplanet Catalog; Maров, Шевченко, 2017). Среди них уже более 180 представителей так называемых планет земной группы (T) – планет с твердой поверхностью, которые, как правило, имеют схожие с Землей параметры и состоят преимущественно из горных пород (Маров, 2016). Кроме того, каменистыми корами могут обладать и некоторые из более крупных экзопланет так называемые "сверхземли", их размер превышает размер Земли примерно в 2 раза (Маров, Шевченко, 2017).

Основываясь на теоретической возможности существования слабых линий в спектрах экзопланет, и в перспективе ввода в эксплуатацию очень крупных наземных телескопов с возможностью исследования спектральных характеристик планет других звездных систем (обзор проектов по изучению экзопланет Haqq-Misra et al., 2022), можно планировать поиск каких-либо минералогических диагностических особенностей спектров поглощения в видимом и ИК диапазоне. Например, особенности поглощения в спектральной области от 0.8 до 2.5 мкм обусловлены присутствием катиона Fe<sup>2+</sup> в кристаллической структуре космохимически важных породообразующих минералов, таких как оливин и пироксен (Adams, 1975; Burns, 1993), и такие характеристические линии спектра проявлены во всех базальтоидах Солнечной системы (рис. 2). На основе полученных спектров разработаны методики определения состава и пропорций мафических силикатов на поверхности космических тел (Gaffey et al., 2002; Isaacson et al., 2014; Reddy et al., 2015). Наличие колебаний в области 2.8 мкм спектра может указывать на присутствие гидратированного материала (De Sanctis et al., 2012b). Обнаружение этих особенностей важно, поскольку позволяет идентифицировать основные минералы и определить

минеральный состав поверхности экзопланет по аналогии с исследованиями поверхностей планет и астероидов в Солнечной системе (Hardersen et al., 2005; De Sanctis et al., 2012a; Trombka et al., 2000; Gaffey et al., 2002; Vernazza et al., 2005; Pieters et al., 2011; Marcus et al., 2018). Спектроскопические характеристики атмосфер экзопланет уже демонстрировались для газовых гигантов (Charbonneau et al., 2002; Sing et al., 2016) и мини-Нептунов (Tsiaras et al., 2019; Benneke et al., 2019), а в будущем, с появлением телескопов нового поколения будут доступны и для экзопланет земного типа (обзор Hagq-Misra et al., 2022). К сожалению, в настоящее время не существует возможностей для исследования поверхности близлежащих экзопланет, но такие поиски могут проводиться будущими наземными средствами, например, в рамках проектов Ielts, LIFE и Origin (Haqq-Misra et al., 2022).

#### Процесс реголитообразования как важный фактор эволюции безатмосферных геологически неактивных планет, спутников и астероидов

Луна является наиболее изученным представителем безатмосферных геологически неактивных планет, спутников и астероидов, вероятно присутствующих и в других звездных системах. Ее поверхность покрыта слоем реголита – продукта ударной переработки лунных пород, происходившей на протяжение всей истории Луны. Ударное воздействие остается основным процессом, ответственным за изменение лунной поверхности и состава лунного реголита. То же характерно и для других безатмосферных космических тел. Таким образом, реголит накапливает метеоритный материал Солнечной системы. Однако, несмотря на кажущееся обилие метеоритных фрагментов в реголите Луны и астероидов Солнечной системы, их находки чрезвычайно редки. Исключение составляют мелкие фрагменты Fe-Ni металла предположительно метеоритного происхождения, присутствующие в лунных и HED брекчиях и редкие находки как хондритового, так и ахондритового материала (Лоренц и др., 2007; Joy et al., 2016; Demidova et al., 2022). Отсутствие большого числа таких находок связно с фрагментацией, плавлением, в меньшей степени испарением, как вещества ударника, так и вещества мишени в ходе многочисленных ударных событий, которые приводят к эффективному перемешиванию материала. Поэтому основными продуктами ударной переработки поверхности безатмосферных каменных тел являются брекчии (обломочные породы, содержащие различное количество раскристаллизованного или стекловатого ударного расплава), и агглютинаты (продукты локального плавления реголита в результате микрометеоритной бомбардировки). Брекчиями представлено подавляющее большинство лунных метеоритов,



#### Базальты:

- ангриты
- кратер Канулея (Веста)
- толеитовые базальты Исландии (Земля)
- кратер в Море Кризисов
- 5. 6 вулканическая провинция Сиртес (Марс)

Стандарты минералов:

- оливин
- клинопироксен
- III ортопироксен

Рис. 2. Характерные спектры отражения базальтов космических тел Солнечной системы в диапазоне длин волн от 0.5 до 2.5 мкм: Земли (De Sanctis et al., 2017), Mapca (Mustard et al., 2005), Луны, астероида Веста (Pieters et al., 2012), теоретический спектр ангритового астероида (Burbine et al., 2006). Для сравнения схематически показаны спектры отражения стандартов пироксенов и оливина (Reddy et al., 2015). (Масштаб по оси y не соблюдается).

они также преобладают среди метеоритов группы HED. Однако, несмотря на большое количество ударных кратеров на поверхности Марса, из 341 известных марсианских метеоритов лишь 17 образцов представлены импактными брекчиями (MBDB, 2022), хотя многие метеориты имеют катакластическую структуру и содержат прожилки ударного расплава. Реголитовые брекчии и агглютинаты наследуют химический и компонентный состав реголита, но во многих из них преобладающим компонентом становится импактное стекло, образованное в результате плавления всего набора материала. Присутствие стекла может значительно менять спектральные характеристики поверхности космических тел (Minitti et al., 2002; Moroz et al., 2009; Pisello et al., 2022). Кроме того, реголит и его составляющие обладают меньшим размером зерен (<100 мкм), чем первичные магматические породы, что также оказывает серьезное влияние на спектральные особенности поверхности подобных тел (Pieters et al., 2012; Li et al., 2020). Тем не менее, благодаря лучшей количественной оценке таких спектральных эффектов (обусловленных температурой поверхности, углом наблюдения и размером зерен) систематические расхождения из-за факторов, не связанных

ГЕОХИМИЯ том 68 Nº 5 2023 напрямую с составом, могут быть практически устранены, как показано на примере астероидов (Reddy et al., 2015).

Другими важными факторами, влияющими на спектральные характеристики космических тел Солнечной системы, являются процессы космического выветривания. Например, спектры лунного реголита демонстрировали систематически более низкие альбедо, более слабые характеристики поглощения минералов и так называемое "покраснение" спектра по сравнению с коренными породами (Gaffev et al., 2002). Последний эффект в спектре выражается в увеличении коэффициента отражения с увеличением длины волны в видимом и/или ИК диапазоне. Это происходит потому, что в результате бомбардировками частиц солнечного ветра мелкие частицы реголита покрываются тонкой аморфизованной пленкой, в которой формируется нанофазное металлическое железо (4-30 нм), (Pieters et al., 2000; Taylor et al., 2001; Нарке, 2001). И такой процесс характерен для всех безатмосферных тел Солнечной системы. Однако интенсивность изменения поверхности зависит не только от состава поверхности, но и от местоположения в Солнечной системе (Brunetto et al., 2015).

#### Процесс взаимодействия с атмосферой, как важный фактор эволюции планет земного типа

Подобный базальтовому вулканизм широко распространен на планетах земной группы и может являться источником вулканических газов в атмосфере планет. На Земле основными продуктами дегазации вулканов являются H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub>. Реакция этих компонентов атмосферы с коровыми породами повлияли не только на состав атмосферы и поверхностных вод, но и на минералогию осадочных пород, а также температуру поверхности (Kasting et al., 1993; Kasting, Catling, 2003). Тот же процесс характерен и для Марса, отличаясь составом (большая роль  $SO_2$  и  $CO_2$ ), кислотностью среды и плотностью атмосферы (Bridges et al., 2001; Bell et al., 2008). Там продуктами такого взаимодействия являются оксиды Fe<sup>3+</sup>. глинистые минералы, карбонаты, сульфаты (Bridges et al., 2001; Ehlmann, Edwards, 2014), a cpeди минералов базальтовых пород наиболее подвержен изменению оливин (McSween et al., 2006). В случае Венеры, которая обладает очень плотной и горячей атмосферой, состоящей главным образом из CO<sub>2</sub> (~740 K, ~9.3 МПа) (Marov et al., 1973), предполагается, что поверхность базальтов подвергается целому ряду изменений — окисление железа и возникновение таких минералов как гематит и магнетит, осаждение ангидрита (Donahue et al., 1982; Treiman, Bullock, 2012; Gilmore et al., 2017). Это подтверждается орбитальными данными об изменении излучательной способности разновозрастных базальтовых потоков, поверхность которых окисляется со временем (Gilmore et al., 2017). Возникшие при взаимодействии с СО<sub>2</sub> и/или H<sub>2</sub>O продукты изменения базальтового вещества должны бы обладать повышенным значением SiO<sub>2</sub> и Si/Al (Kraft et al., 2003; Zolotov et al., 2019, 2020), что следует учитывать при исследовании экзопланет с атмосферой.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все дифференцированные каменные тела в Солнечной системе в процессе эволюции в результате частичного плавления мантийного материала испытали этап (этапы) базальтового магматизма. Продолжительность, интенсивность и характер извержений зависят не только от размера тела, его состава, но и от особенностей окружающей среды. Информацию о составе базальтоидов Солнечной системы, полученная на основе данных о дифференцированных метеоритах групп SNC, HED, ангритов, образцах лунных базальтов, а также о составе поверхности космических тел указывает на распространенность низкощелочных базальтоидов, основными составляющими которых являются силикаты Fe и Mg (оливин и пироксен) и плагиоклаз. Вариации составов главных минералов базальтовых пород значительны и зависят от валового состава каждой породы, степени фракционирования и режима остывания.

Анализ литературных данных о минеральном составе поверхности планет и астероидов показал, что неизмененные базальтоиды обладают сходством спектральных характеристик, несмотря на различия их химического состава, установленного при изучении базальтовых метеоритов. Например, характеристические особенности поглощения в спектральной области от 0.8 до 2.5 мкм, обусловленные присутствием катиона Fe<sup>2+</sup> в структуре оливина и пироксена, проявлены во всех базальтоидах Солнечной системы. Поэтому в перспективе ввода в эксплуатацию очень крупных наземных телескопов для изучения экзопланет (Haqq-Misra et al., 2022), можно планировать поиск минералогических диагностических особенностей спектров поглощения в видимом и ИК диапазоне. Помимо состава, важными параметрами, влияющими на спектральные характеристики базальтоидов, являются 1) размер зерен; 2) количество стекла (вулканического или ударного происхождения), 3) присутствие продуктов вторичного изменения и ряд других. На безатмосферных телах важную роль играют процессы реголитообразования и космического выветривания, тогда как для земплеподобных планет основополагающим фактором предполагается взаимодействие с атмосферой. Так, при реакции с СО<sub>2</sub> и/или H<sub>2</sub>O атмосферы возникшие продукты изменения базальтового вещества обогащаются SiO<sub>2</sub> и имеют более высокое отношение Si/Al (Kraft et al., 2003; Zolotov, 2019, 2020), что следует иметь в виду при исследовании экзопланет с атмосферой.

Авторы благодарны рецензентам П.Ю. Плечову и Е.В. Петровой и научному редактору журнала О.А. Луканину за внимательное рассмотрение работы, что позволило значительно улучшить данную статью.

Авторы признательны правительству Российской Федерации и Министерству высшего образования и науки РФ за поддержку по гранту 075-15-2020-780 (N13.1902.21.0039).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барсуков В.Л., Сурков Ю.А., Москалева Л.П., Щеглов О.П. (1982) Геохимические исследования поверхности Венеры на АМС "Венера 13" и "Венера 14". *Геохимия.* (7), 899-919.

Гусева Е.Н. (2016) Классификация рифтовых зон Венеры: рифтовые долины и пояса грабенов. *Астрономический вестник*. **50**(3), 197-209.

Лоренц К.А., Назаров М.А., Курат Г., Брандштеттер Ф., Нтафлос Т. (2007) Экзотическое метеоритное вещество говардитов и полимиктовых эвкритов. Петрология. 15(2), 115-132.

Маров М.Я. (2016) Космос: От Солнечной системы вглубь Вселенной. М.: ФИЗМАТЛИТ, 536 с.

Маров М.Я., Шевченко И.И. (2017) Экзопланеты. Экзопланетология. М. Ижевск: Институт компьютерных исследований, 138 с.

Сурков Ю.А., Кирнозов Ф.Ф., Глазов В.Н., Дунченко А.Г. (1976) Содержание естественных радиоактивных элементов в венерианских породах по данным АМС "Венера 9" и "Венера10". *Космические исследования.* **14**(5), 704-709.

Adams J.B. (1975) Interpretation of visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rockforming minerals. In *Infrared and Raman Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Minerals* (Ed. Karr C.). N.Y.: Academic Press, 91-116.

Barrat J.A., Yamaguchi A., Greenwood R.C., Bohn M., Cotten J., Benoit M., Franchi I.A. (2007) The Stannern trend eucrites: contamination of main group eucritic magmas by crustal partial melts. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **71**, 4108-4124.

Barrat J.A., Yamaguchi A., Zanda B., Bollinger C., Bohn M. (2010) Relative chronology of crust formation on asteroid Vesta: insights from the geochemistry of diogenites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **74**, 6218-6231.

Basaltic Volcanism Study Project (1981) *Basaltic volcanism* on the terrestrial planets. N.Y: Pergamon Press, 1286 p.

Basilevsky A.T., Nikolaeva O.V., Weitz C.M. (1992) Geology of the Venera 8 landing site region from Magellan data: Morphological and geochemical considerations. *J. Geophys. Res.* **97**, 16315-16335.

Bell J. (2008) *The Martian Surface: Composition, Mineralogy and Physical Properties.* Cambridge: Cambridge University Press, 636 p.

Benneke B., Wong I., Piaulet C., Knutson H.A., Lothringer J., Morley C.V., Crossfield I.J.M., Gao P., Greene T.P., Dressing C., Dragomir D., Howard A.W., McCullough P.R., Kempton E.M.R., Fortney J.J., Fraine J. (2019) Water vapor and clouds on the habitable-zone sub-neptune exoplanet K2-18b. *Astrophys. J.* **887**(1), L14.

Bogard D.D., Johnson P. (1983) Martian gases in an Antarctic meteorite? *Science*. **221**, 651-654.

Bouvier A., Blichert-Toft J., Albare'de F. (2009) Martian meteorite chronology and the evolution of the interior of Mars. *Earth Planet. Sci. Lett.* **280**, 285-295.

Bouvier L.C., Costa M.M., Connelly J.N., Jensen N.K., Wielandt D., Storey M., Nemchin A.A., Whitehouse M.J., Snape J.F., Bellucci J.J., Moyniers F., Agranier A., Gueguen B., Schönbächler M., Bizzaro M. (2018) Evidence for extremely rapid magma ocean crystallization and crust formation on Mars. *Nature*. **558**(7711), 586-589.

Braden S., Stopar J., Robinson M., Lawrence S.J., van der Bogert C.H., Hiesinger H. (2014) Evidence for basaltic volcanism on the Moon within the past 100 million years. *Nature Geosci.* **7**, 787-791.

Bridges J.C., Catling D.C., Saxton J.M., Swindle T.D., Lyon I.C., Grady M.M. (2001) Alteration assemblages in martian meteorites: implications for near-surface processes. In Chronology and Evolution of Mars (Eds. Kallenbach R., Geiss J., Hartmann W.K.), Springer Netherlands, 365-392.

Bridges J.C., Warren P.H. (2006) The SNC meteorites: basaltic igneous processes on Mars. *J. Geologic. Society.* **163**, 229-251.

Brunetto R., Loeffler M.J., Nesvorný D., Sasaki S., Strazzulla G. (2015) Asteroid surface alteration by space weathering processes. In *Asteroids IV* (Eds. Michel P., DeMeo F.E., Bottke W.F.). Tucson: Univ. of Arizona, 597-616.

Burbine T.H., McCoy T.J., Meibom A., Gladman B., Keil K. (2002) Meteoritic parent bodies: Their number and identification. In *Asteroids III* (eds. Bottke W.F.). Tucson: University of Arizona Press, 553-667.

Burbine T.H., McCoy T.J., Hinrichs J.L., Lucey P.G. (2006) Spectral properties of angrites. *Meteorit. Planet. Sci.* **41**(8), 1139-1145.

Burns R.G. (1993) *Mineralogical Applications of Crystal Field Theory*. Cambridge Univ. Press, 576 p.

Byrne P.K., Ostrach L.R., Fassett C.I., Chapman C.R., Denevi B.W., Evans A.J., Klimczak C., Banks M.E., Head J.W., Solomon S.C. (2016) Widespread effusive volcanism on Mercury likely ended by about 3.5 Ga. *Geophys. Res. Lett.* 43(14), 7408-7416.

Cassan A., Kubas D., Beaulieu J.-P., Dominik M., Horne K., Greenhill J., Wambsganss J., Menzies J., Williams A., Jørgensen U.G., et al. (2012) One or more bound planets per Milky Way star from microlensing observations. *Nature*. **481**(7380), 167-169.

Charbonneau D., Brown T.M., Noyes R.W., Gilliland R.L. (2002) Detection of an extrasolar planet atmosphere. *Astro-phys. J.* **568**(1), 377-384.

Clive Neal's Mare Basalt Database [Электрон. pecypc]. URL: https://www3.nd.edu/~cneal/Lunar-L/ (дата обращения: 01.09.2022).

Cousin A., Sautter V., Payré V., Forni O., Mangold N., Gasnault O., Le Deit L., Johnson J., Maurice S., Salvatore M. et al. (2017) Classification of igneous rocks analyzed by ChemCam at Gale crater, Mars. *Icarus.* **288**, 265-283.

Day J.M.D., Tait K.T., Udry A., Moynier F., Liu Y., Neal C.R. (2018) Martian magmatism from plume metasomatized mantle. *Nature Communications*. **9**, 4799

Demidova S.I., Whitehouse M.J, Merle R., Nemchin A.A., Kenny G.G., Brandstätter F., Ntaflos Th., Dobryden I. (2022) A micrometeorite from a stony asteroid identified in Luna 16 soil. *Nature Astr.* (6), 560-567

De Sanctis M.C., Ammannito E., Capria M.T., Tosi F., Capaccioni F., Zambon F., Carraro F., Fonte S., Frigeri A., Jaumann R., Magni G., Marchi S., McCord T.B., McFadden L.A., McSween H.Y., Mittlefehldt D.W., Nathues A., Palomba E., Pieters C.M., Raymond C.A., Russell C.T., Toplis M.J., Turrini D. (2012a) Spectroscopic characterization of mineralogy and its diversity across Vesta. *Science*. **336**, 697-700.

De Sanctis M.C., Combe J.-Ph., Ammannito E., Palomba E., Longobardo A., McCord T.B., Marchi S., Capaccioni F., Capria M.T., Mittlefehldt D.W., Pieters C.M., Sunshine J., Tosi F., Zambon F., Carraro F., Fonte S., Frigeri A., Magni G., Raymond C.A., Russell C.T. (2012b) Detection of widespread hydrated materials on Vesta by the VIR Imaging Spectrometer on board the Dawn mission. *Astrophys. Journ. Lett.* **758**(2), L36.

De Sanctis M.C., Altieri F., Ammannito E., Biondi D., De Angelis S., Meini M., Mondello G., Novi S., Paolinetti R. Soldani M., Mugnuolo R., Pirrotta S., Vago J.L., the Ma\_MISS team (2017) Ma\_MISS on ExoMars: Mineralogical Characterization of the Martian Subsurface. *Astrobiology.* **17**(6–7), 612-620.

Donahue T.M., Hoffman J.H., Hodges R.R., Watson A.J. (1982) Venus was wet: a measurement of the ratio of deuterium to hydrogen. *Science*. **216**, 630-633.

Ehlmann B.L., Edwards C.S. (2014) Mineralogy of the Martian surface. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **42**, 291-315.

Elkins-Tanton L.T., Hess P.C., Parmentier E.M. (2005) Possible formation of ancient crust on Mars through magma ocean processes. *J. Geophys. Res.: Planets.* **110**, E12S01.

Filliberto J. (2014) Magmatic diversity on Venus: Constraints from terrestrial analog crystallization experiments. *Icarus.* **231**, 131-136.

Gaffey M.J., Cloutis E.A., Kelley M.S., Reed K.L. (2002) Mineralogy of Asteroids. In *Asteroids III* (Eds. Bottke W.F.Jr., Cellino A., Paolicchi P., Binzel R.P.). University of Arizona Press, 83-204.

Giguere T.A., Taylor G.J., Hawke B.R., Lucey P.G. (2000) The titanium contents of lunar mare basalts. *Meteorit. Planet. Sci.* **35**, 193-201.

Gilmore M., Treiman A., Helbert J., Smrekar S. (2017) Venus surface composition constrained by observation and experiment. *Space Sci. Rev.* **212**, 1511-1540.

Gladman B.J., Burns J.A., Duncan M., Lee P., Levinson H.F. (1996) The exchange of impact ejecta between terrestrial planets. *Science*. **271**, 1387-1392.

Goodrich C.A., Delaney J.S. (2000) Fe/Mg–Fe/Mn relations of meteorites and primary heterogeneity of primitive achondrite parent bodies. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **64**(1), 149-160.

Greenwood R.C., Franchi I.A., Jambon A., Buchanan P.C. (2005) Widespread magma oceans on asteroidal bodies in the early Solar System. *Nature*. **435**, 916-918.

Halliday A.N., Wanke H., Birck J.-L., Clayton R.N. (2001) The accretion, composition and early differentiation of Mars. *Space Sci. Rev.* **96**, 197-230.

Haqq-Misra J., Schwieterman E.W., Socas-Navarro H., Kopparapu R., Angerhausen D., Beatty T.G., Berdyugina S., Felton R., Sharma S., De la Torre G.G., Apai D., the TechnoClimes 2020 workshop participants (2022) Searching for technosignatures in exoplanetary systems with current and future missions. *Acta Astronautica*. **198**, 194-207.

Hapke B. (2001) Space weathering from Mercury to the asteroid belt. J. Geophys. Res. 106, 10039-10074.

Hardersen P.S., Gaffey M.J., Abell P.A. (2005) Near-IR spectral evidence for the presence of iron-poor orthopy-roxenes on the surfaces of six M-type asteroids. *Icarus.* **175**, 141-158.

Hartmann W.K., Berman D.C. (2000) Elysium Planitia lava flows: Crater count chronology and geological implications. *J. Geophys. Res. Planets.* **105**, 15011-15025. Hashimoto G.L., Roos-Serote M., Sugita S., Gilmore M.S., Kamp L.W., Carlson R.W., Baines K.H. (2008) Felsic highland crust on Venus suggested by Galileo Near-Infrared Mapping Spectrometer data. *J. Geophys. Res.* **113**(E9), E00B24.

Head J.W., Chapman C.R., Strom R.G., Fassett C.I., Denevi B.W., Blewett D.T., Ernst C.M., Watters T.R., Solomon S.C., Murchie S.L., Prockter L.M., Chabot N.L., Gillis-Davis J.J., Whitten J.L., Goudge T.A., Baker D.M.H., Hurwitz D.M., Ostrach L.R., Xiao Z., Merline W.J., Kerber L., Dickson J.L., Oberst J., Byrne P.K., Klimczak C., Nittler L.R. (2011) Flood volcanism in the northern high latitudes of Mercury revealed by MESSENGER. *Science*. **333**(6051), 1853.

Irving A.J., Kuehner S.M., Rumble D., Bunch T.E., Wittke J.H. (2005) Unique angrite NWA 2999: The case for samples from Mercury (abstract). *EOS Trans. AGU 86*, #P51A-0898.

Ivanov M.A., Head J.W. (2013) The history of volcanism on Venus. *Planet. Space Sci.* **84**, 66-92.

Isaacson P.J., Klima R.L., Sunshine J.M., Cheek L.C., Pieters C.M., Hiroi T., Dyar M.D., Lane M., Bishop J.L. (2014) Visible to near-infrared optical properties of pure synthetic olivine across the olivine solid solution. *Am. Mineral.* **99**(2–3), 467-478.

Johnson M.C., Rutherford M.J., Hess P.C. (1991) Chassigny petrogenesis: melt compositions, intensive parameters and water contents of Martian(?) magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **55**, 349-366.

Joy K.H., Crawford I.A., Curran N.M., Zolensky M., Fagan A.F., Kring D.A. (2016) The Moon: an archive of small body migration in the Solar System. *Earth Moon Planets*. **118**(2–3), 133-158.

Jozwiak L.M., Head J., Wilson L. (2017) Explosive volcanism on Mercury: Analysis of vent and deposit morphology and modes of eruption. *Icarus*. **302**(E1).

Kasting J.F., Whitmire D.P., Reynolds R.T. (1993) Habitable zones around main sequence star. *Icarus*. **101**, 108-128. Kasting J.F., Catling D. (2003) Evolution of a habitable

planet. Annu. Rev. Astron. Astrophys. 41, 429-463.

Keil K. (2012) Angrites, a small but diverse suite of ancient, silica undersaturated volcanic-plutonic mafic meteorites, and the history of their parent asteroid. *Chemie der Erde.* **72**, 191-218.

Kraft M.D., Michalski J.R., Sharp T.G. (2003) Effects of pure silica coatings on thermal emission spectra of basaltic rocks: Considerations for Martian surface mineralogy. *Geophys. Res. Lett.* **30**(24), ID 2288.

Kronrod E., Matsumoto K., Kuskov O.L., Kronrod V., Yamada R., Kamata S. (2022) Towards geochemical alternatives to geophysical models of the internal structure of the lunar mantle and core. *Adv. Space Res.* **69**, 2798-2824.

Kuehner S.M., Irving A.J., Bunch T.E., Wittke J.H., Hupe G.M., Hupe A.C. (2006) Coronas and symplectites in plutonic angrite NWA 2999 and implications for Mercury as the angrite parent body (abstract). *Lunar Planet. Sci. Conf. 37*, (# 1344, CD-ROM).

Kurat G., Varela M.E., Brandstätter F., Weckwerth G., Clayton R., Weber H.W., Schultz L., Wäsch E., Nazarov M.A.

451

(2004) D'Orbigny: a non-igneous angritic achondrite. *Geo-chim. Cosmochim. Acta.* 68, 1901-1921.

Lapen T.J., Righter M., Brandon A.D., Debaille V., Beard B.L., Shafer J.T., Peslier A.H. (2010) A younger age for ALH84001 and its geochemical link to shergottite sources in Mars. *Science*. **328**, 347-351.

Li S., Lucey P.G., Fraeman A.A., Poppe A.R., Sun V.Z., Hurley D.M., Schultz P.H. (2020) Widespread hematite at high latitudes of the Moon. *Sci. Adv.* **6**, 1940.

Lunar meteorites [Электрон. pecypc]. URL: https://meteorites.wustl.edu/lunar/moon\_meteorites\_list\_alumina.htm (дата обращения 1.09.2022)

Mandler B.E., Elkins-Tanton L.T. (2013) The origin of eucrites, diogenites, and olivine diogenites: Magma ocean crystallization and shallow magma chamber processes on Vesta. *Meteorit. Planet. Sci.* **48**(11), 2333-2349.

Markus K., Moroz L., Arnold G., Henckel D., Hiesinger H., Rohrbach A., Klemme S. (2018) Reflectance spectra of synthetic Fe-free ortho-and clinoenstatites in the UV/VIS/IR and impli- cations for remote sensing detection of Fe-free pyroxenes on planetary surfaces. *Planet. Space Sci.* **159**, 43-55.

Marov M.Y., Avduevsky V.S., Kerzhanovich V.V., Rozhdestvensky M.K., Borodin N.F., Ryabov O.L. (1973) Venera 8: Measurements of temperature, pressure and wind velocity on the illuminated side of Venus 1. *J. Atmos. Sci.* **30**, 1210-1214.

McCubbin F.M., McCoy T.J. (2016) Expected geochemical and mineralogical properties of meteorites from Mercury: Inferences from MESSENGER data (abstract). *79th Ann. Meet. Met. Soc.*, #6242.

McKay G., Le L., Wagstaff J., Crozaz G. (1994) Experimental partitioning of rare earth elements and strontium: constraints on petrogenesis and redox conditions during crystallization of Antarctic angrite Lewis Cliff 86010. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **58**, 2911-2919.

McSween H.Y., Harvey R.P. (1993) Outgassed water on Mars: constraints from melt inclusions in SNC meteorites. *Science*. **259**, 1890-1892.

McSween H.Y., Grove T.L., Wyatt M.B. (2003) Constraints on the composition and petrogenesis of the Martian crust. *J. Geophys. Res.* **108**(E12), 5135.

McSween H.Y., Wyatt M.B., Gellert R., Bell J.F., Morris R.V., Herkenhoff K.E., Crumpler L.S., Milam K.A., Stockstill K.R., Tornabene L.L., Arvidson R.E., Barlett P., Blaney D., Cabrol N.A., Christensen P.R., Clarc B.C., Crisp J.A., Des Marais D.J., Economou T., Farmer J.D., Farrand W., Ghosh A., Golombek M., Gorevan S., Greely R., Hamilton V.E., Johnson J.R., Jolliff B.L., Klingelho G., Knudson A.T., McLennan S., Ming D., Moerch J.E., Rieder R., Ruff S.W., Schro C., De Souza P.A., Squires S.W., Wanke H., Wang A., Yen A., Zipfel J. (2006) Characterization and petrologic interpretation of olivine-rich basalts at Gusev Crater, Mars. J. Geophys. Res. **111**(E2), E02S10.

McSween H.Y., Taylor G.J., Wyatt M.B. (2009) Elemental composition of the Martian crust. *Science*. **324**, 736-739.

McSween H.Y., Mittlefehldt D.W., Beck A.W., Mayne R.G., McCoy T.J. (2011) HED meteorites and their relationship

to the geology of Vesta and the Dawn mission. *Space Sci. Rev.* **163**, 141-174.

McSween H.Y. (2015) Petrology on Mars. *Am. Mineralogist.* **100**(11–12), 2380-2395.

McSween H.Y., Raymond C.A., Stolper E.M., Mittlefehldt D.W., Baker M.B., Lunning N.G., Beck A.W., Hahn T.M. (2019) Differentiation and magmatic history of Vesta: Constraints from HED meteorites and Dawn spacecraft data. *Chemie der Erde.* **79**, 125526.

Michalski, J.R., Kraft, M.D., Sharp, T.G., Williams, L.B., Christensen, P.R. (2005) Mineralogical constraints on the high-silica martian surface component observed by TES. *Icarus*, 174, 161-177.

Mikouchi T., Koizumi E., Monkawa A., Ueda Y., Miyamoto M. (2003) Mineralogical comparison of Y000593 with other nakhlites: implications for relative burial depths of nakhlites (abstract). *Lunar Planet. Sci. Conf. 34*, #1883.

Minitti M.E., Mustard J.F., Rutherford M.J. (2002) Effects of glass content and oxidation on the spectra of SNC-like basalts: applications to Mars remote sensing. *J. Geophys. Res.* **107**(E5), 6-1-6-14

Mittlefehldt D.W., Lindstrom M.M. (1990) Geochemistry and genesis of the angrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **54**, 3209-3218.

Mittlefehldt D.W. (2015) Asteroid (4) Vesta: I. The howardite-eucrite-diogenite (HED) clan of meteorites *Chemie der Erde.* **75**, 155-183.

Moroz L.V., Basilevsky A.T., Hiroi T., Rout S.S., Baither D., Van der Bogert C.H., Yakovlev O.I., Fisenko A.V., Semjonova L.F., Rusakov V.S., Khramov D.A., Zinovieva N.G., Arnold G., Pieters C.M. (2009) Spectral properties of simulated impact glasses produced from Martian soil analogue JSC Mars-1. *Icarus*. 202(1), 336-353.

Müller W.F. (1993) Thermal and deformational history of the Shergotty meteorite deduced from clinopyroxene microstructure. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **57**, 4311-4322.

Mustard J.F., Poulet F., Gendrin A., Bibring J.-P., Langevin Y., Gondet B., Mangold N., Bellucci G., Altieri F. (2005) Olivine and pyroxene diversity in the crust of Mars. *Science.* **307**, 1594-1597.

NASA Exoplanet Catalog [Электрон. pecypc]. URL: https://exoplanets.nasa.gov/ (дата обращения: 01.09.2022).

Neal C.R., Taylor L.A. (1992) Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **56**, 2177-2211.

Nikolaeva O.V., Ariskin A.A. (1999) Geochemical constraints on petrogenic processes on Venus. *J. Geophys. Res.* **104**, 18889-18897.

Nittler L.R., Starr R.D., Weider S.Z., McCoy T.J., Boynton W.V., Ebel D.S., Ernst C. M., Evans L.G., Goldsten J.O., Hamara D.K., Lawrence D.J., McNutt R.L., Schlemm C.E., Solomon S.C., Sprague A.L. (2011) The Major-Element Composition of Mercury's Surface from MESSENGER Xray Spectrometry. *Science*. **333**, 1847-1850.

Papike, J.J., Karner, J.M., Shearer, C.K. (2003) Determination of planetary basalt parentage: a simple technique using the electron microprobe. *Am. Mineral.* **88**, 469-472.

Pieters C.M., Taylor L.A., Noble S.K., Keller L.P., Hapke B., Morris R.V., Allen C.C., McKay D.S., Wentworth S.

(2000) Space weathering on airless bodies: Resolving a mystery with lunar samples. *Meteorit. Planet. Sci.* **35**, 1101-1107.

Pieters C.M., Boardman J., Buratti B., Chatterjee A., Clark R., Glavich T., Green R., Head J., Isaacson P., Malaret E., McCord T., Mustard J., Petro N., Runyon C., Staid M., Sunshine J., Taylor L. Tompkins S., Varanasi P., White M. (2009) The Moon Mineralogy Mapper (M3) on Chandrayaan-1. *Current Science*. 96(4), 500-505.

Pieters C.M., Besse, S., Boardman J. et al. (2011) Mg-spinel lithology: A new rock-type on the lunar farside. *J. Geophys. Res.* **116**, E00G08.

Pieters C.M., Ammannito E., Blewett D.T., Denevi B.W., De Sanctis M.C., Gaffey M.J., Le Corre L., Li J.-Y., Marchi S., McCord T.B., McFadden L.A., Mittlefehldt D.W., Nathues A., Palmer E., Reddy V., Raymond C.A., Russell C.T. (2012) Distinctive space weathering on Vesta from regolith mixing processes. *Nature*. **491**, 79-82.

Pisello A., De Angelis S., Ferrari M., Porreca M., Vetere F.P., Behrens H., De Sanctis M.C., Perugini D. (2022) Visible and near-InfraRed (VNIR) reflectance of silicate glasses: Characterization of a featureless spectrum and implications for planetary geology. *Icarus.* **374**, 114801.

Reddy V., Dunn T.L., Thomas C.A., Moskovitz N.A., Burbine T.H. (2015) Mineralogy and surface composition of asteroids. In *Asteroids IV* (Eds. Michel P., DeMeo F.E., Bottke W.F.). Tucson: Univ. of Arizona, 43-63.

Righter K., Drake M.J. (1997) A magma ocean on Vesta: Core formation and petrogenesis of eucrites and diogenites. *Meteorit. Planet. Sci.* **32**, 929-944.

Rubie D.C., Gessman C.K., Frost D.J. (2004) Partitioning of oxygen during core formation on Earth and Mars. *Nature*. **429**, 58-61.

Ruzicka A., Snyder G.A., Taylor L.A. (2001) Comparative geochemistry of basalts from the Moon, Earth, HED asteroid, and Mars: Implications for the origin of the Moon. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **65**(6), 979-997.

Scott E.R.D., Bottke W.F. (2011) Impact histories of angrites, eucrites and their parent bodies. *Meteorit. Planet Sci.* **46**, 1878-1887.

Sing D.K., Fortney J.J., Nikolov N., Wakeford H.R., Kataria T., Evans T.M., Aigrain S., Ballester G.E., Burrows A.S., Deming D., Düsert J.-M., Gibson N.P., Henry G.W., Huitson C.M., Knutson H.A., Lecavelier Des Etangs A., Pont F., Showman A.P., Vidal–Madjar A., Williamson M.H., Wilson P.A. (2016) A continuum from clear to cloudy hot-jupiter exoplanets without primordial water depletion. *Nature.* **529**(7584), 59-62.

Snape J.F., Curran N.M., Whitehouse M.J., Nemchin A.A., Joy K.H., Hopkinson T., Anand M., Bellucci J.I., Kenny G.G. (2018) Ancient volcanism on the Moon: Insights from Pb isotopes in the MIL 13317 and Kalahari 009 lunar meteorites. *Earth Planet. Sci. Let.* **502**, 84-95.

Snape J.F., Nemchin A.A., Whitehouse M.J., Merle R.E., Hopkinson H., Anand M. (2019) The timing of basaltic volcanism at the Apollo landing sites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **266**, 29-53.

Sokol A.K., Fernandes V.A., Schultz T., Bischoff A., Burgess R., Clayton R.N., Münker C., Nishiizumi K., Palme H., Schultz L., Weckwerth G., Mezger K., Horstmann M. (2008) Geochemistry, petrology and ages of the lunar meteorites Kalahari 008 and 009: New constraints on early lunar evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **72**, 4845-4873.

Stolper E. (1977) Experimental petrology of eucritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **41**, 587-611.

Stolper E.M., Baker M.B., Newcombe M.E., Schmidt M.E., Treiman A.H., Cousin A., Dyar M.D., Fisk M.R., Gellert R., King P.L., Leshin L., Maurice S., McLennan S.M., Minitti M.E., Perrett G., Rowland S., Sautter V., Wiens R.C., MSL Scinece Team (2013) The petrochemistry of Jake\_M: a martian mugearite. *Science*. **341**, 1239463.

Taylor G.J., Martel L.M.V., Karunatillake S., Gasnault O., Boynton W.V. (2010) Mapping Mars geochemically. *Geology*. **38**, 183-186.

Taylor G.J., Warren P., Ryder G., Delano J., Pieters C., Lofgren G. (1991) Lunar rocks. In *Lunar sourcebook: A users guide to the Moon* (Eds. Heiken G.H., Vaniman D.T., French B.M.). Cambridge Univ. Press. 183-284.

Taylor L.A., Pieters C.M., Keller L.P., Morris R.V., McKay D.S. (2001) Lunar mare soils: Space weathering and the major effects of surface-correlated nanophase Fe. *J. Geophys. Res.* **106**, 27985-28000.

Taylor S.R., McLennan S.M. (2008) *Planetary crusts: their composition, origin and evolution*. Cambridge University Press. 378 p.

The Meteoritical Bulletin Database [Электрон. pecypc]. URL: https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php (дата обращения: 01.09.2022).

Tissot F.L.H., Collinet M., Namur O., Grove T.L. (2022) The case for the angrite parent body as the archetypal firstgeneration planetesimal: Large, reduced and Mg-enriched. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 65(6), 979-997.

Treiman A.H. (1989) An alternate hypothesis for the origin of Angra dos Reis: Porphyry, not cumulate. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* **19**, 443-450.

Treiman A.H. (2007) Geochemistry of Venus' surface: current limitations as future opportunities. In *Exploring Venus as a Terrestrial Planet* (Eds. Esposito L.W., Stofan E.R., Cravens T.E.). AGUMonograph Series. **176**, 7-22.

Treiman A.H., Bullock M.A. (2012) Mineral reaction buffering of Venus' atmosphere: a thermochemical constraint and implications for Venus-like planets. *Icarus*. **217**, 534-541.

Trombka J.S., Squyres W., Bruckner J., Boynton W.V., Reedy R.C., McCoy T.J., Gorenstein P., Evans L.G., Arnold J.R, Starr R.D., Nittler L.R., Murphy M.E., Mikheeva I., McNutt Jr. R.L., McClanahan T.P., McCartney E., Goldsten J.O., Gold R.E., Floyd S.R., Clark P.E., Burbine T.H., Bhangoo J.S., Bailey S.H., Petaev M. (2000) The elemental composition of asteroid 433 Eros: results of the NEAR-Shoemaker X-ray spectrometer. *Science.* **289**, 2101-2105.

Tsiaras A., Waldmann I.P., Tinetti G., Tennyson J., Yurchenko S.N. (2019) Water vapour in the atmosphere of the habitable-zone eight-earth-mass planet K2-18b. *Nat. Astron.* **3**, 1086-1091.

Udry A., Howarth G.H., Herd C.D.K., Day J.M.D., Lapen T.J., Filiberto J. (2020) What Martian meteorites reveal about the interior and surface of Mars. *J. Geophys. Res.: Planets* **125**, E2020JE006523.

Vander Kaaden K.E., McCubbin F.M., Nittler L.R., Peplowski P.N., Weider S.Z., Frank E.A., McCoy T.J. (2017) Geochemistry, mineralogy, and petrology of boninitic and komatiitic rocks on the mercurian surface: Insights into the mercurian mantle. *Icarus.* **285**, 155-168.

Vàci Z., Agee C. (2020) Constraints on Martian Chronology from Meteorites. *Geosciences*. **10**, 455-470

Varela M.E., Hwang S.-L., Shen P., Chu H.-T., Yui T.-F., Lizuka Y., Brandstätter F., Abdu Y.A. (2017) Olivinites in the angrite D'Orbigny: Vestiges of pristine reducing conditions during angrite formation. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **217**, 349-364.

Vernazza P., Mothé-Diniz T., Barucci M. A., Birlan M., Carvano J. M., Strazzulla G., Fulchignoni M., Migliorini A. (2005) Analysis of near-IR spectra of 1 Ceres and 4 Vesta, targets of the Dawn mission. *Astronomy & Astrophysics*. **436**, 1113-1121.

Warren P.H., Taylor G.J. (2014) The Moon. In *Planets, Asteriods, Comets and The Solar System, V. 2 of Treatise on Geochemistry (Second Edition)* (Ed. Davis A.M.). Elsevier, 213-250.

Wieczorec M.A., Jolliff B.L., Khan A., Pritchard M.E., Weiss B., Williams J.G., Hood L.L., Righter K., Neal C.R., Shearer C.K., McCallum I.S., Tompkins S., Hawke B.R., Peterson C., Gillis J.J., Bussey B. (2006) The constitution and structure of the lunar interior. *Rev. Mineral. Geochem.* **60**, 221-364.

Wilson L. (2009) Volcanism in the Solar System. *Nat. Geo-sci.* **2**(6), 389-397.

Wilson L., Keil. K., McCoy T.J. (2010) Pyroclast loss or retention during explosive volcanism on asteroids: influence of asteroid size and gas content of melt. *Meteorit. Planet Sci.* **45**, 1284-1301.

Zhu M., Wünnemann K., Potter R.W.K., Kleine T., Morbidelli A. (2019) Are the Moon's nearside-farside asymmetries the result of a giant impact? *J. Geophys. Res.* **124**(8), 2117-2140.

Zolotov M.Yu. (2020) Water-CO2-basalt interactions on terrestrial planets and exoplanets (abstract). *Exoplanets in our Backyard*, #3062.

Zolotov M.Yu. (2019) Chemical Weathering on Venus. Oxford University Press, 146.

https://doi.org/10.1093/acrefore/9780190647926.013.146

# ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ ПОРФИРОВЫХ И НЕПОРФИРОВЫХ ХОНДР РАВНОВЕСНЫХ ОБЫКНОВЕННЫХ ХОНДРИТОВ<sup>1</sup>

© 2023 г. К. Г. Суханова<sup>*a*, \*</sup>, С. Г. Скублов<sup>*a*, *b*, \*\*, О. Л. Галанкина<sup>*a*</sup>, Э. В. Оболонская<sup>*b*</sup>, Е. Л. Котова<sup>*b*</sup></sup>

<sup>а</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, д. 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия <sup>b</sup>Санкт-Петербургский горный университет, 21 линия, д. 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

> \*e-mail: cris.suhanova92@yandex.ru \*\*e-mail: skublov@yandex.ru Поступила в редакцию 28.02.2022 г. После доработки 09.11.2022 г. Принята к публикации 13.11.2022 г.

В работе представлены результаты исследования (SIMS, EPMA) силикатных минералов и валовых составов (SEM-EDS) порфировых и непорфировых хондр равновесных обыкновенных хондритов. Распределение редких элементов в оливине, низко-Са пироксене и мезостазисе, порфировых и непорфировых хондр равновесных обыкновенных хондритов отражает гетерогенность условий хондрообразования в протопланетном диске и позволяет проследить эволюцию вещества в нем. Порфировые хондры сложены оливином с низким содержанием Y и Yb относительно непорфировых хондр. Обогащенность низко-Са пироксена порфировых хондр редкими элементами коррелирует с количеством пироксена в хондре. Оливин зернистых хондр близок по составу к оливину порфировых хондр, но низко-Са пироксен отличается высоким содержанием Y, Ti, Sr, Ba, V и REE, по сравнению с остальными хондрами. Колосниковые хондры характеризуются оливином с высоким содержанием (Zr, Y, Ti, Ba, Cr, HREE) и низко-Са пироксеном, сильно обедненным редкими элементами (Zr, Y, Nb). Пироксен радиально-лучистых хондр обогашен Nb, Sr и Ba. Редкие элементы в составе оливина и низко-Са пироксена указывают на образование порфировых и зернистых хондр в спокойном регионе протопланетного диска, обуславливающего невысокие температуры нагрева расплава и довольно медленное остывание хондры. Значительная обогащенность редкими элементами оливина колосниковых хондр отражает сильный нагрев вещества-предшественника и быстрое остывание расплава хондр. Редкие элементы в минералах радиально-лучистых хондр демонстрируют быстрое остывание низкотемпературного расплава, обедненного Мд и редкими элементами. Сильный нагрев расплава колосниковых и радиально-лучистых хондр и быстрое остывание минералов указывает на их образование в нестабильном регионе протопланетного диска. Редкие элементы в силикатных минералах порфировых и непорфировых хондр отражают появление расплава в результате плавления минералов-предшественников.

**Ключевые слова:** равновесные обыкновенные хондриты, хондры, оливин, пироксен, мезостазис, редкие элементы, редкоземельные элементы, ионный зонд

DOI: 10.31857/S0016752523050072, EDN: ELTYWE

Обыкновенные хондриты являются наиболее распространенным типом метеоритов и сложены силикатными субмиллиметровыми сферулами – хондрами и межхондровой (матричной) частью (Dodd, Hutchison, 2004). Силикатные хондры в метеоритах представлены порфировыми и непорфировыми структурами (колосниковой, радиально-лучистой, скрытокристаллической, зернистой), что предполагает существование различных резервуаров хондрообразования в протопланетном диске, отличающихся температурой нагревания вещества, скоростями остывания и степенью запыленности в протопланетном диске.

Хондры представляют собой застывшие в невесомости капли силикатного расплава, которые являются одними из древнейших образований Солнечной системы, образовавшиеся 4.567 млрд лет назад (Amelin, Krot, 2007). В качестве процессов, ответственных за появление расплава в протопланетном диске, рассматривается плавление минералов-предшественников (прекурсоров) хондр и

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016752523050072 для авторизованных пользователей.

прямая конденсация газа солнечного состава в расплав (Engler et al., 2007).

В качестве прекурсоров хондр рассматривают кальций-алюминиевые включения (САІ), амебовидные оливиновые агрегаты (АОА), мелкозернистый материал матрицы хондритов, хондры и фрагменты хондр предыдущих генераций (Krot et al., 2018). Также сюда относят осколки планетезималей (Libourel, Krot, 2007), зерна Fe-Ni и троилита (Jones et al., 2005), лед H<sub>2</sub>O (Tenner et al., 2015), "реликтовый" оливин и скопления пыли (Bischoff et al., 2018). Находки хондр в хондрах и реликтовых зерен оливина предполагают существование нескольких последовательных генераций хондр одномоментно. Первая генерация хондр могла образоваться в результате конденсации минералов из протопланетного облака вслед за САІ включениями или одновременно с ними (Connelly et al., 2012), за счет чего хондры были обогащены трудно летучими элементами по сравнению с хондрами поздних генераций.

Механизмы нагревания минералов-предшественников хондр в протопланетном диске до сих пор остаются дискуссионными. С одной стороны, расплав хондр мог быть получен в результате ударных волн, молний (нагрев электрическим разрядом), при образовании в турбулентной или многослойной протосолнечной туманности или за счет нагрева от трения скоплений пыли, падающих в серединную плоскость туманности (Chondrules, 2018).

С другой стороны, в качестве хондрообразующих механизмов рассматриваются процессы, происходившие на стадии аккреции планетезималей в протопланетном облаке. В этом случае силикатный расплав мог образоваться в результате столкновений планетезималей или импактных плюмов, возникающих при их медленном соударении (Chondrules, 2018).

Эксперименты по воспроизведению структур хондр позволили определить температуру нагрева материала-предшественника, количество центров кристаллизации и скорость остывания хондр. Так, для порфировых хондр характерно нагревание минералов-предшественников ниже температуры ликвидуса расплава (1400–1700°С), сохранение значительного количества затравок и медленное остывание (1-500°С/ч). Кристаллизация колосниковых (В) хондр предполагает нагрев незначительно выше температуры ликвидуса, сохранение малого числа затравок и быстрое остывание (500-3000°С/ч). Хондры непорфировых структур (радиально-лучистых (RP) и скрытокристаллических) требуют нагрева значительно выше температуры ликвидуса, уничтожение всех затравок и мгновенное остывание (1000-3000°С/ч) (Hewins et al., 2005). Зернистые (G) хондры рассматриваются как вариант порфировых хондр. сохранивший большинство минералов-предшественников в качестве центров кристаллизации, которые при этом не позволили развиться порфировым вкрапленникам из-за отсутствия остаточного расплава в хондрах.

Кроме различий в динамических параметрах кристаллизации порфировые и непорфировые хондры отличаются по геохимическим и изотопным характеристикам.

Относительно порфировых хондр, непорфировые хондры обеднены FeO, MgO и  $Al_2O_3$ , но обогащены SiO<sub>2</sub> и сидерофильными элементами (Gooding et al., 1980). Валовое содержание SiO<sub>2</sub> в непорфировых хондрах в целом коррелирует с количеством пироксена в хондрах. При этом соотношение Si/Al в непорфировых хондрах обычно выше хондритового (CI), тогда как для порфировых хондр характерно значение близкое или немного ниже хондритового (Nehru et al., 1994). Содержание и состав летучих элементов либо обеднен в соответствии с их летучестью (Mn, Na, K, S, Cu, Zn, Ga) (Krot et al., 2002), что отражает фракционирование газа (особенно в колосниковых объектах), либо летучие элементы имеют сильно варьирующее содержание и сильно фракционированы (Engler et al., 2007). Нефракционированное, близкое к хондритовому, соотношение элементов с различным геохимическим поведением (Yb/Ce и REE распределение) отражает неизмененное изначальное соотношение элементов в непорфировых хондрах и указывает на превалирующий вклад космохимических процессов (конденсации) при хондрообразовании (Varela et al., 2012; Varela et al., 2015). В углистых хондритах, состоящих в основном из непорфировых хондр, например, бенкуббинитов, наблюдаются хондры двух типов – с нефракционированным спектром распределения REE и фракционированным спектром REE, обогащенные трудно летучими элементами (Zr, Y и Sc) практически в два раза (Oulton et al., 2016; Varela, 2019). При этом характер спектров REE в энстатите непорфировых хондр соответствует спектру распределения, характерному для минералов магматического происхождения (Hsu, Crozaz, 1998).

До сих пор отсутствует информация о содержании редких элементов в силикатных минералах непорфировых хондр обыкновенных хондритов. Редкие элементы являются хорошо зарекомендовавшим себя инструментом оценки геохимических обстановок, что позволяет их использовать при исследовании условий образования силикатных минералов хондр. Кроме того, редкие элементы в оливине и низко-Са пироксене мало подвержены условиям термального и/или импактного метаморфизма, наблюдающегося на родительских телах хондритов, что позволяет использовать их при изучении минералов равновесных обыкновенных хондритов (ЕОС). Вещество ЕОС было подвержено термальному метаморфизму на родительских хондритовых телах, что повлекло уравновешивание главных элементов в оливине и низко-Са пироксене хондритов, раскристаллизацию остаточного мезостазиса хондр в плагиоклаз и высоко-Са пироксен, образование хромита и апатита, а также стиранию границ хондры и матрицы.

Тем не менее, как показали предыдущие исследования, редкие элементы в минералах ЕОС остаются неуравновешенными в метеоритах пятого (Суханова и др., 2019) и частично шестого петрологического типа (Суханова и др., 2020). При этом, зависимости распределения редких элементов в минералах хондр от химической группы и петрологического типа метеорита обнаружено не было (Суханова, 2022).

Целью исследования являлось выявление особенностей редкоэлементного состава минералов хондр различных структур равновесных обыкновенных хондритов.

#### ОБЪЕКТЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения состава редких элементов в минералах порфировых и непорфировых хондр равновесных обыкновенных хондритов были выбраны метеориты Каргаполье (H4), Орловка (H5), Саратов (L4), Еленовка (L5), Buschhof (L6), Bjurböle (L/LL4) и Княгиня (L/LL5), предоставленные коллекционерами и Горным музеем Санкт-Петербургского горного университета. В каждом хондрите были выбраны 3 хондры разной структуры и минералогического состава. Отбор хондр для дальнейшего изучения зависел от возможности проведения локального анализа методом SIMS в зернах силикатных минералов и наличии хондр различных петрографических характеристик в образце метеорита.

Метеоритная коллекция, собранная для данного исследования, включает образцы всех химических групп и петрологических типов обыкновенных хондритов, что позволяет провести изучение распределения редких элементов в оливине, низко-Са пироксене и плагиоклазе порфировых и непорфировых хондр ЕОС и выявить следы процессов хондрообразования вне зависимости от индивидуальных особенностей метеорита.

В метеорите Каргаполье были изучены порфировая оливин-пироксеновая хондра 1РОР-0 и две порфировые оливиновые хондры 1РО-2 и 1РО-4 (рис. 1а, 1в, 1д). В хондрите Орловка проанализированы 2 порфировые оливиновые хондры 2РО-3 и 2РО-6 и порфировая оливин-пироксеновая хондра 2РОР-0 (рис. 16, 1г, 1е).

В образце метеорита Саратов исследованы 2 порфировые оливин-пироксеновые хондры ЗРОР-2 и ЗРОР-4 и колосниковая оливин-пироксеновая хондра ЗВОР-1 (рис. 2а, 2в, 2д). В метеорите Еленовка были изучены порфировая оливиновая хондра 4РО-0, порфировая оливин-пироксеновая хондра 4РОР-2 и колосниковая оливин-порфировая хондра 4ВОР-3 (рис. 26, 2г, 2е). В хондрите Buschhof проанализированы минералы зернистой оливиновой хондры 5GO-1 и радиальнолучистой пироксен-оливиновой хондры 5RPO-2 (рис. 3а, 3в).

В образце метеорита Княгиня изучены порфировая пироксеновая хондра 7PP-1, радиально-лучистая пироксеновая хондра 7RP-2 и зернистая оливин-пироксеновая хондра 7GOP-4 (рис. 36, 3г, 3е). В метеорите Bjurböle исследованы порфировая оливин-пироксеновая хондра 6POP-1 (рис. 3д) и радиально-лучистая порфировая хондра 6RP-2 (рис. 43).

Химический состав минералов на уровне главных элементов был определен методом ЕРМА в ИГГД РАН на сканирующем электронном микроскопе Jeol JXA-8230 с пятью волновыми спектрометрами. Вещество метеорита было помещено в стандартную шайбу из эпоксидной смолы, которая после полировки напылялась углеродом. Точечные измерения состава минералов выполнялись с ускоряющим напряжением 20 кВ и током 20 нА для оливина, пироксена и током 10 нА для плагиоклаза. Диаметр сфокусированного пучка составил 3 мкм. В качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовался алгоритм ZAF. Линии Кα1 измерялись для всех элементов.

Содержание редких и редкоземельных элементов (REE) в минералах определено методом массспектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН по методике, изложенной в работах (Batanova et al., 1998; Nosova et al., 2002; Portnyagin et al., 2008). Перед измерениями препарат напылялся золотом. Условия съемки на ионном микрозонде

Сатеса IMS-4f: первичный пучок ионов  $16O_2^-$ , диаметр пучка ~20 мкм; ток ионов 5–7 нА; ускоряющее напряжение первичного пучка 15 кэВ. Погрешность измерений не превышала 10% для примесей с концентрациями >1 ррт и 20% для концентраций <1 ррт. Редкоэлементный состав породообразующих минералов определялся максимально близко к точкам анализа главных элементов методом ЕРМА. Фотографии хондр в обратно-отраженных электронах после SIMS анализа и таблица содержаний главных и редких элементов в минералах хондр со стандартными отклонениями приведены в дополнительных материалах к статье.

Спектры распределения REE в минералах нормировались к CI хондриту (Palme et al., 2014).



**Рис. 1.** Изображение в обратно-отраженных электронах хондр метеоритов Каргаполье (а – порфировая оливин-пироксеновая хондра 1POP-0, в – порфировая оливиновая хондра 1PO-2, д – порфировая оливин-пироксеновая хондра 1POP-4) и Орловка (б – порфировая оливиновая 2PO-3, г – порфировая оливиновая хондра 2PO-6, е – порфировая оливин-пироксеновая хондра 2POP-0). *Ol* – оливин, *Px* – пироксен, *Mes* – мезостазис.

В дополнительных материалах к статье приведены расширенные таблицы с рассчитанным стандартным отклонением для усредненных значений содержания химических элементов в минералах РОХ и фотографии кратеров в исследованных зернах после SIMS анализа.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

457

Порфировые хондры ЕОС (рис. 1, рис. 2а–2г, рис. 3б, 3д) в основном имеют округлую форму и крупные размеры (до 1 мм в диаметре), хотя встречаются и овальные экземпляры (2РО-3 и ЗРОР-2). Хондры обычно сложены крупными



**Рис. 2.** Изображение в обратно-отраженных электронах хондр метеоритов Саратов (а – порфировая оливин-пироксеновая хондра 3POP-2, в – порфировая оливин-пироксеновая хондра 3POP-4, д – колосниковая оливин-пироксеновая хондра 2BOP-1) и Еленовка (б – порфировая оливиновая хондра 4PO-0, г – порфировая оливин-пироксеновая хондра 4POP-2, е – колосниковая оливин-пироксеновая хондра 4BOP-3).

вкрапленниками оливина и/или низко-Са пироксена, размер которых может сильно варьировать. Интерстиции между вкрапленниками заполнены раскристаллизованным мезостазисом, представленным смесью плагиоклаза и высоко-Са пироксена, но в порфировых хондрах метеорита Саратов встречен мезостазис в виде стекла. Наличие металлических или силикатных кайм для порфировых хондр ЕОС не характерно, хотя в хондре 7PP-1 наблюдается внутренняя плагиоклазовая кайма, а хондры 1PO-2 и 2POP-0 имеют внешнюю камасит-тэнитовую кайму.



**Рис. 3.** Изображение в обратно-отраженных электронах хондр метеоритов Buschhof (а – зернистая оливиновая хондра 5GO-1, в – радиально-лучистая оливин-пироксеновая хондра 5RPO-2), Княгиня (б – порфировая пироксеновая хондра 7PP-1, г – радиально-лучистая пироксеновая хондра 7RP-2, е – зернистая оливин-пироксеновая хондра 7GOP-4) и Bjurböle (д – порфировая оливин-пироксеновая хондра 6POP-1).

Оливин порфировых хондр ЕОС обычно образует хорошо ограненные зерна, размер которых может варьировать от 0.2 до 0.5 мм по удлинению. По составу оливин порфировых хондр соответствует форстериту, величина форстеритового минала варьирует между химическими группами и увеличивается в последовательности L/LL (Fo 73)— L (Fo 75)—H (Fo 79). Вариаций содержания главных элементов в оливине разных структурных типов хондр не наблюдается (табл. 1 и табл. 2). Глав-



**Рис. 4.** Распределение Y (а), Yb (б), Ca/Al (в), La/Sm (г) в оливине хондр различных структур EOC. Точки соответствуют содержанию элемента, значение которого приведено в дополнительных материалах к статье. Прямая корреляция Ва и Al (д), Ti и Y (е) в оливине EOC. Высокие значения отношения Ti/Nb в оливине хондр 2PO-3 и 1POP-0 (ж). Фотография в обратно-отраженных электронах хондры радиально-лучистой пироксеновой 6RP-2 метеорита Bjurböle (3).

## ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ

Параметр	РО			РОР			РР	
	Ol	Px	Mes	Ol	Px	Mes	Px	Mes
n	24	2	12	23	17	9	8	2
SiO <sub>2</sub>	39.1	56.3	64.0	38.8	55.8	63.3	55.4	65.7
$Al_2O_3$	b.d.l.	0.19	19.8	b.d.l.	0.14	13.5	0.10	21.5
MgO	41.7	30.8	0.94	38.9	29.1	4.70	28.6	b.d.l.
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.18	0.05	b.d.l.	0.13	0.08	0.07	0.02
CaO	b.d.l.	0.66	2.30	b.d.l.	0.61	4.51	0.70	2.58
FeO	18.0	11.5	1.47	21.7	13.5	1.22	13.5	0.35
MnO	0.46	0.48	b.d.l.	0.47	0.48	0.02	0.49	b.d.l.
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d.l.	0.09	_	b.d.l.	0.14	b.d.l.	0.10	_
NiO	b.d.l.	b.d.l.	2.16	b.d.l.	b.d.l.	2.17	b.d.l.	_
Na <sub>2</sub> O	_	b.d.l.	9.40	_	b.d.l.	5.77	b.d.l.	8.71
K <sub>2</sub> O	_	b.d.l.	0.82	_	b.d.l.	0.68	_	0.75
Сумма	99.4	100	101	99.9	100	95.9	99.0	99.7
Zr	0.34	0.61	15.2	0.24	1.87	19.6	2.44	6.67
Hf	0.04	0.06	0.94	0.04	0.07	0.86	0.11	0.28
Y	0.02	0.37	1.09	0.03	0.40	0.82	0.54	0.93
Al	172	1023	—	238	1747	_	2140	_
Ti	114	1088	662	84.6	1018	1259	836	_
Nb	0.13	0.13	1.10	0.07	0.20	1.74	0.20	0.60
Ca	3966	5270	_	3907	4914	_	2939	_
La	0.02	0.04	0.16	0.02	0.04	0.84	0.02	0.37
Ce	0.03	0.09	0.38	0.03	0.09	3.26	0.04	0.69
Pr	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.10	0.01	0.08
Nd	0.05	0.06	0.32	0.04	0.05	0.54	0.03	0.55
Sm	0.02	0.01	0.17	0.04	0.03	0.97	0.03	0.19
Eu	0.01	0.01	0.67	0.01	0.01	0.45	b.d.l.	0.63
Gd	0.02	0.07	0.13	0.02	0.05	1.17	0.04	0.29
Dy	0.02	0.05	0.18	0.02	0.08	1.35	0.05	0.20
Er	0.03	0.09	0.15	0.03	0.08	0.87	0.09	0.10
Yb	0.03	0.12	0.23	0.02	0.15	0.77	0.19	0.07
Lu	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.12	0.03	0.02
Sr	0.37	1.98	89.6	0.25	0.64	82.1	0.57	114
Ba	0.41	0.94	32.0	0.23	0.70	21.3	0.44	23.0
V	19.1	49.0	61.4	18.2	72.7	37.9	61.3	67.9
Ni	61.5	563	—	30.4	49.2	—	34.4	_
Cr	466	937	1263	496	2869	1315	1938	3237
Kb	1.36	0.97	17.5	1.31	0.97	24.9	1.12	21.5
KEE	0.22	0.55	2.50	0.23	0.54	1.05	0.55	3.25
LREE	0.12	0.22	1.49	0.15	0.21	9.51	0.16	2.50
HKEE	0.09	0.34	0.63	0.07	0.39	4.32	0.41	0.75
Eu/Eu*	0.86	0.83	15.1	0.97	0.61	1.43	0.38	8.02

Таблица 1. Медианное содержание главных (мас. %) и редких (ppm) элементов в минералах порфировых хондр ЕОС

Примечания. Прочерк – элемент не определялся. b.d.l. – содержание элемента ниже порога обнаружения, *n* – количество анализов. Развернутая таблица со стандартным отклонением приведена в дополнительных материалах.

# СУХАНОВА и др.

Параметр	ВОР		RP		GO		
	Ol	Px	Px	Mes	Ol	Px	Mes
n	4	5	13	2	6	3	7
SiO <sub>2</sub>	38.8	56.2	55.5	59.0	38.4	55.1	66.5
$Al_2O_3$	0.03	0.46	0.13	12.7	0.03	0.36	21.1
MgO	39.2	31.3	28.6	5.44	38.1	28.4	0.10
TiO <sub>2</sub>	0.03	0.07	0.16	0.16	b.d.l.	0.30	0.05
CaO	b.d.l.	0.60	0.61	8.72	b.d.l.	0.75	2.12
FeO	22.0	10.2	13.7	2.05	22.5	13.8	0.72
MnO	0.47	0.21	0.48	0.09	0.47	0.50	_
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	b.d.l.	0.71	0.16	0.44	0.03	0.23	_
NiO	b.d.l.	b.d.l.	0.06	_	b.d.l.	b.d.l.	_
Na <sub>2</sub> O	_	0.05	0.03	5.59	0.03	b.d.l.	9.81
K <sub>2</sub> O	_	b.d.l.	b.d.l.	0.55	_	_	1.13
Сумма	100	100	99.4	94.8	99.7	99.4	101
Zr	0.66	0.30	1.98	11.4	0.38	2.51	0.90
Hf	0.03	0.03	0.11	0.45	0.06	0.10	0.04
Y	0.13	0.25	0.53	2.32	0.05	0.80	0.08
Al	277	2532	2016	_	592	2457	_
Ti	237	313	1031	989	70.9	1556	282
Nb	0.06	0.03	0.68	0.91	0.21	0.32	0.26
Ca	4214	4464	4290	_	346	2610	_
La	0.02	0.01	0.04	0.24	0.02	0.03	0.09
Ce	0.07	0.04	0.10	0.74	0.05	0.06	0.14
Pr	0.01	0.01	0.01	0.12	b.d.l.	0.01	0.01
Nd	0.04	0.04	0.06	0.61	0.03	0.05	0.03
Sm	0.03	0.02	0.05	0.25	0.03	0.08	0.03
Eu	0.01	0.01	0.01	0.14	0.01	0.03	0.54
Gd	0.02	0.01	0.03	0.29	0.02	0.06	0.02
Dy	0.03	0.03	0.05	0.40	0.02	0.10	0.03
Er	0.02	0.03	0.09	0.33	0.02	0.10	0.04
Yb	0.06	0.06	0.13	0.42	0.03	0.30	0.03
Lu	0.01	0.01	0.02	0.05	0.01	0.03	0.01
Sr	0.33	0.29	3.45	26.0	0.29	3.96	88.4
Ba	0.64	0.29	1.89	12.4	0.42	2.16	33.7
V	24.3	86.0	53.2	91.5	16.5	104	18.9
Ni	29.6	28.9	45.2	—	119	487	—
Cr	670	3908	1718	3323	475	3077	244
Rb	1.25	0.79	1.57	6.40	1.55	1.86	27.2
REE	0.20	0.25	0.60	3.73	0.23	0.94	0.96
LREE	0.20	0.13	0.26	2.09	0.15	0.17	0.85
HREE	0.15	0.16	0.33	1.63	0.08	0.66	0.13
Eu/Eu*	1.06	1.30	1.31	1.57	1.71	4.81	77.6

Таблица 2. Медианное содержание главных (мас. %) и редких (ppm) элементов в минералах непорфировых хондр ЕОС

Примечания. Прочерк – элемент не определялся. b.d.l. – содержание элемента ниже порога обнаружения, *n* – количество анализов. Развернутая таблица со стандартным отклонением приведена в дополнительных материалах.

ные элементы в оливине и низко-Са пироксене EOC уравновешиваются при термальном метаморфизме, в результате чего различия их концентраций стираются в минералах хондр разных структур.

Состав редких элементов в оливине порфировых хондр ЕОС довольно сильно варьирует от хондры к хондре. Содержание трудно летучих Zr (0.07–2.19 ppm), Al (50.7–1820 ppm) и умерено летучих Sr (0.11–2.09 ppm) и Ba (0.07–1.45 ppm) значительно неоднородно в минералах различных хондр в пределах одного метеорита. По сравнению с РОР оливин РО хондр обогащен Ni (30.4 и 61.5 ppm соответственно).

Редкоземельные элементы (0.12–1.05 ppm) также характеризуются варьирующим содержанием в оливине порфировых хондр, хотя в среднем содержание REE между оливиновыми и оливин-пироксеновыми хондрами подобно (табл. 1). Тем не менее, оливин POP хондр обеднен тяжелыми редкоземельными элементами (HREE) относительно PO хондр, хотя содержание легких редкоземельных элементов (LREE) остается постоянным. В целом, для оливина порфировых хондр характерно преобладание легких REE над тяжелыми (LREE 0.06–0.66 ppm, HREE 0.05–0.39 ppm).

Оливин порфировых оливиновых и оливинпироксеновых хондр мало отличается друг от друга, хотя оливин оливиновых хондр обогащен Ni (табл. 1) и имеет высокие значения Ca/Al отношения (рис. 4в).

В оливине порфировых хондр наблюдается прямая корреляция трудно летучих элементов Al и Ba (r = 0.74) и Ti и Y (r = 0.77) (рис. 4д, 4е), при этом оливин PO обогащен Ti относительно среднего состава POP хондр. Кроме того, некоторые порфировые хондры (2PO-3, 1POP-1) значительно выделяются по соотношению Ti и Nb в оливине (рис. 4ж) и характеризуются высоким содержанием трудно летучих несовместимых элементов (Zr, Y, Ti, Nb).

Низко-Са пироксен порфировых хондр довольно редко наблюдается во вкрапленниках и в большей степени представлен в виде гипидиоморфных зерен. По содержанию главных элементов низко-Са пироксен соответствует энстатиту, показатель Fs различается в метеоритах разных химических групп и увеличивается в последовательности H (Fs 18, Wo 1)–L (Fs 21, Wo 2)–L/LL (Fs 22, Wo 1). Различий в составе главных элементов в низко-Са пироксене порфировых и непорфировых хондр не наблюдается. Мд и Fe в низко-Са пироксене подвержены, также как и в оливине, гомогенизации при влиянии термального метаморфизма.

Содержание редких элементов в низко-Са пироксене порфировых хондр не отличается постоянством и сильно варьирует от хондры к хондре в

пределах всех химических групп. Тем не менее, пироксен РО хондр, присутствующий в подчиненном количестве, обеднен Al, Nb и Cr и обогащен Sr и Ni относительно пироксена оливинпорфировых хондр (табл. 1). При этом пироксен РОР и РР хондр имеет близкие концентрации редких элементов (рис. 5а–5д). По содержанию Zr и Nb пироксен оливиновых хондр отличается наименьшим содержанием по сравнению с пироксеном всех остальных хондр (табл. 1).

Содержание редкоземельных элементов в низко-Са пироксене порфировых хондр находится на одном уровне с пироксеном оливиновых, оливин-пироксеновых и пироксеновых хондр (0.26–0.65 ppm). Однако пироксен РО (LREE 0.04–0.40 ppm, HREE 0.24–0.43 ppm) и PP (LREE 0.08–0.30 ppm, HREE 0.23–2.05 ppm) хондр характеризуется небольшим преобладанием тяжелых редкоземельных элементов над легкими, в то время как пироксен POP хондр отличается обратным соотношением REE (LREE 0.12–1.55 ppm, HREE 0.13–0.59 ppm).

Низко-Са пироксен порфировых хондр характеризуется прямой корреляцией трудно летучих Ті и Zr, которая отсутствует в пироксене хондр других структур (рис. 5е).

Мезостазис в порфировых хондрах находится в интерстициях между зернами оливина и низко-Са пироксена, размер выделений обычно не превышает 100 мкм. Состав и степень кристалличности стекла хондр в значительной степени зависит от степени термального метаморфизма, испытанного хондритом. При повышении температуры стекло хондр начинает раскристаллизовываться в плагиоклаз и кальциевый пироксен, из-за чего редкие элементы выносятся за пределы хондры и участвуют в образовании высоко-Са пироксена и фосфатов. Тем не менее, содержание Eu, Sr, Ba не подвержено влиянию термального метаморфизма и сохраняется на уровне мезостазиса в плагиоклазах хондритов 6-ого петрологического типа, что позволяет использовать эти элементы для определения различий порфировых и непорфировых хондр.

Мезостазис пироксеновых порфировых хондр обогащен Еu и Sr по сравнению с PO и POP хондрами (рис. 6). При этом мезостазис оливиновых хондр незначительно обеднен Eu относительно мезостазиса порфировых пироксеновых хондр (0.21–0.76 ppm и 0.60–0.66 ppm, соответственно. PO хондры сложены мезостазисом с наименьшим содержанием совместимых элементов (Eu, Sr, Ba) среди мезостазиса порфировых хондр (табл. 1).

Непорфировых хондры ЕОС обычно имеют округлую форму, металлическую кайму и сильно варьируют в размерах. Колосниковые и зернистые хондры могут иметь размер более 1 мм (3BOP-1 и 5GO-1), также как и около 0.5 мм (4BOP-3, 7GOP-4). Колосниковые хондры сло-



**Рис. 5.** Распределение Ti (a), Nb (б), Eu (в), Sr (г) и Cr (д) в низко-Са пироксене хондр различных структур ЕОС. Прямая корреляция Zr и Ti в низко-Са пироксене порфировых хондр ЕОС (е).

жены балками оливина, проходящими через всю хондру и иногда пересекающимися друг с другом (рис. 2д–2е).

иногда с небольшим количеством оливина в центре хондры. Некоторые RP хондры EOC имеют более одного центра кристаллизации (7RP-2).

Радиально-лучистые хондры в основном сложены удлиненными кристаллами пироксена, Зернистые хондры в большей степени сложены ксеноморфными зернами оливина с неболь-



Рис. 6. Распределение Eu (а) и Sr (б) в мезостазисе хондр различных структур EOC.

шим количеством пироксена. Хондра 7GOP-4 имеет радиально зональное строение и сложена единым зерном оливина в центре, окруженным низко-Са пироксеном и внешней металлической каймой. Одним из минералогических отличий непорфировых хондр является малое количество мезостазиса, наблюдаемого в очень локальных выделениях, не пригодных для исследования редких элементов.

Содержание редких элементов в оливине непорфировых хондр варьирует от хондры к хондре. Так, содержание трудно летучих элементов Zr (0.34–2.04 ppm), Al (164–1542 ppm), Ti (49.8– 272.8 ppm) и умеренно летучих Ba (0.42– 1.98 ppm), Ni (29.3–479.2 ppm) непостоянно в оливине непорфировых хондр. При этом оливин колосниковых хондр обогащен Zr и Ti (0.34– 1.24 ppm, 84.6–281 ppm, соответственно) относительно оливина порфировых хондр (табл. 1). По содержанию Y и Yb оливин колосниковых хондр отличается повышенной концентрацией по сравнению со всеми типами изученных хондр (рис. 4a, 46).

Содержание редкоземельных элементов в колосниковых хондрах находится на близком уровне с порфировыми и зернистыми хондрами. Оливин обогащен тяжелыми редкоземельными элементами относительно легких REE (LREE 0.13–0.28 ppm, HREE 0.07–0.16 ppm). Содержание редких элементов в оливине колосниковых хондр варьирует от хондры к хондре, но преобладание тяжелых и легких REE в оливине остается постоянным.

Оливин зернистых хондр обогащен редкими элементами (Zr, Al, Nb, Sr, Ba) относительно порфировых и колосниковых хондр (табл. 2). Содержание редких элементов в оливине зернистых хондр близко к содержанию в порфировых и колосниковых хондрах. Также наблюдается преобладание легких REE (LREE 0.16–0.14 ppm, HREE 0.07–0.12 ppm). По показателю соотношения La/Sm зернистые хондры отличаются высокими значениями относительно хондр остальных структур (рис. 4г).

Низко-Са пироксен непорфировых хондр наблюдается в различных формах зерен. В колосниковых хондрах пироксен заполняет промежутки между скелетными кристаллами оливина. В радиальной хондре низко-Са пироксен образует волокна, расходящиеся из центра кристаллизации. В зернистых хондрах пироксен присутствует в виде ксеноморфных зерен или формирует внутреннюю кайму хондры.

Распределение редких элементов в низко-Са пироксене непорфировых хондр сильно неравномерно. Колосниковые хондры обеднены редкими элементами по сравнению с хондрами остальных типов структур, за исключением умерено летучих Сг и V (табл. 2). При этом низко-Са пироксен колосниковых хондр выделяется наибольшим содержанием Сг (рис. 5д). Зернистые хондры сложены низко-Са пироксеном, обогащённым трудно летучими (Y и Ti) и умеренно летучими (Sr, Ba, V) элементами относительно хондр остальных структур. Пироксен радиально-лучистых хондр также обогащен Sr и Ba на уровне пироксена зернистых хондр, но отличается высокой концентрацией Nb (0.13–2.64 ppm).

Содержание редкоземельных элементов в низко-Са пироксене непорфировых хондр сильно варьирует от хондры к хондре. Тем не менее, для пироксена колосниковых хондр в большей степени характерны низкие концентрации REE (0.22– 0.27 ppm), пироксен радиально-лучистых хондр содержит редкоземельные элементы на уровне порфировых хондр (0.28–3.10 ppm), при этом низко-Са пироксен зернистых хондр значительно обогащен редкими землями относительно

остальных хондр (0.59–1.49 ppm). Также существенно варьирует соотношение легких и тяжелых редкоземельных элементов в пироксене непорфировых хондр. Колосниковые и радиально-лучистые хондры сложены пироксеном с близким уровнем содержания HREE и LREE, с небольшим преобладанием HREE (LREE 0.04–1.83 ppm, HREE 0.08– 1.28 ppm). Низко-Са пироксен зернистых хондр значительно обогащен HREE (LREE 0.15–0.83 ppm, HREE 0.42–0.79 ppm). При этом пироксен RP и G хондр обогащен Eu относительно порфировых и колосниковых хондр (рис. 5в).

Мезостазис непорфировых хондр имеет сильно различные концентрации редких и редкоземельных элементов в зависимости от структуры хондры (табл. 2). Так, мезостазис радиально-лучистых хондр значительно обеднен Еu и Sr относительно хондр других структур (рис. 6). В то же время плагиоклаз зернистых хондр характеризуется содержанием редких элементов на уровне оливинпироксеновых порфировых хондр (Eu 0.26– 0.77 ppm; Sr 55.5–101 ppm; Ba 43.0–236 ppm).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Анализ распределения редких элементов в силикатных минералах порфировых и непорфировых хондр показал крайне неоднородный состав минералов каждой хондры. В целом силикатные минералы исследованных хондр характеризуются собственным уровнем содержания редких элементов, который сильно варьирует от хондры к хондре вне зависимости от степени термального метаморфизма и химической группы. Тем не менее, медианные значения концентраций редких элементов в оливине, низко-Са пироксене и мезостазисе хондр позволяют выделить общие особенности хондр различных структур.

Порфировые оливиновые и оливин-пироксеновые хондры сложены силикатными минералами близкого редкоэлементного состава. При этом содержание Y и Yb в оливине порфировых хондр обеднено относительно оливина непорфировых хондр (рис. 4a, 4б). Низко-Са пироксен порфировых оливиновых хондр обеднен трудно летучими (Zr, Y, Nb) и обогащен умерено летучими (Sr, Ba) элементами относительно POP и PP хондр (табл. 1). Плагиоклаз порфировых хондр в целом имеет близкие концентрации Eu и Sr, в PO, POP и PP хондрах, хотя плагиоклаз пироксеновых хондр имеет тенденцию к обогащению этими элементами.

Колосниковые хондры сложены оливином, обогащенным редкими элементами (Zr, Y, Ti, Ba, Cr) и HREE относительно хондр остальных структур (табл. 1, 2). При этом низко-Са пироксен колосниковых хондр обеднен трудно летучими элементами (Zr, Y, Nb) относительно пироксена остальных хондр, но характеризуется наибольшими концентрациями Cr (рис. 5а–5д).

Радиально-лучистые хондры характеризуются низко-Са пироксеном, близким по составу к порфировым хондрам, за исключением значительной обогащенности Nb (0.13–2.64 ppm) по сравнению с хондрами остальных структур и высокого содержания Sr и Ba на уровне пироксена зернистых хондр. В тоже время мезостазис RP хондр обеднен основными совместимыми элементами (Eu, Sr, Ba, Rb) по сравнению с мезостазисом остальных хондр.

Зернистые хондры сложены оливином по составу близким к порфировым хондрам, за исключением высоких концентраций трудно летучими Al (100–1849 ppm) и Nb (0.10–0.41 ppm) и умеренно летучего Ni (24.0–479 ppm). Низко-Са пироксен зернистых хондр отличается высоким содержанием редких элементов по сравнению с хондрами других структур (табл. 1, 2). Так в пироксене зернистых хондр наблюдаются наибольшие концентрации трудно летучими Y и Ti, умеренно летучими (Sr, Ba, V) и REE, с явным преобладанием HREE (LREE 0.15–0.83 ppm, HREE 0.42–0.79 ppm). Мезостазис зернистых хондр характеризуется содержанием редких элементов на уровне порфировых хондр (рис. 6).

В целом оливин, низко-Са пироксен и мезостазис порфировых хондр имеют среднее содержание редких элементов относительно одноименных минералов непорфировых хондр. При этом, в колосниковых хондрах оливин обогащен редкими элементами, а низко-Са пироксен обеднен ими, а радиально-лучистые и зернистые хондры сложены низко-Са пироксеном с высоким содержанием редких элементов. Также радиально-лучистые хондры отличаются обедненным редкими элементами мезостазисом.

Оливин колосниковых хондр и низко-Са пироксен радиальных и зернистых хондр характеризуются высоким содержанием редких элементов по сравнению с минералами порфировых хондр, что могло бы быть обусловлено присутствием расплавных включений, скрытых под поверхностью минеральных зерен (Hsu, Crozaz, 1998). Хотя Еи аномалия характерна для оливина и пироксена непорфировых хондр (рис. 8), содержание LREE находится на уровне минералов порфировых хондр. Также в оливине непорфировых хондр отсутствует прямая корреляция совместимых для плагиоклаза элементов (Al и Ba), которая, тем не менее, хорошо проявлена в минералах порфировых хондр (рис. 4д). Данный факт исключает влияние расплавных включений на выделенные особенности минералов непорфировых хондр.

На распределение редкоземельных элементов в оливине влияет температура кристаллизации расплава хондр. Оливин, образованный при низ-

ких температурах (1320°С), имеет плоский или обогащенный HREE спектр распределения относительно хондритовых значений. Оливин, образованный при более высоких температурах (1440°С), имеет V-образный спектр распределения REE, с обогащенностью LREE и HREE. При этом все спектры REE при температурах, близких к ликвидусу (выше 1440°С), плоские (Saito et al., 1998).

Экспериментально установлено, что оливин и низко-Са пироксен в хондрах, образованных при очень быстрых скоростях остывания (более 1000°С/ч), имеют относительно высокое содержание редких элементов (Kennedy et al., 1993). Так, коэффициент распределения несовместимых LREE и Ва воливине при увеличении скорости остывания увеличивается в 100 раз, тогда как для совместимых Yb и Lu повышается только в 2 раза.

Оливин хондр равновесных обыкновенных хондритов характеризуется преобладанием LREE над HREE. Тем не менее, различий в содержании LREE в зависимости от типа хондр, а также V-образных спектров, не наблюдается. При этом наибольшие концентрации LREE и Ва характерны для оливина колосниковых хондр, что, по всей видимости, отражает его быструю кристаллизацию.

Кристаллизацию пироксена в хондре в большей степени связывают с высоким содержанием  $SiO_2$  в расплаве, которое могло быть обусловлено минералами-предшественниками или взаимодействием хондры с небулярным газом, насыщенным Si. Оливин и пироксен стабильно сосуществуют в расплаве примерно при 1100°С. Ниже этого значения расплав кристаллизуется в основном только в пироксен и полевой шпат. При удалении из расплава 72% Mg (в качестве форстерита), дальнейшая кристаллизация оливина невозможна, и низко-Са пироксен становится стабильным Mg силикатом при 1400°С (Engler et al., 2007).

Анализ редкоэлементного состава силикатных минералов порфировых хондр ЕОС показал, что количество пироксена в хондре коррелирует с высоким содержанием редких элементов в пироксене и отражает увеличение концентрации трудно летучих элементов в расплаве хондр в последовательности РО-РОР-РР, что также наблюдается в хондрах неравновесных обыкновенных хондритов (Jacquet et al., 2015). При этом оливин порфировых хондр не демонстрирует существенных различий в этой последовательности. Следовательно, роль пироксена как концентратора трудно летучих элементов увеличивается с падением температуры кристаллизации, при этом несовместимые редкие элементы остаются в расплаве в отличие от Mg и Fe, которые концентрируются в оливине.

Уровень содержания редких элементов в хондре установлен веществом предшественника, который, нагретый до полного или частичного плавления, застывал в виде силикатных капель. Образование порфировых хондр, сохранивших реликтовые зерна тугоплавкого форстерита, связывают с плавлением минералов-предшественников хондр (тугоплавкие включения, хондры предыдущих генераций, обломки планетезималей). Соответственно, состав изначального расплава порфировых хондр контролировался соотношением редких элементов в минералах-предшественниках.

Образование расплава непорфировых хондр могло происходить при высокой температуре нагрева минералов-предшественников с исчезновением реликтовых центров кристаллизации или при прямой конденсации газ/расплав, отражающейся в последовательном обогащении расплава хондры редкими элементами в порядке их летучести. Тем не менее, высокая концентрация одновременно несовместимых трудно летучих (Zr, Nb, Ті, Y и Yb) и умеренно летучих элементов в оливине непорфировых хондр не может являться признаком прямой конденсации в протопланетном диске и скорее согласуется с гипотезой о плавлении минералов-предшественников хондр. Однако обогащенность несовместимыми элементами оливина непорфировых хондр отражает быструю скорость остывания хондры. Спектры распределения REE в оливине в большей степени соответствуют пологим спектрам низкотемпературного оливина (1320°С), что может объясняться сохранением центров кристаллизации в зернистых хондрах или началом роста низко-Са пироксена. В последовательности радиально-лучистые - колосниковые – порфировые – зернистые количество центров кристаллизации увеличивается (Radomsky, Hewins, 1990).

Оливин и низко-Са пироксен колосниковой хондры имеют отличающиеся спектры распределения редких элементов по сравнению с остальными хондрами (рис. 7). Содержание редких элементов в этих минералах находится практически на одном уровне, за исключением обедненности оливина Al и высоких концентраций LREE в нем. В данном случае оливин являлся основным накопителем Мд и редких элементов, что отражает его высокую скорость остывания. При этом колосниковые хондры остывали настолько быстро, что делало невозможным взаимодействие оливина с окружающим газом и обогащение остаточного расплава хондры SiO<sub>2</sub> (Nehru et al., 1994). Низко-Са пироксен колосниковых хондр кристаллизовался из сильно обедненного оливином расплава при высоких температурах (1400°С). Высокое содержание трудно и умеренно летучих элементов в оливине колосниковой хондры также говорит в пользу ее образования в результате плавления вещества-предшественника.

Низко-Са пироксен радиально-лучистой хондры отличается только высоким содержанием не-



**Рис.** 7. Спайдердиаграммы для редких элементов, нормированных к CI хондритам, в пироксене, оливине и мезостазисе порфировых оливиновых – PO (а), порфировых оливин-пироксеновых – POP (б), зернистых – GO/GOP (в), радиально-лучистых – RP/RPO (г) и колосниковых хондр – BOP EOC.

совместимых умеренно летучих Sr и Ba, а также трудно летучего Nb. При этом мезостазис RP хондр характеризуется наименьшим содержанием совместимых Eu, Sr и Ba. Обогащенность низко-Са пироксена несовместимыми элементами отражает быструю скорость остывания хондры, хотя отсутствие высокого содержания LREE и других трудно летучих элементов указывает на низкую температуру расплава хондры (ниже 1100°С). Обогащенность расплава хондры SiO<sub>2</sub> предполагает ее образование при относительно низких температурах по сравнению с BO хондрами (Ray et al., 2017).

Таким образом, редкоэлементный состав минералов хондр различных структур согласуется с экспериментальными данными, что позволяет описать пространственно-временную неоднородность хондрообразования в протопланетном диске. Так, образование порфировых и зернистых хондр могло происходить в относительно спокойных регионах протопланетного диска, где формирование зернистых хондр происходило при более низких температурах хондрообразования, на что указывает сохранение большого количества центров кристаллизации, присутствие низкотемпературного оливина и быстро остывшего низко-Са пироксена.

Колосниковые и радиально-лучистые хондры отражают их формирование в сильно неустойчивых областях протопланетного диска. Колосниковые хондры, сложенные высокотемпературным оливином (1400°С) и быстро раскристаллизованным пироксеном. представляют собой наиболее рефракторные образования этого региона. Низко-Са пироксен и мезостазис радиально-лучистых хондр демонстрируют признаки самой низкотемпературной кристаллизации (ниже 1100°С) и наиболее быстрого остывания в регионе протопланетного диска, обедненном Мд и релкими элементами. Радиально-лучистые хондры формировались при менее высоких температурах по сравнению с колосниковыми хондрами.

Авторы благодарят С.Г. Симакина и Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН) за аналитические работы.

Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0005.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Суханова К.Г., Скублов С.Г., Галанкина О.Л., Оболонская Э.В., Котова Е.Л. (2019). Редкие элементы в пироксене радиальных хондр обыкновенных равновесных хондритов. Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле, 320-323.

Суханова К.Г., Скублов С.Г., Галанкина О.Л., Оболонская Э.В., Котова Е.Л. (2020) Редкоэлементный состав силикатных минералов в хондрах и матрице метеорита Бушхов. *Геохимия*. **65**(12), 1176-1185.

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

Sukhanova K.G., Skublov S.G., Galankina O.L., Obolonskaya E.V., Kotova E.L. (2020) Trace Element Composition of Silicate Minerals in the Chondrules and Matrix of the Buschhof Meteorite. *Geochemistry International.* **58**(12), 1321-1330.

Суханова К.Г. (2022) Состав силикатных минералов как отражение эволюции равновесных обыкновенных хондритов. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 210 с.

Amelin Y., Krot A. (2007) Pb isotopic age of the Allende chondrules. *MAPS*. **42**(7-8), 1321-1335.

Connelly J.N., Bizzarro M., Krot A.N., Nordlund Å., Wielandt D., Ivanova M.A. (2012) The absolute chronology and thermal processing of solids in the solar protoplanetary disk. *The absolute chronology and thermal processing of solids in the solar protoplanetary disk.* **338**(6107), 651-655.

Hewins R., Connolly H., Lofgren Jr G., Libourel G. (2005) Experimental constraints on chondrule formation. *Chon-drites and the protoplanetary disk*, 286.

*Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes* (Eds. S.S. Russell, H.C. Connolly Jr, A.N. Krot). (2018) Cambridge University Press. 450 p.

Batanova V., Suhr G., Sobolev A. (1998) Origin of geochemical heterogeneity in the mantle peridotites from the Bay of Islands ophiolite, Newfoundland, Canada: ion probe study of clinopyroxenes. *GCA*. **62**(5), 853-866.

Bischoff A., Schleiting M., Wieler R., Patzek M. (2018) Brecciation among 2280 ordinary chondrites – Constraints on the evolution of their parent bodies. *GCA*. **238**, 516-541.

Dodd R.T., Hutchison R. (2004). *Meteorites: A petrologic, chemical and isotopic synthesis*: Cambridge University Press, 506 p.

Engler A., Varela M.E., Kurat G., Ebel D., Sylvester P. (2007) The origin of non-porphyritic pyroxene chondrules in UOCs: Liquid solar nebula condensates? *The origin of non-porphyritic pyroxene chondrules in UOCs: Liquid solar nebula condensates*? **192**(1), 248-286.

Gooding J.L., Keil K., Fukuoka T., Schmitt R.A. (1980) Elemental abundances in chondrules from unequilibrated chondrites: evidence for chondrule origin by melting of preexisting materials. *EPSL*. **50**(1), 171-180.

Hsu W., Crozaz G. (1998) Mineral chemistry and the origin of enstatite in unequilibrated enstatite chondrites. *GCA*. **62**(11), 1993-2004.

Jacquet E., Alard O., Gounelle M. (2015) Trace element geochemistry of ordinary chondrite chondrules: The type I/type II chondrule dichotomy. *GCA*. **155**, 47-67.

Jones R.H., Grossman J.N., Rubin A.E. (2005) Chemical, mineralogical and isotopic properties of chondrules: Clues to their origin. *Chondrites and the protoplanetary disk*, 251.

Kennedy A.K., Lofgren G.E., Wasserburg G.J. (1993) An experimental study of trace element partitioning between olivine, orthopyroxene and melt in chondrules: equilibrium values and kinetic effects. *EPSL*. **115**(1–4), 177-195.

Krot A.N., Meibom A., Weisberg M.K., Keil K. (2002) The CR chondrite clan: Implications for early solar system processes. *MAPS*. **37**(11), 1451-1490.

Krot A.N., Nagashima K., Libourel G., Miller K.E. (2018) Multiple Mechanisms of Transient Heating Events in the
Protoplanetary Disk: Evidence from Precursors of Chondrules and Igneous Ca, Al-Rich Inclusions. In: Chondrules: Records of Protoplanetary Disk Processes. Ed. S.S. Russell, H.C. Connolly Jr, A.N. Krot. Cambridge University Press, 2018. **22**, 450.

Libourel G., Krot A.N. (2007) Evidence for the presence of planetesimal material among the precursors of magnesian chondrules of nebular origin. *EPSL*. **254**(1–2), 1-8.

Nehru C.E., Weisberg M.K., Prinz M. (1994) Porphyritic versus nonporphyritic chondrules. *Chondrules and the Protoplanetary Disk*, 26-27.

Nosova A., Narkisova V., Sazonova L., Simakin S. (2002) Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil island arc in the Central Urals. *Geochem. Int.* **40**(3), 219-232.

Oulton J., Humayun M., Fedkin A., Grossman L. (2016) Chemical evidence for differentiation, evaporation and recondensation from silicate clasts in Gujba. *GCA*. **177**, 254-274.

Palme H., Lodders K., Jones A. (2014) Solar system abundances of the elements. In: Planets, Asteriods, Comets and The Solar System. Vol. 2 of Treatise on Geochemistry (Second Ed.). Ed. A.M. Davis. Elsevier, 2014. **2**, 15-36.

Portnyagin M., Almeev R., Matveev S., Holtz F. (2008) Experimental evidence for rapid water exchange between melt inclusions in olivine and host magma. *EPSL*. **272**(3–4), 541-552.

Radomsky P.M., Hewins R.H. (1990) Formation conditions of pyroxene-olivine and magnesian olivine chondrules. *GCA*. **54**(12), 3475-3490.

Ray D., Ghosh S., Goswami T.K., Jobin M.J. (2017) Insights into chondrule formation process and shock-thermal history of the Dergaon chondrite (H4-5). *GSF*. **8**(3), 413-423.

Saito T., Shimizu H., Masuda A. (1998) Experimental study of major and trace element partitioning among olivine, metallic phase and silicate melt using chondrite as starting material: Implication for V-shaped REE patterns of the pallasite meteorites. *GCA*. **32**(3), 159-182.

Tenner T.J., Nakashima D., Ushikubo T., Kita N.T., Weisberg M.K. (2015) Oxygen isotope ratios of FeO-poor chondrules in CR3 chondrites: Influence of dust enrichment and H<sub>2</sub>O during chondrule formation. *GCA*. **148**, 228-250.

Varela M.E. (2019) Bulk trace elements of Mg-rich cryptocrystalline and ferrous radiating pyroxene chondrules from Acfer 182: Their evolution paths. *GCA*. **257**, 1-15.

Varela M.E., Sylvester P., Brandstätter F., Engler A. (2015) Nonporphyritic chondrules and chondrule fragments in enstatite chondrites: Insights into their origin and secondary processing. *MAPS*. **50**(8), 1338-1361.

Varela M.E., Sylvester P., Engler A., Kurat G. (2012) Nonporphyritic chondrules from equilibrated Rumuruti and ordinary chondrites: Chemical evidence of secondary processing. *MAPS*. **47**(10), 1537-1557.

# НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА: СОСТАВ, U-Pb ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГУСЯНКОВСКОГО МАССИВА

© 2023 г. А. Д. Ножкин<sup>а, \*</sup>, О. М. Туркина<sup>а, b, \*\*</sup>, И. И. Лиханов<sup>а, \*\*\*</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, просп. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия <sup>b</sup>Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова, 1, Новосибирск, 630090 Россия \*e-mail: nozhkin@igm.nsc.ru \*\*e-mail: turkina@igm.nsc.ru \*\*\*e-mail: likh@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 10.08.2022 г. После доработки 06.11.2022 г. Принята к публикации 11.11.2022 г.

Обосновывается проявление коллизионного гранитоидного магматизма, связанного с неопротерозойским (880-860 млн лет) орогеническим событием на юго-западе Сибирского кратона. Приведены новые данные по составу, U-Pb (SHRIMP II) возрасту циркона и Sm-Nd изотопным параметрам пород Гусянковского гранитоидного массива, расположенного в Приенисейской зоне разломов Енисейского кряжа. Конкордатный U-Pb возраст циркона равен 865 ± 9 млн лет и указывает на формирование гранитоидов Гусянковского массива в середине раннего неопротерозоя, вместе с гранитоидами Каламинского и Ерудинского массивов, расположенных в Татарско-Ишимбинской системе разломов, на одном и том же этапе коллизионных событий около 880-860 млн лет. Известково-щелочные граниты, гранодиориты и лейкограниты Гусянковского массива на основании высокой глиноземистости и редкоэлементного состава отнесены к S-типу и формировались из метапелитового источника. Породы Каламинского и Ерудинского массивов по совокупности геохимических параметров отвечают низкокалиевым І-гранитам, наиболее вероятные источники которых это мафические породы и тоналиты. Гранитоиды Гусянковского массива, с одной стороны. Каламинского и Среднетырадинского, с другой, контрастно различаются по изотопному Nd составу. Источником первых были либо метапелиты тунгусикской серии, либо метаосадочные породы сухопитской серии при участии ювенильного материала. Для гранитов Каламинского и Среднетырадинского массивов допускается вклад более древней, возможно, палеопротерозойской коры и ювенильного мафического источника. Таким образом орогенные события 880-860 млн лет назад привели к генерации расплавов на различных уровнях палео-мезопротерозойской коры Заангарья Енисейского кряжа. Геодинамическая история региона сопоставляется с синхронной последовательностью и схожим стилем тектоно-термальных событий по периферии крупных докембрийских кратонов Лаврентии и Балтики, что подтверждает палеоконтинентальные реконструкции о тесных пространственно-временных связях между этими кратонами, Сибирью и их вхождении в состав Ролинии.

Ключевые слова: гранитоиды, геохимия, U-Pb (SHRIMP-II) датирование, Sm-Nd изотопия, гренвильский орогенез, Енисейский кряж

DOI: 10.31857/S0016752523050060, EDN: ELQQOQ

# введение

Реконструкция геологической истории Енисейского кряжа, представляющего собой коллизионно-аккреционный ороген на западной окраине Сибирского кратона, важна не только для понимания тектонической эволюции подвижных поясов континентальных окраин, но и для верификации данных палеомагнитного моделирования о конфигурации Родинии. Этот суперконтинент возник на рубеже мезо-неопротерозоя в результате гренвильского орогенеза (Ярмолюк и др., 2005а, б). Гренвильский пояс в Лаврентии, являющейся ядром Родинии, служит опорным для палеореконструкций периода формирования этого суперконтинента. Гренвильская складчатость фиксировала закрытие позднемезопротерозойского океана и глобальное исчезновение континентальных шельфов, на которых отлагались карбонатные осадки, что привело к длительному (100-150 млн лет) перерыву в осадочной летописи начала неопротерозоя 1.0-0.85 млрд назад (Семихатов и др., 2002; Kuznetsov et al., 2017). Ее заключительные деформации, связанные с процессами континентальной коллизии мезопротерозойских блоков, имели возраст 1.2-0.85 млрд лет (Богданова и др., 2009; Ernst et al., 2008). Образованный в ходе этих событий гренвильский пояс протягивался по периферии большинства палеоконтинентов от западной Австралии до Сибири на расстояние более 10000 км (Dalziel, 1997; Torsvik, 2003; Лиханов и др., 2014). Его формирование происходило в результате тектонических событий, связанных с утолщением земной коры в результате наложенных эффектов коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии на структуры пограничных кратонов.

Мы считаем, что проблемы оценки геохронологических рубежей в истории суперконтинента Родиния во многом еще далеки от окончательного решения. Это связано с дефицитом геохимических данных и возрастных датировок, включающих периоды его становления и распада, что существенно ограничивает возможности временных корреляций глобальных геологических процессов в истории Земли.

Современная юго-западная окраина Сибирского кратона представлена раннедокембрийским выступом фундамента, обнажающимся в Ангаро-Канском блоке, и мезо-неопротерозойской окраинно-континентальной складчатой областью, развитой преимущественно в Заангарье Енисейского кряжа. Кристаллическое основание образовано гранулито-гнейсовыми и амфиболито-гнейсовыми комплексами (Ножкин, Туркина, 1993; Ножкин и др., 2016, 2019), инъецированными коллизионными и внутриплитными гранитоидами с возрастом 1.84 и 1.75 млрд лет, соответственно (Ножкин и др., 2009). В Заангарье эти комплексы в основном перекрыты нижнепротерозойскими субплатформенными метаосадочными толщами тейской серии, сформированными после перерыва и образования кор выветривания. Позднедокембрийские террейны Енисейского кряжа (Исаковский и Предивинский), образованные преимушественно фрагментами неопротерозойских офиолитов и островодужных комплексов, аккретированы к окраине Сибирского кратона в венде (Ножкин и др., 2007; Лиханов и др., 2013, 2021). Это вендское аккреционно-коллизионное событие привело к формированию протяженного Енисей-Саяно-Байкальского складчатого пояса и существенному наращиванию континентальной окраины.

В раннем рифее (мезопротерозое) на западе кратона произошло заложение Предъенисейского перикратонного прогиба и последующее накопление осадочных толщ общей мощностью от 10 до 13 км. На Енисейском кряже в раннемезопротерозойское время масштабная деструкция шельфовых зон кратона, сопряженная с растяжением коры, обусловила развитие рифтогенных базитовых комплексов, а также пикробазальт-базальтовых ассоциаций Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса и накопление мощных толщ терригенных осадков сухопитской серии (Ножкин и др., 2011; Лиханов, Ревердатто, 2016). Одновременно с процессами вулканизма происходило становление гранитоидных интрузий (Попов и др., 2010; Likhanov, Santosh, 2019).

В начале неопротерозоя терригенные толщи тейской и сухопитской серий в связи с гренвильской орогенией (1.1-0.85 млрд лет) (Лиханов и др., 2014) были подвержены деформациям, метаморфизму и гранитизации. В эту эпоху произошло формирование синколлизионных гранитогнейсовых куполов тейского типа и сопряженных ареалов регионально метаморфизованных пород низких давлений от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (Ножкин и др., 1999; Лиханов и др., 2011). Связь этих процессов с гренвильской орогенией подтверждается результатами U-Pb и Ar-Ar датирования (Ножкин и др., 2011; Лиханов и др., 2012, 2014; Likhanov, 2019). Гранитогнейсовые купола гренвильской эпохи представлены серыми порфиробластическими гнейсами и гранитогнейсами и подчиненными гнейсогранитами и пегматитами. Выявлено два пояса развития гранитогнейсовых куполов, приуроченных к линейным зонам смятия вдоль Татарско-Ишимбинской и Приенисейской зон разломов. В позднеколлизионный этап формируются гранитоидные плутоны каламинского типа с четкими интрузивными контактами, сложенные плагиогранитами, низкощелочными калий-натриевыми гранитами, а также кварцевыми диоритами, принадлежащими к известково-щелочной и известковистой сериям. К ним относятся Каламинский, Ерудинский, Среднетырадинский массивы в Татарско-Ишимбинской зоне разломов с U-Pb возрастом циркона 875, 878 и 857 млн лет (Верниковская и др., 2002; Vernikovsky et al., 2007; Ножкин и др., 2015). В этот же этап происходит реоморфизм и дальнейший рост гранитогнейсовых куполов, представленных ассоциацией розово-красных порфиробластических гнейсов, гранитогнейсов и существенно калиевых гнейсогранитов и лейкогранитов. U-Pb возраст циркона вышеназванных гранитоидов каламинского типа и гнейсогранитных куполов (Уволжский, Тейский) второго этапа один и тот же и составляет 860-880 млн лет (Верниковский, Верниковская, 2006; Ножкин и др., 1999; Ножкин и др., 2015). Если гранитоиды имеют явно магматиче-

ское происхождение, то для первого и второго этапов развития гранитогнейсовых куполов ведущим процессом была палингенно-метасоматическая гранитизация (Ножкин и др., 1999) в форме высокотемпературного кремне-щелочного метасоматоза, переходящего в частичное плавление. Преобразование вмещающих пород осуществлялось как за счет раствора – флюида, так и межгранулярного расплава, появление которого обеспечивало текучесть минерального вещества и рост куполов второго порядка, сложенных гнейсогранитами. В ряду пород от порфиробластических гнейсов к гранитогнейсам и гнейсогранитам, то есть с усилением метасоматической гранитизации и перерастанием ее в плавление, увеличивается содержание калия и кремнезема, резко возрастает концентрация Rb, U, Th, а также Zr, легких РЗЭ и уменьшается – Ti, Al, Ca, Mg и элементов группы железа (Ножкин и др., 1999).

Как будет показано ниже, по целому ряду признаков к каламинскому типу интрузивных гранитов принадлежит и Гусянковский массив, расположенный в Приенисейской зоне разлома, т.е. западнее Каламинского, Ерудинского и Среднетырадинского плутонов, тяготеющих к Татарско-Ишимбинской зоне разломов. Отсутствие сведений по составу, возрасту и изотопной характеристике этого массива затрудняет корректные региональные корреляции, анализ источников расплава для гранитоидов разных зон и геодинамические реконструкции. В настоящей работе приводятся новые данные по геохимии, U-Pb возрасту циркона и Sm-Nd изотопным данным пород Гусянковского гранитоидного массива, формирование которого отвечает завершающей стадии гренвильской орогении на западе Сибирского кратона.

## ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Гусянковский массив расположен в верхнем течении р. Гусянка (правый приток р. Тис) и представляет собой вытянутый в север-северо-западном направлении на 20 км интрузив, согласный с общим простиранием метаморфических толщ, общей площадью около 150 км<sup>2</sup> (рис. 1). Наряду с этим наиболее крупным массивом наблюдается ряд более мелких выходов, сложенных аналогичными по составу гранитоидами в разной степени разгнейсованными и катаклазированными. Вмещающими для массива являются метаморфические породы тейской серии и кординской свиты сухопитской серии, представленные гранат-биотит-кварцевыми кристаллическими сланцами, мраморами, кварцитами, амфиболитами, а также биотит-хлорит-серицитовыми филлитами, слю-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

дистыми кварцитами, прослоями мраморизованных известняков.

Возраст пород тейской серии принято считать позднепалеопротерозойским, а вышележащей сухопитской – мезопротерозойским (ранне-среднерифейским) (Шенфиль, 1991; Качевский и др., 1998; Хоментовский, 2007; Государственная..., 2009; Хабаров, Вараксина, 2011). В последнее время получены первые Pb-Pb датировки для карбонатных пород дадыктинской свиты тунгусикской серии —  $1020 \pm 20$  млн лет и горевской свиты широкинской серии —  $1020 \pm 70$  млн лет — осадочных последовательностей, залегающих стратиграфически выше сухопитских отложений (Кузнецов и др., 2019). Возраст границы среднего и верхнего рифея по данным (Кузнецов и др., 2019) определяется как 1030 млн лет, что дает основание считать отложения сухопитской серии доверхнерифейскими. Эти отложения прорываются гранитами Гусянковского массива неопротерозойского возраста (870 млн лет).

Гусянковский массив сложен средне-крупнозернистыми биотитовыми гранитами и гранодиоритами, подчиненными лейкогранитами и кварцевыми сиенитами, включающими отдельные тела мусковит-турмалиновых пегматоидных и аплитовоидных гранитов. В юго-западной приконтактовой зоне в ассоциации с пегматоидными гранитами развиты порфиробластические гранитогнейсы, сменяющиеся гранат-биотит-кварцевыми сланцами. Эти породы подвержены повторному наложенному разгнейсованию, локально вдоль зон динамометаморфизованы, рассланцованы и катаклазированы.

Граниты и гранодиориты с крупными (до 5-8 мм) зернами голубоватого кварца имеют массивную текстуру и порфировидную структуру. Основная масса неравномерно мелко-среднезернистая. В ее составе присутствуют серицитизированный плагиоклаз (20-25%), пелитизированный калиевый полевой шпат (25–30%), кварц (до 30%), биотит (10-15%), плеохроирующий от светложелтого до темно-коричневого. В биотите и вокруг него сосредоточены включения циркона, монацита, окруженные плеохроичными двориками, а также титанита, апатита, ильменита, минералов группы эпидота. Местами биотит замещен мусковитом и хлоритом. Крупные (от  $1 \times 2$  до  $2 \times 4$  см) порфировидные выделения калиевого полевого шпата представлены таблитчатыми кристаллами, нередко с отчетливо идиоморфными очертаниями или мегакристаллами овальной формы – овоидами, которые широко развиты в гранитах рапакиви (Ларин, 2011; Левковский, 1975). Однако весьма характерных для гранитов рапакиви маргинационных структур в гранитах Гусянковского массива не выявлено. Кристаллы калиевого полевого



**Рис. 1.** Геологическая схема бассейна верхнего течения р. Гусянка (составлена с использование Государственной геологической карты, лист O-46-II). *1* – гранитоиды Гусянковского массива: граниты, гранодиориты, лекограниты; *2* – порфиробластические гнейсы, гранитогнейсы – зоны гранитизации в породах кординской свиты; *3* – горбилокская и удерейская свиты: зеленые серицит-хлорит-кварцевые сланцы, филлиты, темно-серые филлитизированные алевросланцы и глинистые сланцы: *4* – кординская свита: гранат-биотит-кварцевые сланцы, биотит-хлорит-серицит-кварцевые филлиты, кварциты, мраморизованные известняки; *5* – тейская серия: биотит-кварцевые, биотит-полевошпат-кварцевые ± гранат кристаллические сланцы, мраморы, кварциты, амфиболиты (метабазиты). А-328-80 – местополежение пробы на определение возраста. (а) кратонные блоки Заангарья Енисейского кряжа: I – Восточный (приплатформенный, II – Центральный; III – Исаковский островодужный террейн. Цифры в кружках – разломы: 1 – Анкиновский, *2* – Ишимбинский, *3* – Татарский, *4* – Приенисейский, *5* – Нижнеаргарский: *5* – Тейский гранитогнейсовый купол. (б) Конфигурация ядра Родинии и расположение подвижных поясов гренвильской складчатости показаны голубым цветом по Rino et al., 2008 с модификацией (Ernst et al., 2008) в период ее стабилизации. Положение Сибирского кратона по (Метелкин и др., 2012). Символы для малых кратонов: С – Свальбард, Кал – Калахари, СФ-Кон – Сан-Франциско-Конго, Рио – Рио де ла Плато, 3. Афр – Зап. Африка, Р – Рокол.

шпата обычно с ясно выраженными структурами распада: пятнистыми, линзовидными, струйчатыми выделениями кислого плагиоклаза, местами представленного альбитом. Калиевый полевой шпат содержит многочисленные включения зерен кварца, биотита и серицитизированного полисинтетически сдвойникованного плагиоклаза, свидетельствующими о метасоматическом или позднемагматическом его формировании. Изредка порфировые выделения представлены плагиоклазом, в отличие от калишпата, не содержащим включений других минералов. На контактах плагиоклаза с калишпатом встречаются мирмекиты. Для гранитов и особенно лейкогранитов весьма характерно наличие крупных изометричных зерен кварца, развитых в основной массе породы как в форме отдельных выделений, так и в ассоциации с мелкозернистым агрегатом гранулированного кварца. Кварцевые сиениты отличаются от гранитов пониженным содержанием кварца и повышенным — овоидных выделений калишпата. Наблюдаются постепенные переходы от гранитов к гранодиоритам, с одной стороны, а с другой — к лейкогранитам и кварцевым сиенитам.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И АНАЛИТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕДУРЫ

Содержания главных элементов в породах получены рентгенофлуоресцентным методом в ИГМ СО РАН на рентгеноспектральном анализаторе VRA-20R фирмы "Carl Zeiss Jena". П.п.п. определены обычным методом по потере веса при температуре 1000°С. Аналитические ошибки для компонентов не превышают 5 отн. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов установлены методом ICP-MS на массспектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+. Анализы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (Новосибирск) по методике изложенной в работе (Николаева и др., 2008). Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 ррт. Точность анализа составляла в среднем 2–7 отн. %.

Выделение цирконов для U-Pb изотопных исследований проведено по стандартной методике, основанной на применении магнитной сепарации, разделения в тяжелых жидкостях и ручном отборе зерен под бинокулярным микроскопом. Изучение морфологии и внутреннего строения кристаллов цирконов осуществлялось в проходящем и отраженном свете, а также по катодолюминесцентным изображениям.

U-Pb изотопное датирование цирконов осуществлено на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по принятой методике (Williams, 1998). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические и катодолюминесцентные (КЛ) изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Обработка полученных данных выполнена с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). Изотопные U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, соответствующее стандарту циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне  $1\sigma$ , погрешности вычисленных значений конкордантных воз-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

растов и пересечений с конкордией приводятся на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISO-PLOT (Ludwig, 1999).

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведены в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan Mat (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент по методике, описанной в работе (Баянова, 2004). Среднее значение отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd в стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512090 ± 13 (n = 9). При расчете модельных возрастов  $T_{(DM)}$  использованы современные значения для CHUR (Bouvier et al., 2008) (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512630, <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1960) и для DM (Goldstein, Jacobsen, 1988) (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.2136).

#### СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоилы Гусянковского массива по содержанию главных элементов соответствует гранитам, гранодиоритам, лейкогранитам и кварцевым сиенитам. В выборке из 8 проанализированных проб доминируют граниты и гранодиориты (табл. 1). Содержание SiO<sub>2</sub> варьирует от 61 до 74 мас. %, K<sub>2</sub>O от 4.4 до 6.7 мас. % (рис. 2). Отношение K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O изменяется в диапазоне 1.5–2.4, а в одном из лейкогранитов лостигает 10.7. Согласно систематики (Frost et al., 2001) гранитоиды являются магнезиальными (FeO\*/(FeO\* + MgO) = 0.71-0.80) (рис. 2), щелочно-известковистыми до известково-щелочных. Напротив, кварцевые сиениты это высокожелезистые и субщелочные породы. Гранитам присуща высокая глиноземистость (ASI = 1.3-2.2), что определяет принадлежность к S-типу гранитов, образование которых связано с плавлением терригенно-осадочных источников.

Спектры РЗЭ для гранитоидов умеренно фракционированные с обогащением легкими лантаноидами (La/Yb)<sub>n</sub> = 10.5-19.3) и отчетливым обеднением Eu (Eu/Eu $^* = 0.31 - 0.59$ ), увеличивающимся от гранодиоритов к гранитам и кварцевым сиенитам, коррелируя с уменьшением содержания плагиоклаза (табл. 1, рис. 3а). Мультиэлементные спектры характеризуются обогащением наиболее несовместимыми элементами, резкими минимумами по Nb, Ti и слабым обеднением Ва (рис. 3б). Пониженное CaO/Na<sub>2</sub>O отношение (0.1-0.6) и содержание Sr (29-144 г/т) в сочетании с повышенными Rb/Sr (1.4-7.8) и Rb/Ba отношениями (0.2–0.5), согласно (Sylvester, 1988) (рис. 4) свидетельствуют о том, что образование расплава было связано с плавлением пелитового источника и контролировалось содержанием слюдистого компонента.

# НОЖКИН и др.

Konnoueutu	1	2	3	4	5	6	7	8
Компоненты	A-328-80	A-330-80	A-332-80	A-324-80	A-333-80	A-327-80	A-334-80	A-331-80
SiO <sub>2</sub>	69.7	70.92	70.82	71	66.77	66.8	74.33	60.93
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.4	0.4	0.38	0.58	0.48	0.4	0.5
$Al_2O_3$	14.47	14.75	14.4	14.6	16.51	16.6	13.81	21.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.14	0.82	1.1	0.9	4.22	4.2	3.15	3.26
FeO	2.59	1.9	2.5	1.8	_	_	_	_
MnO	0.07	0.04	0.07	0.05	0.08	0.07	0.06	0.05
MgO	1.09	1.09	1	1.08	1.03	1	0.66	0.73
CaO	1.37	0.65	1.3	0.6	1.93	1.83	0.38	0.36
Na <sub>2</sub> O	2.31	2.6	2.3	2.5	2.09	2.15	0.44	4.32
K <sub>2</sub> O	4.36	4.95	4.31	4.85	5.04	4.95	4.72	6.71
$P_2O_5$	0.17	0.16	0.15	0.16	0.18	0.15	0.15	0.13
П.п.п.	1.94	1.57	1.38	1.8	1.4	1.6	1.83	1.8
Сумма	99.63	99.85	99.73	99.72	99.83	99.89	99.93	99.91
Th	30	25	_	—	20	_	_	20
U	3.6	4.2	_	_	2	_	1.5	2.2
Rb	275	236	_	_	201	_	227	259
Ba	1009	521	_	_	1316	_	852	726
Sr	91	77	—	—	144	—	29	49
La	56	39	_	_	57	_	43	23
Ce	116	88	_	_	124	_	84	72
Pr	14	10.1	_	—	14.8	_	10	5.8
Nd	52	37	—	—	54	_	36	20
Sm	10	7.9	—	—	10.6	—	6.9	4.2
Eu	1.16	0.84	—	_	1.90	_	0.89	0.41
Gd	9.1	7.9	—	—	9.1	—	5.9	3.8
Tb	1.32	1.27	—	—	1.27	—	0.87	0.6
Dy	7.3	7	—	—	6.6	—	4.3	3.1
Но	1.39	1.2	—	—	1.21	—	0.71	0.52
Er	4	3.1	_	—	3.3	_	1.7	1.4
Tm	0.59	0.45	_	—	0.47	—	0.23	0.19
Yb	3.6	2.5	—	—	2.7	_	1.5	1.1 0.15
	0.52	0.32		_	0.33		0.21	0.15
Zr	250	230	_	—	275	_	189	317
Hİ	8.4	7.6	—	—	8.8	_	4.7	8
	1.42	1.15	_	_	0.95	_	0.56	0.76
IND V	13.7	11.5	—	_	12.2	—	ע 77	12
I (La/Vb)	42	42 10 5	_	_	27 14 0	_	27 10-2	10 14 1
$(La/10)_n$	10.5	10.5	_	_	14.2	_	19.3	14.1
	0.3/	0.52	1_/	14	0.38	1_/	0.42	0.31
ASI	1.5	1.4	1.4	1.4	1.4	1.4	2.2	1.4

**Таблица 1.** Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в представительных пробах гранитоидов Гусянковского массива

Примечания. 1-4 – граниты, 5-6 – гранодиориты, 7 – лейкогранит, 8 – кварцевый сиенит, "–" не определялось.



**Рис. 2.** Диаграммы  $SiO_2 - Na_2O + K_2O$  (a),  $SiO_2 - K_2O$  (б),  $SiO_2 - FeO^*/(FeO^* + MgO)$  (в),  $TiO_2 - P_2O_5$  (г) для неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа. Поля гранитоидов: Fe – железистые и Mg – магнезиальные по (Frost et al., 2001). Массивы: 1 - Гусянковский, 2 - Среднетырадинский, 3 - Каламинский, 4 - Ерудинский. 2 - по (Ножкин и др., 2015), <math>3-4 - по (Vernikovsky et al., 2007).



**Рис. 3.** Редкоземельные (а) и мультиэлементные (б) спектры для гранитоидов Гусянковского массива. Нормировано по хондриту (Boynton, 1094) и примитивной мантии (PM) (Sun, McDonough, 1989).

# РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для изотопно-геохронологического исследования отобрана проба (А-328-80) биотитового порфировидного гранита на водоразделе истоков рек Гусянка и Троеусовка, в районе высоты 480 м (рис. 1). Выделенные цирконы представлены розовато-коричневыми и желтоватыми полупрозрачными субидиоморфными призматическими кристаллами. Размер кристаллов составляет 200– 400 мкм с коэффициентом удлинения  $K_y = 1.7-$ 2.5 (рис. 5). В катодолюминесценцентном изоб-

477



**Рис. 4.** Диаграммы Sr/Y–Rb/Sr (а) и Rb/Sr–Rb/Ba (б) для неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа. I-4 – см. рис. 2. 5 – базальт и 6 – модельный расплав из пелита по (Sylvester, 1988). Штриховая линия разграничивает поля расплавов из источников, обогащенных (I) и обедненных (II) пелитовым компонентом по (Sylvester, 1988).



Рис. 5. Диаграмма с конкордией и катодолюминесцентное изображение цирконов из гранитов Гусянковского массива.

ражении центральные части многих кристаллов имеют «пятнистые» или криволинейные зоны с различной интенсивностью окраски, краевые части сохраняют тонкую ростовую зональность. Наличие криволинейных зон различной окраски вероятно отражает изменение условий образования циркона, что коррелирует с широкими вариациями содержания U (333–3442 ppm) и Th (36– 3722 ppm) в цирконах (табл. 2). Величина Th/U (0.05–1.1) преимущественно перекрывается с ти-

	2					Bo3paci	г, млн лет										
	% <sup>206</sup> Pb <sub>6</sub>	U, ppm	Th, ppm	<sup>232</sup> Th <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb*, ppm	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}\mathrm{Pb}}{^{206}\mathrm{Pb}}$	% Ď	<sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb*	~ +	<sup>207</sup> Pb*	% +	$\frac{^{207}\text{Pb*}}{^{235}\text{U}}$	% +	<sup>206</sup> Pb* <sup>238</sup> U	% +	Rho
1	2.32	566	303	0.55	65.5	<b>795 ± 16</b>	$803 \pm 130$	-	7.600	2.1	0.06590	6.10	1.193	6.5	0.1313	2.1	0.327
	0.22	1101	1081	1.01	131.0	834 ± 11	$866 \pm 20$	4	7.240	1.4	0.06791	0.98	1.293	1.7	0.1381	1.4	0.826
	0.32	532	357	0.69	63.4	835 ± 12	811 ± 33	$\tilde{\omega}$	7.230	1.5	0.06610	1.60	1.261	2.2	0.1383	1.5	0.678
	0.80	511	138	0.28	61.8	842 ± 12	784 ± 67	L—	7.160	1.5	0.06530	3.20	1.256	3.5	0.1395	1.5	0.426
	0.83	333	36.0	0.11	41.1	856 ± 12	929 ± 66	6	7.030	1.5	0.07000	3.20	1.372	3.6	0.1421	1.5	0.431
	0.58	969	124	0.18	85.5	857 ± 12	854 土 34	0	7.030	1.5	0.06750	1.70	1.323	2.2	0.1421	1.5	0.659
	0.70	447	80.0	0.18	55.2	858 ± 12	837 ± 51	2	7.020	1.5	0.06700	2.50	1.316	2.9	0.1424	1.5	0.518
	0.36	497	110	0.23	61.3	862 ± 12	<b>907 ± 37</b>	5	6.990	1.5	0.06930	1.80	1.366	2.3	0.1430	1.5	0.640
	0.69	113	56.0	0.52	14.2	874 ± 15	$856 \pm 120$	2	6.880	1.8	0.06760	6.00	1.353	6.2	0.1452	1.8	0.287
	0.08	2112	111	0.05	264	875 ± 11	880 ± 12	1	6.878	1.4	0.06837	0.59	1.370	1.5	0.1454	1.4	0.922
	0.12	720	44	0.06	90.3	877 ± 12	899 ± 25	ю	6.859	1.4	0.06902	1.20	1.387	1.9	0.1458	1.4	0.763
	0.22	3367	143	0.04	430.0	892 ± 12	$864 \pm 12$	-3	6.734	1.4	0.06786	0.58	1.389	1.5	0.1485	1.4	0.924
	0.15	3442	3722	1.12	445.0	$902 \pm 12$	876 土 11	$\ddot{\omega}$	6.660	1.4	0.06825	0.52	1.413	1.5	0.1501	1.4	0.937

Таблица 2. Результаты изотопного анализа и возраст цирконов из гранита Гусянковского массива (обр. А-328-80)

ГЕОХИМИЯ том 68

Nº 5

2023

# НЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ ГРАНИТОИДЫ

пичным диапазоном для магматических цирконов. Для центральных и краевых частей зерен получен один и тот же возраст. Возрастные значения не обнаруживают прямой корреляции с содержанием U, что позволяет использовать и изотопные данные для высокоурановых цирконов для расчета возраста. Одиннадцать точек имеют коэффициент дисконкордантности  $D \leq 5\%$ , что указывает на отсутствие потери радиогенного свинца и позволяет рассчитывать по ним конкордантный U-Pb возраст, который равен 865 ± 9 млн лет, СКВО = 2.7 (рис. 5). Средневзвешенный возраст по отношению <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U составляет 856 ± 12 млн лет (СКВО = 1.8). Все эти возраста тождественны в пределах ошибки. Учитывая морфологические особенности исследованного циркона и наличие тонкой ростовой зональности в краевых частях зерен, значение конкордантного возраста 865 ± 9 млн лет можно интерпретировать как время образования гранитоидов Гусянковского массива.

Образец датированного гранита имеет  $^{147}$ Sm/ $^{144}$ Nd = 0.125498 и  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd = 0.512140 и характеризуется  $\varepsilon_{Nd}(t) = -1.8$  и  $T_{Nd}(DM) = 1.7$  млрд лет. Модельный Nd возраст гранита значимо меньше, чем для метаосадочных пород сухопитской серии –  $T_{Nd}(DM) = 2.0-2.4$  млрд лет, но сопоставим с соответствующими значениями для сланцев шунтарской и потоскуйской свит тунгусикской серии  $T_{Nd}(DM) = 1.7-1.8$  млрд лет (Ножкин и др., 2008).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Состав ранненеопротерозойских (880–860 млн лет) гранитоидов, их вероятные источники и условия образования. Результаты исследования показывают, что гранитоиды Гусянковского массива (865  $\pm$  9 млн лет) субсинхронны с гранитоидам Каламинского и Ерудинского массивов (875  $\pm$  7 и 878  $\pm$  2 млн лет, соответственно). К этому же этапу принадлежит и становление Среднетырадинского гранодиоритового массива с возрастом 857  $\pm$  9.5 млн лет (Ножкин и др., 2015).

При близости возрастов гранитоиды четырех массивов имеют существенные различия в вещественных характеристиках. По петрографическому составу контрастно выделяются породы Среднетырадинского массива, среди которых доминируют гранодиориты до кварцевых диоритов, тогда как остальные плутоны характеризуются более широким спектром составов от гранодиоритов до лейкогранитов. При одинаковом диапазоне кремнекислотности гранитоиды Гусянковского массива наиболее обогащены калием, в меньшей степени это характерно для гранодиоритов Среднетырадинского массива, тогда как гранитоиды Каламинского и Ерудинского массивов это низкокалиевые породы известковистого ряда (рис. 2) по (Frost et al., 2001). Общей чертой рассматриваемых гранитоидов является низкая железистость, возрастающая в наиболее лейкократовых разностях Каламинского массива. В целом по этому параметру все эти породы сходны с І- или S-гранитами. Наиболее контрастно породы Гусянковского массива выделяются высокой глиноземистостью  $(ASI \ge 1.3)$ , тогда как остальные гранитоиды имеют ASI ≤ 1.2, т.е., являются слабо пералюминиевыми. Повышенная глиноземистость гранитов Гусянковского массива, наряду с обеднением Sr и обогащением Rb (Rb/Sr = 1.4-7.8), свидетельствует о принадлежности их к S-типу. Напротив, гранитоиды трех других массивов при слабо пералюминиевом характере имеют повышенные концентрации Sr при низком Rb (Rb/Sr = 0.2-0.7), что позволяет отнести их скорее к І-типу (рис. 4). Указанные различия отчетливо проявлены на мультиэлементных и редкоземельных спектрах: если граниты Гусянковского массива имеют Sr и Еи минимумы, то другие гранитоиды лишены их (рис. 6). По мнению (Верниковский, Верниковская, 2006; Vernikovsky et al., 2007) петрогеохимические данные для пород Каламинского и Ерудинского массивов, указывают на их промежуточные характеристики между S- и I-типами гранитов, что предполагает смешение расплавов из магматического и осадочного источников. Можно допустить, что образование гранитоидов этих двух массивов связано с граувакковым источником с низкой долей пелитового компонента, о чем свидетельствует, согласно (Sylvester, 1998), как низкое Rb/Sr, так и Rb/Ba отношения, однако положение точек этих пород на диаграмме Rb/Sr-Rb/Ba (рис. 4) вблизи базитового источника склоняет в пользу отнесения этих пород к низкокалиевому І-типу. Анализ, представленный в работе (Chappell et al., 2012) показывает, что в целом слабо пералюминиевые составы широко распространены среди более лейкократовых разностей І-гранитов, и слабо пералюминиевые расплавы, могут быть получены при дегидратационном инкогруентном плавлении амфибола и биотита при *P* < 10 кбар и *T* < 900°С.

Гранодиориты Среднетырадинского массива при бо́льшем сходстве с гранитоидами Каламинского и Ерудинского массивов обнаруживают и отличия, сближающие их с породами Гусянковского массива. Гранодиориты Среднетырадинского массива имеют слабый Еи минимум, относительно обогащены  $K_2O$  и Ва и подобно гранитам Гусянковского массива имеют повышенные концентрации  $P_2O_5$ , последнее характерно для меланократовых S-гранитов, и отличает их от пород Каламинского и Ерудинск плутонов с низким  $P_2O_5$  (0.06–0.14%) (рис. 2), сходных в этом отно-



**Рис. 6.** Усредненные редкоземельные, нормированные к хондриту (Boynton, 1984) (а), и мультиэлементные, нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) (б) спектры для неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа. Массивы: *1* – Гусянковский, *2* – Среднетырадинский, *3* – Каламинский, *4* – Ерудинский.



**Рис. 7.** Диаграмма CaO/(MgO + FeO\*)–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(MgO + FeO\*) для неопротерозойских гранитоидов Енисейского кряжа. Поля источников кислых расплавов: I – пелитовых, II – граувакковых, III – тоналитовых и базитовых по (Altherr et al., 2000). Условные обозначения см. рис. 6.

шении с гранитами I-типа (Chappell, 1999). На диаграмме для анализа происхождения кислых расплавов (рис. 7) положение точек пород Гусянковского массива не оставляет сомнения в их пелитовом источнике, тогда как гранодиориты Среднетырадинского сопоставимы с расплавами из граувакковых субстратов, а Каламинского и Ерудинского – допускают вклад как мафических и тоналитовых, так и граувакковых источников.

По общему уровню концентраций несовместимых элементов K, Rb, Th, Zr, Hf, Y, P3Э гранитоиды Гусянковского массива являются наиболее обогащенными, концентрации этих элементов снижаются к Среднетырадинскому, Ерудинскому и Каламинскому массивам (рис. 6), что также свидетельствует об увеличении вклада менее эволюционировавших: мафических и тоналитовых источников для пород двух последних массивов.

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

Нельзя не упомянуть и такую черту пород Каламинского и Ерудинского массивов как относительное обеднение тяжелыми РЗЭ при значительных вариациях их концентраций, однако уровень концентраций тяжелых РЗЭ не столь низок, как для кислых расплавов, образующихся в равновесии с реститовым гранатом и может быть обеспечен амфиболом, имеющим более низкие коэффициенты распределения тяжелых РЗЭ минерал/расплав в сравнение с гранатом. Согласно экспериментальным данным гранат является реститовой фазой при Р ≥ 10 кбар при плавлении мафических источников (Rapp, Watson, 1995) и при *P* = 5-8 кбар при плавлении тоналитов и граувакк (Vielzeuf, Montel, 1994; Singh, Johannes, 1996; Watkins et al., 2007), что дает ограничение на глубину формирования расплавов гранитов Каламинского и Ерудинского плутонов. Рассматриваемые гранитоиды имеют и небольшие различия по температурам образования. Оценки температур насыщения цирконием по (Watson, Harrison, 1983) показывает, что наиболее высокотемпературными являются граниты Гусянковского массива —  $820-840^{\circ}$ С, остальные имеют близкий диапазон температур — 740—820°С. Повышенные температуры для этих гранитов согласуются с отсутствием в них ядер циркона, которые характерны для S-гранитов в случае низких температур образования, что в свою очередь предполагают дегидратационное плавление при низкой активности H<sub>2</sub>O.

Различие в составе потенциальных источников для рассматриваемых гранитоидов, коррелирует с их изотопными параметрами. Породы Среднетырадинского и Каламинского массивов имеют более низкие  $\varepsilon_{Nd}(t)$  -6.0 и -5.1 и  $T_{Nd}(DM-2st) = 1.97-$ 2.03 млрд лет в сравнении с гранитами Гусянковского массива ( $\varepsilon_{Nd}(t)$  –1.8 и  $T_{Nd}(DM-2st)$  = = 1.7 млрд лет. Заключение о вкладе мафических и, следовательно, изотопно-ювенильных источников позволяет предполагать, что в образовании пород Среднетырадинского и Каламинского массивов участвовала более древняя, возможно палеопротерозойская кора. Напротив, для гранитов Гусянковского плутона, относящихся к S-типу, определяет выбор их источника среди метаосадочных пород мезо-неопротерозойского разреза Заангарья Енисейского кряжа. Как отмечалось выше, наибольшее сходство по изотопным параметрам с этими гранитами имеют породы шунтарской и потоскуйской свит тунгусикской серии, стратиграфический возраст которых оценивается около 900 млн лет (Шенфиль, 1991), возраст карбонатных пород дадыктинской свиты тунгусикской серии равен 1020 ± 20 млн лет, а возраст горевской свиты широкинской серии –  $1020 \pm 70$  млн лет (Кузнецов и др., 2019). Все эти данные не противоречат вовлечению в плавление пород тунгусикской серии и горевской свиты в ходе орогенических событий ~870 млн лет назад. Альтернативно, образование гранитов Гусянковского плутона было связано с плавлением метапелитов сухопитской серии (T<sub>Nd</sub>(DM) = 2.0-2.4 млрд лет) при участии ювенильного материала.

Геодинамические условия формирования средненеопротерозойских гранитоидов. По соотношению индикаторных редких элементов все рассматриваемые гранитоиды сопоставимы с рядом от островодужных до коллизионных (Верниковский, Верниковская, 2006; Pearce et al., 1984), что отражает различие в характере плавящегося субстрата, а не тектонических условиях формирования. Образование гранитов всех четырех массивов происходило в результате одного коллизионного события в узком временном интервале 860— 880 млн лет из коровых источников, что доказы-

вается изотопными и геохимическими данными, приведенными в данной работе и в (Верниковский, Верниковская, 2006; Vernikovsky et al., 2007; Ножкин и др., 2015). Гранитоиды рассматриваемых массивов расположены в разных тектонических зонах и блоках. Гусянковский массив локализован в Приенисейской зоне, отделяющей Западный блок от Центрального. Каламинский и Ерудинский интрузивы, а также гранитогнейсовые купола тейского типа с возрастом от 1000 до 860 млн лет (Ножкин и др., 1999; Лиханов и др., 2014) приурочены к Татарско-Ишимбинской системе разломов Центрального блока вдоль границы с Восточным приплатформенным блоком. Формирование всех перечисленных гранитоидов могло произойти при коллизии этих блоков континентальной коры в процессе гренвильской орогении.

Кроме метаморфизма и гранитообразования о проявлении ранненеопротерозойской орогении в рассматриваемом регионе свидетельствует ряд других геологических фактов: развитие регрессивной ритмичности в терригенных тонкообломочных отложениях верхних горизонтов сухопитской серии — погорюйской свите с возрастом около 1 млрд лет; выпадение из разреза осадочных отложений тунгусикской серии в северных районах Центрального блока; залегание с несогласием, глубоким размывом и конгломератами в основании киргитейских (верхневороговских, орловских) осадочно-вулканогенных толщ, имеющих возраст около 800—700 млн лет (Шенфиль, 1991; Ножкин и др., 2011).

Геотектонические следствия. Геологические, петрогеохимические. изотопно-геохронологические и палеомагнитные данные свидетельствуют о том, что на рубеже мезо- и неопротерозоя Сибирский кратон являлся частью суперконтинента Родиния (Li et al., 2008; Богданова и др., 2009; Метелкин и др., 2012; Лиханов и др., 2014). Рифтогенные, коллизионно-аккреционные и другие процессы различной геодинамической природы являлись следствием тектонической эволюции литосферных блоков этого суперконтинента. Ранненеопротерозойский метаморфизм (1180-850 млн лет) и гранитообразование (880-860 млн лет) на Енисейском кряже по времени соответствуют эпохе гренвильской складчатости с пиками орогенических событий 1180-900 и 880-850 млн лет, имевших место примерно в это время и в других частях суперконтинента Родиния (Ernst et al., 2008; Лиханов и др., 2014; Likhanov, 2022). В пределах палеоконтинентального сектора Северо-Енисейского кряжа в качестве возрастных аналогов раннего этапа развития гренвиллид рассматриваются гранитогнейсовые купола (Ножкин и др., 1999), продукты начального регионального метаморфизма основных магматических пород Рыбинско-Панимбинского вулканического пояса в правобережье р. Ангара (Черных, 2000; Ножкин и др., 2011; Лиханов, Ревердатто, 2016), а также адакитоподобные граниты (913  $\pm$  11 и 915  $\pm$  36 млн лет), порфиробластические ортоклазовые лейкогранитогнейсы (932  $\pm$  26 млн лет) и микроклин-цоизитовые ортоамфиболиты (902  $\pm$  12.8 млн лет) Гаревского комплекса (Козлов и др., 2012; Лиханов, 2023).

Последующие события в неопротерозое характеризуются постепенным завершением гренвильской тектоники, вызванной утолщением земной коры в результате коллизионно-аккреционных процессов по периферии Родинии (Cawood et al., 2010). В качестве близких возрастных аналогов становления Гусянковского, Каламинского и Ерудинского массивов в пределах Енисейского кряжа могут быть рассмотрены метапелиты тейского комплекса (чапский, маяконский и тейский участки), подвергшиеся позднерифейскому (864-849 млн лет) коллизионному метаморфизму умеренных давлений кианит-силлиманитового типа в пределах Татарско-Ишимбинской системы разломов (Лиханов и др., 2011). С этим же этапом связано формирование порфиробластических гранитогнейсов (881  $\pm$  8 млн лет), бластомилонитизированных порфиробластических плагиогранитогнейсов (855.6 ± 5 млн лет), рапакивиподобных гранитов (871 ± 10 млн лет) и мигматитов (845 ± ± 15 млн лет) Гаревского комплекса (Козлов и др., 2012; Лиханов, Ревердатто, 2014). Это позволяет коррелировать деформации неопротерозойской тектонической активизации в регионе на западной окраине Сибирского кратона с коллизией террейнов и формированием Родинии. Выявленный этап хорошо коррелируется с фазами орогенеза в гренвильском поясе (Лаврентия) (Rivers, 2008) и в свеконорвежском (Балтика) складчатых поясах (Bogdanova et al., 2008).

Выявленные деформационно-метаморфические эпизоды тектонической активности в регионе коррелируют по времени с событиями, установленными в структурах ряда кратонов северной Атлантики, участвовавших в строении суперконтинента Родиния. В частности, подобные по возрасту и стилю метаморфизма проявления были обнаружены в гнейсах и кристаллических сланцах Свальбарда, мойнской серии северо-западной Шотландии и восточной Гренландии (Лаврентия), соройского комплекса в северной Норвегии (Балтика). Такие проявления магматизма и метаморфизма, широко представленные по периферии крупных докембрийских кратонов Родинии – Лаврентии, Балтики и Сибири, служат весомым аргументом в пользу представления об их территориальной близости в эту эпоху. Это также согласуется с выводами о синхронности и схожей последовательности и несколько более ранних однотипных тектоно-термальных событий на окраинах этих палеоконтинентов (Cawood et al., 2004, 2016; Likhanov et al., 2015). Такая трактовка взаиморасположения арктических кратонов в строении суперконтинента Родиния полностью согласуется с современными палеомагнитными данными и палеоконтинентальными реконструкциями (Torsvik, 2003; Метелкин и др., 2012; Johansson, 2014; Dalziel et al., 2000), подтверждающими, что в неопротерозое Лаврентия, Сибирь и Балтика являлись древними ядрами суперконтинента Родиния (рис. 1б). Об этом же свидетельствуют современные данные по одновозрастным палеополюсам в пределах этих кратонов, подтверждающие, что они могли быть частями единого суперконтинента со стабильной конфигурацией на протяжении 600 млн лет. В глобальном аспекте особенностей докембрийской геодинамики по современным представлениям этот возрастной рубеж характеризуется повышенной активностью эндогенных процессов в связи с перестройкой конвективных течений в мантии (Добрецов, 2010).

#### выводы

1. Гранитоиды Гусянковского массива (865 ± ± 9 млн лет), локализованные в зоне влияния Приенисейского разлома, одновозрастны с коллизионными гранитоидами Каламинского и Ерудинского плутонов, приуроченных к Татарско-Ишимбинской системе разломов. Формирование всех гранитоидов на рубеже 880—860 млн лет происходило в результате коллизии блоков континентальной коры и последующего постколлизионного растяжения. Вероятно, оно было связано с завершающей эпохой гренвильских орогенических событий.

2. Гранитоиды двух зон существенно различаются по составу, петрогеохимическим параметрам и источникам магм. Граниты Гусянковского массива соответствуют гранитам S-типа и формировались из метапелитового источника. Породы Каламинского и Ерудинского массивов по совокупности петрогеохимических параметров отвечают низкокалиевым I-гранитам, наиболее вероятные источники которых это мафические породы и тоналиты. Гранадиориты Среднетырадинского массива (865 млн лет), локализованные между Приенисейской и Татарско-Ишимбинской зонами разломов, имеют промежуточные геохимические характеристики.

3. Гранитоиды Гусянковского массива, с одной стороны, Каламинского и Среднетырадинского, с другой, контрастно различаются по изотопному Nd составу. Источником первых были либо метапелиты тунгусикской серии, либо мета-

#### НОЖКИН и др.

осадочные породы сухопитской серии при участии ювенильного материала. Для каламинских и среднетырадинских гранитов допускается вклад более древней, возможно палеопротерозойской коры и ювенильного мафического источника. Таким образом орогенные события 880—860 млн лет назад привели к генерации расплавов на различных уровнях палео-неопротерозойской коры Заангарья Енисейского кряжа.

4. Синхронность магматической и деформационно-метаморфической активности, а также схожая последовательность однотипных тектонотермальных событий на арктической окраине Родинии, подтверждают территориальную близость Сибири и кратонов северной Атлантики (Лаврентии и Балтики) в широком диапазоне времени (1.2–0.85 млрд лет), что согласуется с современными палеомагнитными реконструкциями положения суперконтинентов.

5. Новые доказательства гренвильских коллизионных событий в комплексе с другими возрастными эквивалентами в пределах западной окраины Сибирского кратона и палеоконтинентальными реконструкциями позволяют разрешить ряд противоречий в трактовке ключевых вопросов геологии региона, например ранние предположения об отсутствии на Енисейском кряже эндогенной активности и гренвильских коллизионных событий. Таким образом северным продолжением Гренвильского пояса, протягивающегося на расстоянии более 10000 км от западной Австралии до Свеконорвежского орогена Балтики, могли быть гренвиллиды западной окраины Сибирского кратона.

Авторы благодарны С.Г. Скублову и Ш.К. Балтыбаеву за полезные советы и рекомендации, способствующие улучшению первоначального варианта статьи.

Исследования выполнены за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018) с поддержкой полевых работ в рамках госзадания ИГМ СО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Баянова Т.Б. (2004) Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 174 с.

Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. (2009) Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440). Стратиграфия. Геологическая корреляция. 17(3), 29-45.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Даценко В.М., Котов А.Б., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д. (2002) Гранитоиды Ерудинского и Чиримбинского массивов Заангарья Енисейского кряжа — индикаторы неопротерозойских коллизионных событий. *Геология и геофизика*. **43**(3), 259-272.

Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Палесский С.В., Яковлева С.З., Ясенев А.М., Федосеенко А.М. (2003) Неопротерозойские постколлизионные гранитоиды Глушихинского комплекса, Енисейский кряж. *Петрология.* **11**(1), 53-67.

Верниковский В.А., Верниковская А.Е. (2006) Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **47**(1), 35-52.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Ангаро-Енисейская. Лист О-46 (Красноярск). Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2009. 500 с.

Добрецов Н.Л. (2010) Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели. *Геология и геофизика*. **51**(1), 761-784.

Качевский Л.К., Качевская Г.И., Грабовская Ж.М. (1998) Геологическая карта Енисейского кряжа м-ба 1:500000. Ред. Мкртычян А.К., Шерман М.Л. Красно-ярск: Красноярскгеолсъемка.

Козлов П.С., Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Зиновьев С.В. (2012) Тектоно-метаморфическая эволюция гаревского полиметаморфического комплекса Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **53**(11), 1476-1496.

Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. (2019) Верхний рифей Енисейского кряжа: Sr-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий. *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* **27**(5), 46-62.

Ларин А.М. (2011) Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 402 с.

Левковский Р.З. (1975) Рапакиви. Л.: Недра, 221 с.

Лиханов И.И. (2020) Метаморфические индикаторы геодинамических обстановок коллизии, растяжения и сдвиговых зон земной коры. *Петрология*. **28**(1), 4-22.

Лиханов И.И. (2023) Свидетельства гренвильских и вальгальских тектонических событий на западной окраине Сибирского кратона (Гаревский метаморфический комплекс, Енисейский кряж). Петрология. **31**(1), 49-80.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2014) Геохимия, возраст и особенности петрогенезиса пород гаревского метаморфического комплекса Енисейского кряжа. *Геохимия*. (1), 3-25.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2014) Geochemistry, age and petrogenesis of rocks from the Garevka metamorphic complex, Yenisey Ridge. *Geochem. Int.* **52**(1), 1-21.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В. (2016) Геохимия, генезис и возраст метаморфизма пород Приангарья в зоне сочленения северного и южного сегментов Енисейского кряжа. *Геохимия*. (2), 143-164.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V. (2016) Geochemistry, petrogenesis and age of metamorphic rocks of the Angara com-

485

plex at the junction of South and North Yenisei Ridge. *Geochem. Int.* **54**(2), 127-148.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2011) Коллизионные метаморфические комплексы Енисейского кряжа: особенности эволюции, возрастные рубежи и скорость эксгумации. *Геология и геофизика*. **52**(10), 1593-1611.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2012) U-Pb и <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar свидетельства гренвильских событий на Енисейском кряже при формировании Тейского полиметаморфического комплекса. *Геохимия*. (6), 607-614.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S. (2012) U-Pb and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar evidence for Grenvillian activity in the Yenisey Ridge during formation of the Teya metamorphic complex. *Geochem. Int.* **50**(6), 551-557.

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Хиллер В.В. (2013) Реконструкция неопротерозойской метаморфической истории Заангарья Енисейского кряжа по данным Th-U-Pb датирования монацита и ксенотима в зональных гранатах. *ДАН*. **450**(3), 329-334.

Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Ревердатто В.В., Козлов П.С. (2014) Гренвильские тектонические события и эволюция Енисейского кряжа, западная окраина Сибирского кратона. *Геотектоника*. **48**(5), 32-53.

Лиханов И.И., Зиновьев С.В., Козлов П.С. (2021) Бластомилонитовые комплексы западной части Енисейского кряжа (Восточная Сибирь, Россия): геологическая позиция, эволюция метаморфизма и геодинамические модели. *Геотектоника*. **55**(1), 41-65.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А. Казанский А.Ю. (2012) Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции. *Геология и геофизика*. **53**(7), 883-899.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. (2008) Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой. *Геохимия*. (10), 1085-1091.

Nikolaeva I.V., Palesskii S.V., Koz'menko O.A., Anoshin G.N. (2008) Analysis of geologic reference materials for REE and HFSE by inductively coupled plasma – mass spectrometry (ICP-MS). *Geochem. Int.* **46**(10), 1016-1022.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. (1993) *Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов*. Новосибирск: изд-во ОИГГМ СО РАН, 223 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Бибикова Е.В., Терлеев А.А., Хоментовский В.В. (1999) Рифейские гранитогнейсовые купола Енисейского кряжа: геологическое строение и U-Pb изотопный возраст. *Геология и геофизика*. **40**(9), 1305-1313.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В. (2007) Вендское аккреционно-коллизионное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона. *ДАН*. **415**(6), 782-787.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. (2008) Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии. *Геология и гео- физика*. **49**(7), 666-688.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Дмитриева Н.В., Ковач В.П., Ронкин Ю.Л. (2008) Sm-Nd-изотопная систематика метапелитов докембрия Енисейского кряжа и вариации возраста источников сноса. ДАН. **423**(6), 795-800.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б. (2009) Раннепротерозойские коллизионные и внутриплитные гранитоиды юго-западной окраины Сибирского кратона: петрогеохимические особенности, U-Pb геохронологические и Sm-Nd изотопные данные. *ДАН*. **428**, 386-391.

Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. (2011) Этапы позднепротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **52**(1), 158-181.

Ножкин А.Д., Попов Н.В., Дмитриева Н.В., Стороженко А.А., Васильев Н.Ф. (2015) Неопротерозойские коллизионные S-гранитоиды Енисейского кряжа: петрогеохимические особенности, U-Pb, Ar-Ar и Sm-Nd изотопные данные. *Геология и геофизика*. **56**(5), 881-889.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. (2016) Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок). *Геология и геофизика*. **57**(2), 312-332.

Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А. (2019) Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Анагаро-Канский блок): расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов. *Геология и геофизика*. **60**(10), 1384-1406.

Попов Н.В. Лиханов И.И., Ножкин А.Д. (2010) Мезопротерозойский гранитоидный магматизм в Заангарской части Енисейского кряжа: результаты U-Pb исследований. ДАН. 431(4), 509-515.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Константинова Г.В., Мельникова Н.Н., Подковыров В.Н., Кутявин Э.П. (2002) Низкое отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в гренвильском и пост-гренвильском палеоокеане: определяющие факторы. *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* **10**(1), 3-46.

Хабаров Е.М., Вараксина И.В. (2011) Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирской платформы. *Геология и геофизика*. **52**(8), 1173-1198.

Хоментовский В.В. (2007) Верхний рифей Енисейского кряжа. *Геология и геофизика*. **48**(9), 921-933.

Черных А.И. (2000) Геологическое строение и петролого-геохимические особенности докембрийских офиолитовых и палеоостроводужных комплексов Енисейского кряжа. Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 20 с.

Шенфиль В.Ю. Поздний докембрий Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1991. 185 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Владыкин Н.В., Яковлева С.З. (2005а) U-Pb возраст син- и постметаморфических гранитоидов Южной Монголии – свидетельство присутствия гренвиллид в Центрально-Азиатском складчатом поясе. *ДАН*. **404**(1), 84-89.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Никифоров А.В., Котов А.Б., Владыкин Н.В. (2005б) Позднерифейский рифтогенез и распад Лавразии: данные геохронологических исследований щелочноультраосновных комплексов южного обрамления Сибирской платформы. *ДАН*. **404**(3), 400-406.

Altherr R., Holl A., Hegner E., Langer C., Kreuzer H. (2000) High-potassium, calc-alkaline *I*-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos.* **50**, 51-73.

Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatschev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A. (2008) The Eastern European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia. *Precambrian Res.* **160**, 23-45.

Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J. (2008) The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth Planet. Sci. Lett.* **273**(1–2), 48-57.

Boynton W.V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson P.). Amsterdam: Elsevier, 63-114.

Cawood P.A., Nemchin A.A., Strachan R.A., Kinny P.D., Loewy S. (2004) Laurentian provenance and an intracratonic tectonic setting for the upper Moine Supergroup, Scotland, constrained by detrital zircons from the Loch Eil and Glen Urquhart successions. *J. Geol. Soc. London.* **161**, 861-874.

Cawood P.A., Strachan R., Cutts K., Kinny P.D., Hand M., Pisarevsky S. (2010) Neoproterozoic orogeny along the margin of Rodinia: Valhalla orogen, North Atlantic. *Geology*. **38**, 99-102.

Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Murphy J.B. (2016) Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles. *Earth Planet. Sci. Lett.* **449**, 118-126.

Chappell B.W. (1999) Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranite. *Lithos.* **46**, 535-551.

Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D. (2012) Peraluminous I-type granites. *Lithos*. **153**, 142-153.

Dalziel I.W.D. (1997) Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis and environmental speculation. *Geol. Soc. Am. Bull.* **109**, 16-42.

Ernst R.E., Wingate M.T.D., Buchan K.L., Li Z.X. (2008) Global record of 1600–700 Ma Large Igneous Provinces (LIPs): implication for the reconstruction of the proposed Nuna (Colombia) and Rodinia supercontinents. *Precambrian Res.* **160**, 159-178. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* **42**, 2033-2048.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material implications for crystal evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **87**, 249-265.

Johansson Å. (2014) From Rodinia to Gondwana with the "SAMBA" model—A distant view from Baltica towards Amazonia and beyond. *Precambrian Res.* **244**, 226–235.

Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., S. Natapov S., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V. (2008) Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res.* **160**, 179-210.

Kuznetsov A.B., Ovchinnikova G.V., Gorokhov I.M., Vasilyeva I.M., Bekker A. (2017) Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in Early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Spring excursion. *Precambrian Res.* **298**, 157-173.

Likhanov I.I. (2019) Mass-transfer and differential element mobility in metapelites during multistage metamorphism of Yenisei Ridge, Siberia. In Metamorphic Geology: Microscale to Mountain Belts. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **478**, 89-115.

Likhanov I.I. (2022) Provenance, age and tectonic settings of rock complexes (Transangarian Yenisey Ridge, East Siberia): Geochemical and geochronological evidence. *Geosciences (Switzerland)*. **12**(11), 402.

Likhanov I.I., Santosh M. (2019) A-type granites in the western margin of the Siberian Craton: implications for breakup of the Precambrian supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia. *Precambrian Res.* **328**, 128-145.

Likhanov I.I., Reverdatto V.V., Kozlov P.S., Khiller V.V., Sukhorukov V.P. (2015) P-T-t constraints on polymetamorphic complexes of the Yenisey Ridge, East Siberia: implications for Neoproterozoic paleocontinental reconstructions. *J. Asian Earth Sci.* **113**(1), 391-410.

Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. (2018) Blueschist facies fault tectonites from the western margin of the Siberian Craton: Implications for subduction and exhumation associated with early stages of the Paleo-Asian Ocean. *Lithos.* **304–307**, 468-488.

Ludwig K.R. (1999) User's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center Spec. Publ.* **1**, 46 p.

Ludwig K.R. (2000) SQUID 1.00. User's manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*. **2**, 2455 p.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* **25**, 956-983.

Rapp R.P., Watson E.B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *J. Petrol.* **36**, 891-931.

Rino S., Kon Y., Sato W., Maruyama S., Santosh M., Zhao D. (2008) The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geological time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Res.* **14**, 51-72.

Rivers T. (2008) Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province – Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Res.* **167**, 237-259.

Singh J., Johannes W. (1996) Dehydration melting of tonalites. 2. Compositions of melts and solids. *Contr. Miner. Petrol.* **125**, 26-44.

Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* **42**, 313-345.

Sylvester P.J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos.* **45**, 29-44.

Torsvik T.H. (2003) The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science*. **300**, 1379-1381.

Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Wingate M.T.D., Popov N.V., Kovach V.P. (2007) The 880-864 Ma granite of the Yenisey Ridge, western Siberian margin: geochemistry, SHRIMP geochronology, and tectonic implications. *Pre- cambrian Res.* **154**, 175-191.

Vielzeuf D., Montel J.M. (1994) Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contrib. Mineral. Petrol.* **117**, 375-393.

Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J. (2007) Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6–1.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.* **54**, 91-110.

Watson E.B., Harrison T.M. (1983) Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.* **6**, 295-304.

Williams I.S. (1998) U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe. In *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (Eds. McKibben M.A., Shanks W.C. III, and Ridley W.I.). *Reviews in Economic Geology*. 7, 1-35.

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ ПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ ДАЕК ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2023 г. Т. В. Донская<sup>*a*, \*</sup>, Д. П. Гладкочуб<sup>*a*</sup>, А. М. Мазукабзов<sup>*a*</sup>, Е. И. Демонтерова<sup>*a*</sup>, У. С. Ефремова<sup>*a*</sup>

<sup>а</sup>Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии наук, ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия \*e-mail: tatiana\_donskaya@mail.ru Поступила в редакцию 20.07.2022 г. После доработки 15.11.2022 г. Принята к публикации 20.11.2022 г.

Проведено детальное геологическое, петрографическое, геохимическое и изотопное изучение долеритов даек Прибайкальского дайкового поля центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона. На основании полученных результатов выявлены основные геохимические и изотопные критерии для разнесения близких по геолого-структурному положению и по минеральному составу долеритов региона в три различные геохимические группы, а также сделаны выводы об их возрастной позиции. Отмечено, что долериты первой группы и, предположительно, долериты второй группы слагают дайки неопротерозойского возраста (715 млн лет). В первую группу объединены средне-крупнозернистые долериты, формирующие относительно мощные (более 5–10 метров) дайковые тела. Долериты этой группы характеризуются достаточно низкими концентрациями Th (0.6-2.1 мкг/г) и Nb (3.3-9.2 мкг/г), а также значениями  $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.5...-3.9$ . Совокупность геохимических и изотопных данных показывает, что эти долериты могли быть образованы в результате плавления мантийного источника, образованного при смешении мантийных компонентов близких по составам к базальтам океанических плато и надсубдукционной субконтинентальной литосферной мантии. Во вторую группу отнесены мелкозернистые долериты, слагающие маломощные (1–5 метров) дайки, в том числе дайки, располагающиеся в контакте с дайками первой группы. Для долеритов второй группы характерны более высокие концентрации Th (3.0–5.3 мкг/г) и Nb (9.8–21.1 мкг/г) и значения  $\varepsilon_{Nd}(T) = -5.3...-6.0$ . Геохимические и изотопные данные долеритов второй группы указывают на добавление материала континентальной коры к мантийному источнику, вероятно, единому для долеритов первой и второй групп. В третью группу отнесены среднезернистые долериты, слагающие отдельные дайковые тела, отчетливо отличающиеся по геохимическим и изотопным характеристикам от неопротерозойских долеритов первой и второй групп. Долериты этой группы обнаруживают низкие концентрации Th (0.6–1.6 мкг/г) и Nb (2.7–5.1 мкг/г), низкие значения отношений (Th/La)<sub>pm</sub> (0.29–0.71) и <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0.511223–0.511544), что указывает на возможное формирование этих долеритов в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами. Долериты третьей группы демонстрируют геохимические характеристики близкие долеритам палеопротерозойских (1.84 млрд лет) даек, что позволяет допускать их принадлежность Южно-Сибирскому постколлизионному магматическому поясу.

Ключевые слова: долериты, дайки, геохимия, изотопия Nd, мантийные источники, протерозой, Сибирский кратон

DOI: 10.31857/S0016752523050047, EDN: EKWRDO

## введение

Протерозойские магматические породы основного состава, в том числе дайки долеритов, являющиеся надежными индикаторами процессов внутриконтинентального растяжения, широко распространены в пределах докембрийских выступов фундамента Сибирского кратона (рис. 1а) (Гладкочуб и др., 2007, 2010, 2019; Шохонова и др., 2010; Попов и др., 2012; Мехоношин и др., 2016; Эрнст и др., 2016; Gladkochub et al., 2010; Ernst et al., 2000, 2016; Wingate et al., 2009; Evans et al., 2016; Ivanov et al., 2019; Savelev et al., 2020; Donskaya, Gladkochub, 2021). Результаты ранее проведенных исследований позволили выделить для южной части Сибирского кратона несколько основных этапов внедрения даек: (1) палеопротерозойский этап (1.91–1.85 млрд лет), связанный с



**Рис. 1.** Схема размещения протерозойских базитовых комплексов в южной части Сибирского кратона (а) и в центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона (б) (модифицировано после (Гладкочуб и др., 2007; Gladkochub et al., 2010; Ernst et al., 2016; Donskaya, Gladkochub, 2021)). I – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 2-4 – Сибирская платформа (кратон): 2 – фанерозойский чехол; 3 – неопротерозойские осадочные толщи; 4 – выступы докембрийского фундамента; 5-8 – базитовые комплексы: 5 – неопротерозойские (0.72–0.71 млрд лет) дайки; 6 – мезопротерозойские (1.35–1.34 и 1.26 млрд лет) дайки; 7 – позднепалеопротерозойские (1.75 и 1.64–1.61 млрд лет) дайки; 8 – палеопротерозойские (1.91–1.85 млрд лет) дайки; (a), массивы и вулканиты в составе вулканогенно-осадочных серий (6); 9 – довыренский интрузивный комплекс (0.73–0.72 млрд лет) Олокитской зоны. Сокращения в кружках: Бк – Байкальский выступ, Бр – Бирюсинский выступ, УИ – Урикско-Ийский грабен, Ш – Шарыжалгайский выступ. Буквенные сокращения: М – базальтоиды малокосинской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (-1.88 млрд лет), СВ – дайки долеритов чайского комплекса (1.75 млрд лет), Сб – дайки долеритов чайского комплекса (1.75 млрд лет), Сб – дайки долеритов Северо-Байкальского дайкового поля.

процессами становления единой структуры кратона, (2) позднепалеопротерозойский (1.75 и 1.64—1.61 млрд лет) и мезопротерозойский (1.35— 1.34 и 1.26 млрд лет) этапы, фиксирующие отдельные события внутриконтинентального растяжения, (4) неопротерозойский этап (725—715 млн лет), отражающий масштабные процессы рифтогенеза, связанные с распадом суперконтинента Родиния и отделением Сибирского кратона от этого суперконтинента (рис. 1*a*) (Гладкочуб и др., 2007, 2010, 2019; Шохонова и др., 2010; Мехоношин и др., 2016; Ernst et al., 2016; Gladkochub et al., 2010, 2021; Ivanov et al., 2019; Donskaya, Gladkochub, 2021 и др.).

На площади центральной части Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона, в Западном и Северном Прибайкалье, в настоящее время обосновано три этапа протерозойского базитового магматизма (рис. 16) (Gladkochub et al., 2010; Ernst et al., 2016). Первый этап фиксируют базальтоиды малокосинской свиты акитканской серии с возрастом около 1.88 млрд лет и дайки долеритов и долеритов/риолитов, возраст которых был определен как 1844 ± 11 млн лет, которые

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

совместно входят в структуру Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, являюшегося частью Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса, сформировавшегося на заключительной стадии становления Сибирского кратона (Шохонова и др., 2010; Donskaya, Gladkochub, 2021). Индикаторами второго этапа базитового магматизма являются дайки долеритов чайского комплекса с возрастом 1752 ± 6 млн лет, принадлежащие Тимптонской крупной магматической провинции (КМП) Сибирского кратона, становление которой связано с событиями внутриконтинентального растяжения (Гладкочуб и др., 2010, 2019; Донская и др., 2014). Третий этап отмечен дайками долеритов Прибайкальского и Северобайкальского дайкового полей Саяно-Байкальского дайкового пояса, входящего в Иркутскую КМП с возрастом 725-715 млн лет (Ernst et al., 2016: Romanov et al., 2021), внедрение которых отражает события растяжения, фиксирующее отделение Сибирского кратона от суперконтинента Родиния (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007; Ernst et al., 2016). В то же время, допускаемый ра-



**Рис. 2.** Геологическая карта центральной части западного побережья оз. Байкал. *1* – кайнозойские осадки; *2* – дайки долеритов Прибайкальского дайкового поля; *3* – палеопротерозойские гранитоиды приморского комплекса Южно-Сибирского постколлизионного магматического пояса; *4* – палеопротерозойские гранитоиды кочериковского комплекса; *5* – палеопротерозойские метаосадочные породы сарминской серии; *6* – главные разломы; *7* – изученные дай-ки долеритов.

нее на основании геолого-структурного положения и схожести минерального состава неопротерозойский возраст всех долеритов Прибайкальского и Северобайкальского дайковых полей Иркутской КМП, в настоящее время вызывает определенные сомнения. Так. оценка возраста 1.84 млрд лет, полученная по риолиту из центральной части комбинированной дайки, ранее считавшейся неопротерозойской, дала основание пересмотреть возраст значительной части долеритов Северобайкальского дайкового поля (Шохонова и др., 2010). Что касается Прибайкальского дайкового поля, то здесь все долериты были объединены в единое неопротерозойское поле только на основании геологических корреляций с дайками долеритов других частей Иркутской КМП, несмотря на явные отличия химических составов долеритов в разных дайках этого поля (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007).

Для разделения долеритов Прибайкальского дайкового поля в отдельные, возможно разновозрастные, группы было проведено детальное изучение их геохимического и Nd изотопного составов. Кроме того, одной из причин развернутого анализа геохимических характеристик долеритов Прибайкальского дайкового поля явился тот факт, что до сих пор остались нерешенные вопросы, касающиеся реконструкции источников расплавов неопротерозойских долеритов, несмотря на серию публикаций по геохимии этих пород (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007; Sklyarov et al., 2003). Также одной из задач данной работы явилось сопоставление геохимических характеристик разновозрастных долеритов Западного и Северного Прибайкалья с целью выявления их характерных особенностей, которые могут быть использованы в качестве критериев для отнесения тех или иных даек к строго определенным группам, имеющим четко установленную возрастную позицию.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЕК ДОЛЕРИТОВ ПРИБАЙКАЛЬСКОГО ПОЛЯ

Дайки Прибайкальского поля располагаются в центральной части западного побережья оз. Байкал (Западное Прибайкалье) между реками Зундук и Кочерикова (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007). Прибайкальское поле включает в себя более сотни дайковых тел, прорывающих в данном регионе палеопротерозойские метаморфические породы сарминской серии, палеопротерозойские гранитоиды кочериковского и приморского комплексов, которые приурочены к Байкальскому выступу фундамента Сибирского кратона и входят в структуру Сарминской зоны палеопротерозойского Акитканского орогенного пояса (рис. 16, 2). Кроме этого, согласно геологическим наблюдениям дайки долеритов в данном регионе не прорывают вендские осадочные отложения байкальской серии (Скляров и др., 2006). U-Рb возраст по бадделеиту определен для долерита одной из даек Прибайкальского дайкового поля и составляет 715 млн лет [неопубликованные авторские данные].

Все дайки в рассматриваемом регионе характеризуются северным и северо-восточным простиранием (рис. 2) и углами падения от 50° до 80°. Мощность даек изменяется от первых метров до нескольких десятков метров (Скляров и др., 2006).

В большинстве случаев долериты даек Прибайкальского поля подверглись вторичным изменениям, связанным с тектоническим воздействием на этот участок кратона со стороны аккретировавших к нему в раннем палеозое террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса (Скляров и др., 2006). Кроме этого, наблюдается явная зависимость степени сохранности долеритов от их удаленности от края Сибирского кратона. Так, наиболее измененные вторичными раннепалеозойскими динамометаморфическими процессами дайки встречаются в береговых обнажениях оз. Байкал непосредственно в краевых областях кратона (Скляров и др., 2006).

# ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЛЕРИТОВ

На участке между пос. Онгурен и р. Кочерикова было детально изучено 12 дайковых тел, которые ранее по результатам геологического картирования были отнесены к единому неопротерозойскому Прибайкальскому дайковому полю (рис. 2). На основании петрографических данных долериты изученных даек были разделены на три группы.

В первую группу были объединены среднекрупнозернистые долериты с размером зерен, достигающим 2-3 мм. Долериты этой группы отобраны из крупных (более 5–10 м мощности) дайковых тел северного и северо-восточного простирания и углами падения 60°-80° (дайки № 1, 9, 10, 11 на рис. 2). Именно для долерита из центральной части дайки № 9 этой группы был определен неопротерозойский возраст (715 млн лет [U-Pb, бадделеит, неопубликованные авторские данные]). В большинстве своем долериты первой группы подвержены вторичным изменениям, однако реликтовая пойкилоофитовая структура хорошо определяется во всех проанализированных породах. В пределах изученных дайковых тел отчетливых макроскопических и петрографических признаков внутренней дифференциации отмечено не было. Основными породообразующими минералами долеритов являются плагиоклаз и клинопироксен, который часто полностью замещен роговой обманкой. Кроме роговой обманки, клинопироксены замещаются также хлоритом, эпидотом, актинолитом-тремолитом. Плагиоклазы в долеритах интенсивно соссюритизированы. Второстепенные минералы представлены кварцем, рудным минералом, сфеном, а акцессорные – апатитом и бадделеитом. В интерстициях между лейстами плагиоклаза отмечаются реликтовые гранофировые срастания кварца и плагиоклаза. В отдельных образцах по микротрещинам развиваются гидроокислы железа.

Вторую группу составили мелкозернистые долериты с максимальным размером зерен 1.4—1.8 мм, слагающие отдельные маломощные (1—5 м) дайки северного и северо-восточного простирания и углами падения 50°—80°, в том числе располагающиеся в непосредственном контакте с мощными дайковыми телами, сложенными долеритам первой группы (дайки № 3, 4, 7, 8, 11 на рис. 2). В большинстве своем долериты в этих маломощных телах сильнее подвержены вторичным изменениям, чем средне-крупнозернистые долериты первой группы. В связи с тем, что долериты этой группы встречаются иногда в прямом контакте с долеритами первой группы (дайка 11 на рис. 2), то

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

теоретически можно предполагать для них также неопротерозойский возраст. Наименее измененные образцы долеритов второй группы характеризуются реликтовыми офитовой и пойкилоофитовой структурами. Эти долериты в качестве главных минералов содержат соссюритизированный плагиоклаз и клинопироксен, замещенный амфиболом, хлоритом и эпидотом. Второстепенными минералами долеритов являются рудный минерал, кварц и сфен, а акцессорным минералом – апатит. Что касается сильно измененных долеритов, то для них определяются катакластическая, бластокатакластическая и нематогранобластовая структуры, главными минералами являются соссюритизированный плагиоклаз и роговая обманка, а второстепенные и акцессорные минералы подобны менее измененным разностям. В этих долеритах отмечается повсеместное замещение зеленой роговой обманки ассоциацией тремолита-актинолита, эпидота и хлорита, а соссюритизированный плагиоклаз совместно с кварцем образуют участки гранобластовой структуры.

В третью группу были объединены среднезернистые долериты, слагающие дайковые тела мощностью от 3 до 20 м северного и северо-восточного простирания и углами падения 50°-80° (дайки № 2, 5, 6, 12). Эти дайки образуют отдельные тела в Прибайкальском поле и не обнаруживают контактов с дайками первых двух выделенных групп. В настоящее время оценки возраста долеритов из даек третьей группы отсутствуют. В изученных дайковых телах выраженных признаков внутренней дифференциации зафиксировано не было. Наименее измененные разности долеритов этой группы обнаруживают хорошо сохранившуюся офитовую структуру и характеризуются размером зерен до 2.0-2.5 мм. Долериты состоят из плагиоклаза и интенсивно амфиболизированного клинопироксена. В зависимости от интенсивности вторичных изменений отмечается разная степень соссюритизации плагиоклаза, уменьшение реликтов пироксена в псевдоморфозах роговой обманки, а также увеличение количества тремолита-актинолита, хлорита и эпидота, замещающих пироксен и роговую обманку. Отличительной особенностью долеритов этой группы является присутствие фенокристаллов плагиоклаза в некоторых образцах. Второстепенные минералы представлены рудным минералом и кварцем, акцессорные апатитом и сфеном.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Тринадцать новых образцов долеритов из шести дайковых тел Прибайкальского дайкового поля были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов. Для восьми образцов долеритов было выполнено определение изотопного состава Nd. Химические составы десяти образцов долеритов из шести даек были проанализированы ранее и результаты опубликованы в (Скляров и др., 2006; Глакдочуб и др., 2007), изотопный состав Nd в двух образцах из одной дайки опубликован в (Gladkochub et al., 2009). Расположение всех дайковых тел, в которых проводился отбор образцов на петрогеохимические и изотопно-геохимические исследования показан на рис. 2. Оригинальные и уже опубликованные химические составы и изотопные Sm-Nd данные долеритов совместно представлены в табл. 1 и 2.

Определение содержаний главных элементов в оригинальных образцах выполнено методом силикатного анализа в ЦКП "Геодинамика и геохронология" ИЗК СО РАН. Определение содержаний редких и редкоземельных элементов выполнено методом ICP-MS в Лимнологическом институте СО РАН, ОПЦКП "Ультрамикроанализ", на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500ce (Agilent Technologies Inc., США) (аналитик С.В. Пантеева). Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проведено в ЦКП "Геодинамика и геохронология" ИЗК СО РАН методом сплавления с метаборатом лития по методике (Panteeva et al., 2003), что позволило достичь полного растворения всех минералов. Правильность результатов анализа контролировалась с помощью международных стандартных образцов BHVO-2, BCR-2, GSP-2, G-2. Ошибка определений содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла 2-10%.

Изотопные Sm-Nd исследования проведены в Институте земной коры СО РАН. Порошки пород перед изотопными исследованиями обрабатывались 2нНСІ для удаления вторичных карбонатных и глинистых минералов. Навеска 100-150 мг образца с добавлением изотопного трассера <sup>149</sup>Sm-<sup>150</sup>Nd разлагалась в смеси кислот HNO<sub>3</sub>-HF-HClO₄ с использованием микроволновой печи. Выделение редкоземельных элементов проводилось на смоле BioRad AG-50-X8 (200-400). Последующее разделение Sm и Nd проводилось на колонках, заполненных смолой Ln Spec по модифицированной методике (Pin. Zalduegui, 1997). Уровень холостого опыта для Nd составляет меньше 0.1 нг. Изотопные отношения Nd и Sm измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-262 в статическом режиме в ЦКП "Геодинамика и геохронология" ИЗК СО РАН. Измеренные отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd нормализованы к отношению  $^{146}$ Nd/ $^{144}$ Nd = 0.7219. Точность определения концентраций Sm и Nd составила 0.5%, изотопных отношений <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd -0.5%, ошибка измерения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd указана в таблице 2. Стандартное отклонение <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd для стандарта JNd-1 за период измерений представленных в статье данных составило 0.512084 ±

± 0.000022 (2 $\sigma$ , *n* = 15). При расчете величин  $\varepsilon_{Nd}(T)$  использованы современные значения для однородного хондритового резервуара CHUR по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и константа распада <sup>147</sup>Sm из работы (Villa et al., 2020).

# ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОЛЕРИТОВ

Как было отмечено выше, большинство долеритов Прибайкальского поля испытали тектоническую переработку, что привело к определенным вторичным преобразованиям этих пород. В связи с этим классификация долеритов была проведена с использованием как классической TAS диаграммы (Na<sub>2</sub>O +  $K_2$ O)-SiO<sub>2</sub> (LeBas et al., 1986), так и диаграммы Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(FeO\* + TiO<sub>2</sub>)-MgO (Jensen, 1976), которая более предпочтительна для классификации измененных пород. По химическому составу большинство долеритов трех групп, выделенных на основании петрографических данных, относятся к базальтам нормальной щелочности (субщелочным базальтам) (рис. 3а). Все долериты принадлежат толеитовой серии и на диаграмме Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(FeO\* + TiO<sub>2</sub>)-MgO (Jensen, 1976) попадают в поле высокожелезистых толеитов (рис. 3б).

Проанализированные долериты группы 1 характеризуются значениями mg# = 43-62 и SiO<sub>2</sub> = = 48.3-50.7 мас. %, долериты группы 2 обнаруживают значения mg# = 48-63 и SiO<sub>2</sub> = 49.3-52.5 мас. %, а для долеритов группы 3 отмечаются mg# = 56-67 и SiO<sub>2</sub> = 49.3-52.0 мас. % (табл. 1, рис. 4а). Породы группы 1 имеют наименьшие концентрации SiO<sub>2</sub> относительно пород двух других групп при тех же значениях mg#, а породы группы 3 характеризуются в среднем более высокими концентрациями P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (рис. 4а, 4б). Породы всех групп характеризуются близкими невысокими содержаниями TiO<sub>2</sub> (табл. 1, рис. 4в).

Для выделенных групп долеритов были отмечены некоторые отличия в содержании несовместимых элементов и в значениях отношений этих элементов (рис. 5). В частности, средне-крупнозернистые долериты первой группы (*группа 1*) характеризуются пониженными концентрациями Th и Nb, варьирующимися от 0.58 до 2.08 мкг/г и от 3.3 до 9.2 мкг/г, соответственно, а для мелкозернистых долеритов второй группы (группа 2) фиксируются существенно более высокие содержания Th (3.01-5.30 мкг/г) и Nb (9.8-21.1 мкг/г). Для среднезернистых долеритов третьей группы (группа 3) отмечаются низкие концентрации Th (0.60–1.59 мкг/г) и Nb (2.7–5.1 мкг/г), (рис. 5а, табл. 1). Кроме того, долериты всех групп демонстрируют существенно отличные друг от друга значения отношений Th/La и Nb/La, формируя отдельные поля на диаграмме Th/La–Nb/La (рис. 5б).

	Группа 1									Группа 2		
Компонент	Дайка 1			Дайка 9			Дайка 10	Дайі	ka 11		Дайка 3	
	0605*	1486	1487	1488	1489	1490	1491	1493	1494	0611**	01051**	01052**
SiO <sub>2</sub> , мас. %	48.55	49.00	48.84	48.89	48.78	48.71	50.72	48.94	48.32	51.06	49.32	50.10
TiO <sub>2</sub>	1.06	0.95	1.14	1.01	1.08	1.03	1.34	0.90	0.88	0.93	1.01	1.09
$Al_2O_3$	13.92	14.90	13.80	14.15	13.80	14.80	14.50	14.65	14.40	13.19	13.55	13.70
$Fe_2O_2$	_	3.51	3.83	3.26	3.37	3.46	5.08	3.29	3.58	_	_	_
FeO	_	7.62	8.07	8.17	8.63	7.86	7.80	7.36	7.41	_	_	_
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>tot</sup>	12.52	_	_	_	_	_	_	_	_	11.83	12.62	13.17
MnO	0.21	0.16	0.17	0.17	0.18	0.16	0.18	0.14	0.18	0.22	0.23	0.23
MgO	6.96	6.77	6.99	7.18	7.08	6.91	4.45	8.02	8.18	7.02	9.13	8.39
CaO	10.30	11.76	11.46	11.86	11.81	10.87	10.34	9.52	9.63	9.90	10.00	9.53
Na <sub>2</sub> O	3.35	2.00	2.04	1.95	1.89	2.68	1.81	2.50	2.36	2.31	1.81	1.43
K <sub>2</sub> O	0.80	0.59	0.50	0.53	0.49	0.78	0.38	1.49	1.47	1.01	1.12	1.20
$P_2O_5$	0.10	0.10	0.17	0.10	0.10	0.09	0.17	0.09	0.09	0.10	0.10	0.11
П.п.п	1.76	2.41	2.69	3.01	2.98	3.00	3.18	3.03	3.28	1.77	1.47	1.16
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	_	0.04	0.08	0.06	0.09	н.о.	0.05	0.10	0.07	_	_	_
CO <sub>2</sub>	_	0.55	0.44	н.о.	0.06	н.о.	н.о.	0.13	0.33	_	_	_
Сумма	99.53	100.36	100.22	100.34	100.34	100.35	100.00	100.16	100.18	99.34	100.35	100.11
Cr, мкг/г	55	119	138	136	120	111	40	317	298	89	92	110
Ni	64	83	81	72	76	71	32	102	108	97	110	160
V	180	334	293	293	314	324	286	252	293	240	340	430
Со	34	38	38	39	40	41	34	39	46	45	52	57
Rb	44	21	17	17	18	26	10	55	55	52	36	42
Sr	190	138	135	104	108	168	207	181	223	221	169	180
Y Zr	23	22	26	19 54	22 50	22	33 107	15	20 50	27	24	20
ZI	39 4 4	01	08	54 4 7	59	02	107	40	22	00	0/	11 7
Ra	201	4.0	9.2 131	129	99	4.4 160	0.0 111	346	307	9.0 382	325	313
La	7 45	7 87	14 18	7 64	8 30	7 81	14 55	6 29	6 97	13 64	13 16	14 30
Ce	15.88	20.80	30.00	15.55	17.52	15.11	31.82	13.04	17.79	28.29	28.00	30.19
Pr	1.93	2.16	3.87	1.96	2.12	2.01	3.86	1.68	1.91	3.24	3.31	3.53
Nd	9.14	8.62	14.51	8.08	8.62	8.47	15.27	7.34	7.85	13.39	13.17	14.35
Sm	2.66	2.41	3.94	2.18	2.43	2.44	4.20	2.11	2.34	3.31	3.41	3.69
Eu	0.85	0.88	1.21	0.78	0.88	0.88	1.37	0.61	0.77	0.94	0.95	1.02
Gd	2.92	2.97	3.95	2.58	2.95	2.96	4.66	2.34	2.62	3.44	3.50	3.79
Tb	0.57	0.52	0.70	0.46	0.54	0.54	0.85	0.43	0.46	0.64	0.66	0.68
Dy	3.39	3.62	4.49	3.04	3.60	3.50	5.72	2.97	3.18	3.91	4.13	4.38
Ho	0.74	0.78	0.89	0.64	0.80	0.79	1.26	0.63	0.69	0.82	0.86	0.94
Er	2.42	2.18	2.53	1.78	2.27	2.14	3.72	1.72	2.02	2.61	2.67	2.88
1m	0.35	0.34	0.38	0.28	0.33	0.33	0.56	0.25	0.31	0.37	0.42	0.45
Yb	2.13	2.24	2.44	1.86	2.18	2.03	3.64	1.55	2.08	2.31	2.40	2.54
Lu Hf	0.32	0.34	0.39	0.30	0.52	0.35	0.55	0.22	0.31	0.30	0.38	0.40
пі Та	0.40	0.22	1.74	0.26	1.44	1.40	2.60	0.21	1.47	2.02	2.11	2.31
Ta Th	1 22	1.07	1.59	0.20	1.08	0.20	2.08	0.21	0.20	3.01	3.05	3 30
U	0.28	0.26	0.39	0.28	0.28	0.28	0.49	0.20	0.22	0.66	0.68	0.76
mg#	56	57	56	58	56	57	43	62	62	58	63	60
(La/Yb) <sub>n</sub>	2.26	2.28	3.75	2.65	2.46	2.49	2.58	2.63	2.17	3.81	3.55	3.64
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.16	1.13	1.37	1.17	1.15	1.23	1.08	1.28	1.07	1.26	1.23	1.26
Eu/Eu*	0.95	1.01	0.95	1.02	1.01	1.01	0.96	0.85	0.96	0.86	0.85	0.84
Nb/Nb*	0.49	0.53	0.66	0.67	0.57	0.50	0.54	0.74	0.43	0.52	0.57	0.58
(Th/La) <sub>pm</sub>	1.33	1.10	0.91	0.78	1.05	1.19	1.15	0.74	1.09	1.79	1.87	1.87

Таблица 1. Химический состав долеритов Прибайкальского дайкового поля

Таблица 1. Окончание

	Группа 2					Группа 3						
Компонент	Дайка 4	Дайка 7	Дай	ка 8	Дайка 11	Дай	ка 2	Дайка 5	Дай	ка б	Дайка 12	
	0614**	1472	1478	1479	1492	0609*	01057*	0615**	01055*	01056*	1495	
SiO <sub>2</sub> , мас. %	50.84	51.29	51.05	51.18	52.50	51.99	49.29	51.36	49.48	50.51	50.24	
TiO <sub>2</sub>	0.99	1.12	1.10	1.19	1.34	0.97	0.75	1.12	0.96	0.98	0.93	
$Al_2 \tilde{O_3}$	12.04	13.75	14.31	13.95	13.45	14.94	15.17	14.90	14.86	14.81	14.60	
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	_	4.68	4.07	4.44	3.36	_	_	_	_	_	3.66	
FeO	_	7.56	7.93	8.20	8.90	_	_	_	_	_	8.14	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>tot</sup>	11.50	_	—	—	_	10.69	10.25	11.32	11.27	10.87	-	
MnO	0.19	0.19	0.18	0.18	0.15	0.17	0.16	0.19	0.18	0.16	0.18	
MgO	7.77	5.75	5.67	5.33	5.81	6.81	8.76	6.62	9.22	8.32	6.81	
CaO	10.63	9.64	8.92	8.46	6.43	9.20	9.64	9.18	9.20	8.67	8.46	
Na <sub>2</sub> O	2.77	2.33	2.79	3.02	4.19	1.27	1.49	1.55	2.07	2.08	2.35	
K <sub>2</sub> O	0.55	0.85	0.95	1.12	0.60	0.99	1.15	1.01	0.99	1.24	0.93	
$P_2O_5$	0.11	0.11	0.12	0.12	0.18	0.16	0.13	0.21	0.18	0.16	0.18	
П.п.п	1.59	2.92	2.85	2.70	2.77	1.84	2.72	2.14	1.70	1.50	3.36	
$H_2O^-$	—	0.12	0.05	0.07	0.07	—	—	—	—	—	0.07	
$CO_2$	—	0.06	< 0.06	0.06	0.06	—	—	—	—	—	0.17	
Сумма	98.98	100.36	99.99	100.01	99.81	99.02	99.51	99.60	100.11	99.31	100.08	
Cr, мкг/г	73	83	82	70	20	140	180	77	180	110	136	
Ni	78	53	81	45	38	150	210	120	230	200	77	
V	170	318	320	342	304	140	160	200	190	190	210	
Co	46	43	41	39	39	45	41	46	61	43	36	
Rb	32	49	37	70	26	26	43	54	20	29	29	
Sr V	192	640	487	3/6	168	283	283	346	288	292	2/5	
ľ 7r	30 70	25	25	20 117	29	10	12	20	14	10	14 51	
ZI Nb	12 1	109	107	11/	21 1	43	20	43 51	40	4/	27	
Ra	297	159	283	196	120	1112	385	598	486	768	417	
La	15.12	18.72	18.63	19.66	24.86	18.39	10.46	18.67	13.10	18.06	11.99	
Ce	31.30	37.49	37.11	38.05	51.88	36.64	22.40	39.30	27.61	36.79	23.77	
Pr	3.56	4.26	4.26	4.39	5.75	4.17	2.75	4.54	3.37	4.41	3.09	
Nd	14.73	15.51	15.94	15.70	21.33	17.22	11.55	18.35	13.59	17.31	11.93	
Sm	3.55	3.95	3.72	4.02	4.80	3.62	2.54	3.74	3.06	3.81	2.50	
Eu	1.03	1.03	1.09	1.04	1.23	1.17	0.81	1.26	0.96	1.15	1.01	
Gd	3.83	3.80	3.75	4.02	4.62	2.99	2.29	3.34	2.74	3.17	2.46	
Tb	0.69	0.66	0.64	0.67	0.78	0.49	0.37	0.53	0.43	0.54	0.38	
Dy	4.27	4.31	4.06	4.24	5.01	2.71	2.08	2.97	2.52	2.89	2.27	
H0 En	0.88	0.90	0.80	0.89	1.05	0.53	0.44	0.56	0.50	0.58	0.4/	
Er	2.80	2.51	2.39	2.54	2.99	1./1	1.33	1.75	1.52	1./1	1.33	
Thi Vh	0.41 2 $42$	0.37	0.57	0.39	2 08	0.23	0.19	0.55	0.24	0.20	0.21	
Iu	0.37	0.41	0.37	0.45	0.45	0.21	0.18	0.21	0.21	0.22	0.25	
Hf	2.07	2.88	2.56	2 99	3 74	1 23	0.10	1 16	1 11	1.64	1 31	
Та	1.63	0.87	0.92	0.85	1.26	0.46	0.35	0.66	0.45	0.50	0.13	
Th	3.21	4.34	3.96	4.00	5.30	1.53	0.60	1.54	0.94	1.59	0.83	
U	0.72	1.00	0.90	0.95	1.35	0.23	0.14	0.23	0.16	0.25	0.21	
mg#	61	51	51	48	51	60	67	58	66	64	56	
(La/Yb) <sub>n</sub>	4.04	4.72	4.60	4.62	5.39	8.28	5.70	7.61	6.34	7.54	5.39	
(Gd/Yb) <sub>n</sub>	1.34	1.25	1.21	1.23	1.31	1.76	1.63	1.78	1.73	1.73	1.44	
Eu/Eu*	0.87	0.82	0.90	0.80	0.81	1.10	1.03	1.10	1.02	1.02	1.26	
Nb/Nb*	0.59	0.53	0.54	0.56	0.62	0.25	0.40	0.32	0.37	0.29	0.28	
(Th/La) <sub>nm</sub>	1.72	1.87	1.72	1.64	1.72	0.67	0.47	0.67	0.58	0.71	0.56	

Примечания. mg# = Mg × 100/(Mg + Fe<sup>2+</sup>), где Mg = MgO/40.31, Fe<sup>2+</sup> = (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>tot</sup> × 0.8998 × 0.85)/71.85; Eu/Eu\* = Eu<sub>n</sub>/( $\sqrt{(Sm_n \times Gd_n)}$ ), Nb/Nb\* = Nb<sub>pm</sub>/( $\sqrt{(Th_{pm} \times La_{pm})}$ ), n – значения нормированы по составу хондрита (Wakita et al., 1970), pm – значения нормированы по составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), н.о. – компонент не обнаружен, прочерк – со-держание компонента не определялось.

\* Химические составы по (Гладкочуб и др., 2007), \*\*химические составы по (Скляров и др., 2006).



**Рис. 3.** Диаграммы (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)–SiO<sub>2</sub> (LeBas et al., 1986) (a) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–(FeO\* + TiO<sub>2</sub>)–MgO (Jensen, 1976) (б) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля. ВК – базальтовые коматииты, СА – известково-щелочные андезиты, СВ – известково-шелочные базальты, СD – известково-шелочные дациты, CR – известково-шелочные риолиты, РК – пикриты, HFT – высокожелезистые толеиты, HMT – высокомагнезиальные толеиты, TA – толеитовые андезиты, TD – толеитовые дациты, TR – толеитовые риолиты.

Наложенные преобразования долеритов могли привести к определенным вариациям подвижных элементов, таких как Rb, Ba, Sr. Наиболее сильно вариации крупноионных литофильных элементов проявлены в измененных долеритах группы 2, для которых зафиксированы содержания Rb (26–70 мкг/г) и Sr (168–640 мкг/г), также для этой группы отмечаются максимальные среди всех проанализированных пород концентрации Na<sub>2</sub>O (до 4.19 мас. %) (табл. 1). В связи с этим, для характеристики источника долеритов *группы 2* эти элементы не использовались. В то же время, долериты *группы 1* в среднем характеризуются относительно пород других групп наиболее низкими содержаниями Sr (104–223 мкг/г) и Ba (99–397 мкг/г), а долериты *группы 3* напротив наиболее высокими содержаниями Sr (275–346 мкг/г) и Ba (385–1112 мкг/г), что, вероятно, может служить характеристикой их источников.

Hoven of nazua	Возраст,	Содержан	ние, мкг/г	147 Sm /144 Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<b>в</b> ът (Т)
помер образца	млн лет	Sm	Nd	SIII/ INU	$\pm 2\sigma$	$c_{Nd}(1)$
			Группа 1			
1486	715	1.71	5.26	0.1758	$0.512514\pm16$	-0.5
1488	715	1.79	6.61	0.1676	$0.512334\pm9$	-3.3
1491	715	3.40	12.90	0.1654	$0.512323\pm13$	-3.3
1493	715	1.86	6.89	0.1676	$0.512304\pm11$	-3.9
		<u> </u>	Группа 2	1	<u> </u>	
1472	715	3.10	14.27	0.1345	$0.512073 \pm 11$	-5.3
1478	715	2.64	10.48	0.1359	$0.512045\pm 6$	-6.0
1492	715	3.59	16.93	0.1313	$0.512040\pm7$	-5.7
		<u>.</u>	Группа З			
1495	715/1840	1.77	8.31	0.1316	$0.511544\pm10$	-15.4/-6.0
01055*	715/1840	3.06	13.59	0.1324	$0.511324\pm15$	-19.8/-10.5
01056*	715/1840	3.81	17.31	0.1294	$0.511223\pm15$	-21.5/-11.8

Таблица 2. Sm-Nd изотопные данные для долеритов Прибайкальского дайкового поля

\* Изотопные данные по (Gladkochub et al., 2009).

ДОНСКАЯ и др.



**Рис. 4.** Диаграммы SiO<sub>2</sub>-mg# (a), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-mg# (б), TiO<sub>2</sub>-mg# (в), (Cr+Ni)-mg# (г) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля.

Несмотря на отмеченные вторичные изменения долеритов, содержания в них Th, Nb, La, а также других редкоземельных, высокозарядных и радиоактивных элементов могут рассматриваться как первичные характеристики этих пород, и использование этих элементов правомерно для как классификации долеритов, так и для оценки составов их источников. В частности, отмечаются хорошие корреляции между Nb–Th (рис. 5а) и La–Th (рис. 5в), а также отсутствие корреляций между потерей при прокаливании (п.п.п) и Nb/La (рис. 5г) среди долеритов всех трех групп, что свидетельствует о том, что содержания этих элементов и их отношения отражают первичные характеристики долеритов.

Долериты *группы 1* характеризуются содержаниями Cr + Ni, варьирующимися от 72 до 419 мкг/г, которые хорошо коррелируются с mg# (табл. 1, рис. 4r). Долериты обнаруживают невысокие концентрации La, варьирующиеся от 6.3 до 14.6 мкг/г, слабо фракционированное распределение редкоземельных элементов ((La/Yb)<sub>n</sub> = 2.2–3.8), при (La/Sm)<sub>n</sub> = 1.6–2.1 и (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 1.1–1.4, а также отсутствие или слабовыраженную Eu аномалию (Eu/Eu\* = 0.85–1.02) (рис. 6а). На мультиэлементных диаграммах отмечаются отрицательные аномалии по Nb, а также отсутствие или слабо выраженные отрицательные аномалии по Zr–Hf и Ti (рис. 6б). Наиболее дифференцированный долерит с mg# = 43 обнаруживает хорошо выраженные положительные аномалии по Th–U и Zr–Hf и отрицательную аномалию по Ti (рис. 6б).

Долериты группы 2 характеризуются невысокими концентрациями Cr + Ni. составляющими 58-270 мкг/г (табл. 1, рис. 4г). Для долеритов группы 2 характерны повышенные содержания La = 13.2-24.9 мкг/г и фракционированное распределение редкоземельных элементов ((La/Yb)<sub>n</sub> = = 3.5-5.4). Спектры распределения РЗЭ имеют крутой наклон в области легких РЗЭ (La/Sm)<sub>n</sub> = = 2.2-3.0 и очень пологий наклон в диапазоне тяжелых РЗЭ (Gd/Yb)<sub>n</sub> = 1.3–1.4 (рис. 6в). Долериты данной группы обнаруживают слабовыраженную отрицательную Eu аномалию (Eu/Eu\* = 0.80-0.90). Данные долериты характеризуются несогласованными вариациями по Ba, K, Sr, хорошо выраженными положительными аномалиями по Th–U, отрицательными аномалиями по Nb, P, Ti и как слабо выраженными положительными, так и отрицательными аномалиям по Zr-Hf (рис. 6г).

Для долеритов *группы 3* отмечаются умеренные концентрации Cr + Ni, равные 197–410 мкг/г, хоро-



Рис. 5. Диаграммы Nb–Th (a), Th/La–Nb/La (б), La–Th (в), Nb/La–П.п.п. (г) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля.

шо коррелирующие с mg# (табл. 1, рис. 4г). Долериты *группы 3* характеризуются содержаниями La равными 10.5—18.7 мкг/г и фракционированным распределением редкоземельных элементов  $((La/Yb)_n = 5.4-8.3)$ , причем как в области легких РЗЭ  $((La/Sm)_n = 2.4-2.9)$ , так и в диапазоне тяжелых РЗЭ  $((Gd/Yb)_n = 1.5-1.8)$  (рис. 6д). Для пород этой группы отмечается отсутствие или положительная Eu аномалия (Eu/Eu\* = 1.02–1.26). Для долеритов *группы 3* фиксируются отрицательные аномалии по Nb, P, Zr–Hf, Ti и положительные аномалии по Ba на мультиэлементных диаграммах (рис. 6е).

# ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd

Данные по изотопному составу Nd (табл. 2, рис. 7) показывают, что долериты трех выделенных групп обнаруживают отличные друг от друга значения Nd изотопных отношений. Долериты *группы 1* демонстрируют повышенные значения отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, изменяющиеся от 0.512304 до 0.512514, а также высокие значения отношения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd (0.1654–0.1758). Для долеритов *группы 2* отмечаются более низкие значения отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, равные 0.512040–0.512073, и

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1313-0.1359. Что касается долеритов *группы 3*, то они характеризуются минимальными среди проанализированных пород значениями отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, варьирующимися от 0.511223 до 0.511544, и низкими величинами отношения <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd (0.1294-0.1324). При расчете на возраст 715 млн лет, значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  составили -0.5...-3.9 в породах *группы 1*, -5.3...-6.0 в долеритах *группы 2* и -15.4...-21.5 в породах *группы 3* (табл. 2).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

#### Петрогенезис и источники долеритов

В предыдущих разделах были отмечены различия в геохимических и изотопных характеристиках долеритов трех выделенных групп. Также было показано, что для большинства редкоземельных, высокозарядных и радиоактивных элементов не зафиксировано зависимости их концентраций от вторичных изменений пород и, соответственно, они могут рассматриваться как первичные характеристики долеритов каждой группы, а отношения несовместимых элементов, которые не зависят от процессов частичного плавления и фрак-



**Рис. 6.** Распределение редкоземельных элементов (а, в, д), нормированных к составу хондрита (Wakita et al., 1970), и редких элементов (б, г, е), нормированных к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля. МОRB (базальты срединно-океанических хребтов) показаны по (Sun, McDonough, 1989), ОРВ (базальты океанических плато) по (Mahoney et al., 1993).

ционной кристаллизации, могут отражать состав источника долеритов.

Первыми рассмотрим петрогенезис неопротерозойских долеритов *группы* 1, которые характеризуются наиболее высокими значениями <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0.512304–0.512514) (рис. 7, 8а, 8б). Эти долериты обнаруживают отрицательную Nb аномалию на мультиэлементных диаграммах (Nb/Nb\* = 0.43– 0.74) (рис. 6б), но при этом для них не отмечается корреляции между <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd и SiO<sub>2</sub> (рис. 8а) и (Nb/La)<sub>pm</sub>–(La/Sm)<sub>n</sub> (рис. 8в), а также для большинства пород фиксируется отсутствие Еu аномалии на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6а). В совокупности эти данные указывают на малую вероятность, что мантийный расплав этих долеритов был контаминирован коровым материалом. Кроме того, варьирующее от 0.74 до 1.33 индикаторное геохимическое отношение  $(Th/La)_{pm}$ (рис. 8г), которое в магматических породах основного состава, источники которых контаминированы материалом континентальной коры, всегда больше 1 (Туркина, Ножкин, 2008), также показывает отсутствие добавления корового материала в мантийный источник долеритов *группы 1*. Достаточно высокие концентрации Сг и Ni в наименее дифференцированных долеритах с mg# = 62 (рис. 4г) свидетельствуют о плавлении примитивного мантийного субстрата.

Анализ отношений несовместимых элементов в долеритах позволяет высказать предположение



**Рис. 7.** Диаграмма <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd-<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля.



**Рис. 8.** Диаграммы <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd–SiO<sub>2</sub> (a), <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd–(La/Yb)<sub>n</sub> (б), (Nb/La)<sub>pm</sub>–(La/Sm)<sub>n</sub> (в), (Th/La)<sub>pm</sub>–(Nb/La)<sub>pm</sub> (г) для долеритов даек Прибайкальского дайкового поля. pm – составы нормированы к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), n – составы нормированы к составу хондрита (Wakita et al., 1970). CC – континентальная кора (средний состав), IAB – островодужные базальты, N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (нормальный тип), OIB – базальты океанических островов, PM – примитивная мантия, UCC – верхняя континентальная кора. Точки составов N-MORB, OIB и PM нанесены по (Sun, McDonough, 1989), точка состава IAB по (Dorendorf et al., 2000), точки составов CC и UCC по (Rudnick, Fountain, 1995).



Рис. 9. Диаграммы Th/Nb-TiO<sub>2</sub>/Yb (Pearce et al., 2021) (a), Ce/Nb-Th/Nb (Saunders et al., 1988) (б), Th/Yb - Nb/Yb (Pearce, 2008) (в), (Nb/La)<sub>pm</sub>-(La/Yb)<sub>n</sub> (г) для протерозойских долеритов и базальтоидов Западного и Северного Прибайкалья. 1 – долериты группы 1 Прибайкальского дайкового поля; 2 – долериты группы 2 Прибайкальского дайкового поля; 3 – долериты группы 3 Прибайкальского дайкового поля; 4 – базальтоиды малокосинской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (~1.88 млрд лет) (Шохонова и др., 2010); 5 – долериты даек Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (1.84 млрд лет) (Шохонова и др., 2010); 6 – долериты даек чайского комплекса участка Хибелен Северного Прибайкалья (1.75 млрд лет) (Донская и др., 2014); 7 – долериты даек Северо-Байкальского дайкового поля неясного возраста, ранее считавшиеся неопротерозойскими (Скляров и др., 2006); 8 – габброиды и долериты довыренского интрузивного комплекса Олокитской зоны (0.73–0.72 млрд лет) (Арискин и др., 2013, 2015). pm – составы нормализованы к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), n – составы нормализованы к составу хондрита (Wakita et al., 1970). СС – континентальная кора (средний состав), DMM – деплетированная МОRВ мантия, ЕМ - обогащенный компонент, IAB - островодужные базальты, N-MORB и Е-MORB – базальты срединно-океанических хребтов (N – нормальный тип, E – обогащенный тип), OIB – базальты океанических островов, ОРВ – базальты океанических плато, РМ – примитивная мантия, RSC – реститовый матери-ал океанической коры, SDC – субдукционный компонент, SZLM – субдукционно-модифицированная литосферная мантия, UCC - верхняя континентальная кора. Точки составов N-MORB, E-MORB, OIB и PM нанесены по (Sun, Mc-Donough, 1989), точка состава IAB по (Dorendorf et al., 2000), точки составов СС и UCC по (Rudnick, Fountain, 1995). Поля на диаграмме (б) (Туркина, Ножкин, 2008): I – базальты островных дуг, II – базальты задугового бассейна Лау, III – базальты океанических плато Онтонг Джава и Броккен Ридж.

о возможном источнике данных пород. На диаграмме Th/Nb–TiO<sub>2</sub>/Yb (Fig. 9a, Pearce et al., 2021) долериты образуют тренд от поля MORB-OPB в поле SZLM (субдукционно-модифицированная литосферная мантия), что может указывать на формирование данных долеритов в результате плавления источника, образованного в результате смешения мантийного компонента, возможно, близкого к OPB (базальты океанических плато) с материалом континентальной коры или литосферной мантии. Расположение точек составов долеритов в поле базальтов океанических плато Онтонг Джава и Броккен Ридж на диаграмме Ce/Nb–Th/Nb (Fig. 96, Saunders et al., 1988) также подтверждает вывод о том, что одним из мантийных компонентов, вовлеченных в источник доле-

ритов, мог быть мантийных источник, близкий по составу к базальтам океанических плато (ОРВ). Отдельно подчеркнем, что в связи с тем, что формирование неопротерозойских долеритов имело место в структуре уже сформированного Сибирского кратона, то речь не идет об океаническом плато, как геодинамической обстановке формирования долеритов. В данном случае, геохимические характеристики долеритов указывают только на состав мантии, подвергшейся плавлению, которая находилась под этой частью кратона, и соответствовала, по-видимому, составу глубинной, возможно астеносферной, мантии, близкой по составу базальтам типа ОРВ. В то же время, все долериты группы 1 обнаруживают отрицательную Nb аномалию на мультиэлементных диаграммах (рис. 6г), отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  (-0.5...-3.9) и на диаграмме Th/Yb-Nb/Yb (Pearce, 2008) располагаются выше поля базальтов N-MORB-E-MORB - ОІВ (рис. 9в). Эти данные указывают на вклад в мантийный расплав либо материала континентальной коры, либо литосферной мантии. Как мы уже показали выше, отмеченные геохимические и изотопные характеристики долеритов не связаны с процессами коровой контаминации, поэтому наиболее вероятным представляется добавление к мантийному источнику типа ОРВ субконтинентального литосферного мантийного источника, с геохимическими характеристиками субдукционных базальтов и низкими значениями отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, который был сформирован при предшествующих становлению кратона субдукционных событиях.

Долериты группы 2 слагают маломощные дайки, располагающиеся как отдельно, так и в непосредственном контакте с более мощными дайками группы 1. Долериты группы 2 характеризуются по сравнению с долеритами группы 1 более высокими концентрациями Th и Nb (рис. 5a), более низкими значениями отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0.512040-0.512073) (рис. 7, 8а, 8б), отрицательными Еи аномалиями на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6в, 8е), высокими значениями отношения (Th/La)<sub>pm</sub>, составляющими 1.64–1.87 (рис. 8г), а также хорошо проявленными отрицательными аномалиями по Nb (Nb/Nb\* = 0.52-0.62). Р и Ti на мультиэлементных диаграммах (рис. 6г). Наименее фракционированные разности долеритов *группы 2* с mg# = 60-63 обнаруживают более низкие концентрации Cr и Ni по сравнению с долеритами группы 1 с близкой магнезиальностью (рис. 4г). Неопротерозойский возраст долеритов данной группы был определен условно на основании расположения одной из даек в прямом контакте с дайкой долеритов группы 1. Однако в пользу близкого возраста долеритов обеих групп может служить тот факт, что на всех дискриминацион-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

ных диаграммах (рис. 8а-8г, 9а-9г) точки составов долеритов группы 2 образуют единый тренд с долеритами группы 1, прослеживающийся в направлении точки состава континентальной коры (рис. 8в, 8г). Кроме того, долериты группы 2 обнаруживают не только более низкие значения  $^{143}$ Nd/ $^{144}$ Nd по сравнению с долеритами группы 1, но и более высокие концентрации SiO<sub>2</sub>, что также свидетельствует в пользу коровой контаминации мантийного источника долеритов группы 2 (рис. 8а). Таким образом, на основании совокупности геохимических и изотопных данных по долеритам группы 2 можно сделать вывод о добавлении материала континентальной коры к веществу их мантийного источника, предположительно единого с долеритами группы 1.

Долериты группы 3, для которых отсутствуют надежные оценки возраста, имеют геохимические и Nd изотопные составы, а также отношения несовместимых элементов сильно отличающиеся от долеритов двух рассмотренных выше групп (рис. 5–9). В частности, для данных пород характерна хорошо проявленная отрицательная Nb аномалия на мультиэлементных диаграммах (Nb/Nb\*= =0.25-0.40) (рис. 6e), отсутствие или положительные Еи аномалии на спектрах распределения РЗЭ (рис. 6д, 8е), низкие значения отношения (Th/La)<sub>pm</sub>, варьирующиеся от 0.29 до 0.71, которые отличаются от пород континентальной коры с  $(Th/La)_{pm} > 1$  (рис. 8г), а также очень низкие значения отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (0.511223-0.511544), не образующие корреляционные тренды ни с SiO<sub>2</sub>, ни с долеритами других групп (рис. 8а). В совокупности, все отмеченные выше геохимические и изотопные характеристики долеритов группы 3 указывают на малую вероятность добавления корового компонента в источник долеритов и являются непосредственными характеристиками их мантийного источника. Проанализированные долериты обнаруживают высокие значения отношения Ce/Nb и на диаграмме Ce/Nb-Th/Nb (Saunders et al., 1988) смещаются в поля субдукционно-связанных магматических источников, в частности, в поле базальтов задуговых бассейнов (рис. 96). Низкие значения отношений некоторых сильнонесовместимых элементов, например, (Th/La)<sub>pm</sub> = 0.56-0.71, (Nb/La)<sub>pm</sub> = 0.21-0.28 близки к базальтам типа ІАВ (рис. 8в, 8г, 9г). На диаграмме Th/Nb–TiO<sub>2</sub>/Yb (Pearce et al., 2021) (рис. 9а) долериты группы 3 образуют вертикальный тренд в поле SZLM (субдукционно-модифицированная литосферная мантия), что в совокупности с индикаторными геохимическими отношениями (Th/La)<sub>pm</sub>, (Nb/La)<sub>pm</sub>, Ce/Nb, Th/Nb может указывать на их формирование в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами. В связи с тем, что субдукционные процессы в пределах Акитканского орогенного пояса Сибирского кратона, породы которого прорывают данные долериты, завершились на временном рубеже около 2.0 млрд лет (Неймарк и др., 1998; Donskaya, 2020), то, вероятно, и субконтинентальная литосферная мантия с надсубдукционными геохимическими характеристиками, которая могла служить источником для данных долеритов, была сформирована в ходе этих субдукционных процессов, предшествовавших формированию Акитканского орогенного пояса и становлению единой структуры Сибирского кратона (Donskaya, 2020).

#### Сопоставление с протерозойскими долеритами Северного Прибайкалья

В настоящее время в Северном Прибайкалье фиксируется три этапа протерозойского базитового магматизма: (1) палеопротерозойский (1.88-1.84 млрд лет), связанный с заключительными стадиями становления Сибирского кратона; (2) позднепалеопротерозойский (~1.75 млрд лет), отражающий стадию внутриконтинетального растяжения; (3) неопротерозойский (~0.72 млрд лет), приведший к отделению Сибирского кратона от суперконтинента Родиния (рис. 16) (Гладкочуб и др., 2007, 2010, 2019; Шохонова и др., 2010; Gladkochub et al., 2010; Ernst et al., 2016; Donskaya, Gladkochub, 2021). На основании геохимических и изотопных данных для палеопротерозойских и позднепалеопротерозойских магматических пород основного состава были расшифрованы их магматические источники. В частности, показано, что источником долеритов комбинированных долерит – риолитовых даек с возрастом 1844 ±  $\pm$  11 млн лет (U–Pb, циркон, SHRIMP) Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса могла быть тугоплавкая часть литосферной мантии метасоматизированная субдукционными флюидами, а источником базальтоидов малокосинской свиты акитканской серии, имеющих возраст приблизительно 1.88 млрд лет, – обогащенная субконтинентальная литосферная мантия (Шохонова и др., 2010). Для позднепалеопротерозойских даек долеритов чайского комплекса Тимптонской крупной магматической провинции предполагается плавление контаминированного континентальной корой мантийного источника (Донская и др., 2014). Что касается неопротерозойских долеритов, то природа источников этих даек до настоящего времени являлась дискуссионной. в связи с тем, что часть даек долеритов, прорывающих породы Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса в районе мыса Заворотный и ручья Сухой, для которых предполагался неопротерозойский возраст (Гладкочуб и др., 2007), оказались палеопротерозойскими образованиями (Шохонова и др., 2010). Еще одним интересным моментом при обсуждении источников долеритов даек Западного Прибайкалья является их сопоставление с неопротерозойскими (0.73-0.72 млрд лет) магматическими породами основного состава довыренского интрузивного комплекса Северного Прибайкалья (рис. 1а), включающего в себя рудоносный (Cu-Ni-ЭПГ) Иоко-Довыренский базитультрабазитовый массив (Арискин и др., 2013, 2015). Важным моментом при такой корреляции является тот факт, что породы довыренского комплекса расположены в пределах Олокитской зоны (Олокитского прогиба), принадлежность которого к Сибирскому кратону или Центрально-Азиатскому складчатому поясу до сих пор является предметом дискуссий (Рыцк и др., 2002; Ковач и др., 2020; Орсоев и др., 2022), что делает нерешенным вопрос о нахождении Олокитской зоны в протерозое в структуре "северобайкальской" части Сибирского кратона.

Представленные в данной работе результаты детального геохимического и изотопного изучения долеритов даек Прибайкальского дайкового поля Западного Прибайкалья позволили провести сравнение геохимических и изотопных характеристик протерозойских магматических пород основного состава Северного и Западного Прибайкалья.

Проанализированные неопротерозойские долериты группы 1 и группы 2 Прибайкальского дайкового поля обнаруживают изотопные и геохимические характеристики, в том числе отношения несовместимых элементов, являющиеся характеристикой источников, существенно отличные от палеопротерозойских базальтоидов и долеритов Северного Прибайкалья как с возрастом 1.88-1.84 млрд лет, так и с возрастом 1.75 млрд лет, что свидетельствуют о их формировании за счет плавления отличного от палеопротерозойских долеритов мантийного источника (табл. 3, рис. 9а–9г, 10). Также неопротерозойские долериты Прибайкальского дайкового поля имеют отличающиеся геохимические и изотопные характеристики и от неопротерозойских магматических пород довыренского комплекса Северного Прибайкалья (табл. 3, рис. 9а–9г, 10).

Что касается долеритов *группы 3*, для которых не был определен возраст, то для них характерны отношения несовместимых элементов близкие долеритам с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (табл. 3) и на дискриминационных диаграммах эти долериты образуют перекрывающиеся поля (рис. 9а–9г). Также отметим, что сходные отношения несовместимых элементов имеют и долериты, относимые ранее к неопротерозойскому Северо-Байкальскому дайковому полю в районе мыса Заворотный оз. Байкал (рис. 9а–9г). Кроме того, точки изотопного состава Nd *группы 3* попадают в



**Рис. 10.** Диаграмма  $\varepsilon_{Nd}(T) - U - Pb$  возраст для протерозойских долеритов и базальтоидов Западного и Северного Прибайкалья. *1* – долериты *группы 1* Прибайкальского дайкового поля; *2* – долериты *группы 2* Прибайкальского дайкового поля; *3* – долериты *группы 3* Прибайкальского дайкового поля: *а* – расчет на возраст 1840 млн лет, *б* – расчет на возраст 715 млн лет; *4* – базальтоиды малокосинской свиты акитканской серии Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (~1.88 млрд лет) (изотопный состав Nd по (Неймарк и др., 1998; Шохонова и др., 2010)); *5* – долериты даек Северо-Байкальского комплекса участка Хибелен Северного Прибайкалья (1.75 млрд лет) (изотопный состав Nd по (Гладкочуб и др., 2007; Донская и др., 2014)); *7* – габброиды и долериты довыренского интрузивного комплекса Олокитской зоны (0.73–0.72 млрд лет) (Арискин и др., 2015).

**Таблица 3.** Геохимические и изотопные характеристики протерозойских магматических пород основного состава Западного и Северного Прибайкалья

Геохимические и изотопные критерии	Долериты <i>группы I</i> (0.72 млрд лет)	Долериты <i>группы 2</i> (0.72 млрд лег?)	Долериты <i>группы 3</i> (1.84 млрд лет?)	Долериты чайского комплекса участка Хибелен (1.75 млрд лет)*	Долериты даек Северо-Байкальского пояса (1.84 млрд лет)**	Базальтоиды малоко-синской свиты (1.88 млрд лет)**	Габброиды и долериты довыренского комплекса (0.73–0.72 млрд лет)***
Ce/Nb	3.13-5.46	2.46-2.89	7.21-9.22	3.48-5.70	5.12-13.20	8.17-12.81	5.19-16.93
Th/Nb	0.14-0.29	0.25-0.31	0.20-0.38	0.31-0.56	0.29-1.20	0.52 - 0.76	0.34-0.92
(Nb/La) <sub>pm</sub>	0.45 - 0.64	0.69-0.82	0.21-0.28	0.35-0.55	0.14-0.38	0.16-0.24	0.12-0.37
(La/Yb) <sub>n</sub>	2.2-3.8	3.5-5.4	5.4-8.3	5.9-7.9	5.5-9.8	7.0-10.0	2.6-6.9
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512304-	0.512040-	0.511223-	0.511643-	0.511268-	0.511261-	0.511457—
	0.512514	0.512073	0.511544	0.511711	0.511552	0.511406	0.511779

Примечания. Химические и изотопные составы по \* (Донская и др., 2014), \*\* (Шохонова и др., 2010), \*\*\* (Арискин и др., 2013, 2015).

поле изотопного состава долеритов с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса при расчете  $\varepsilon_{Nd}(T)$  на 1.84 млрд лет (рис. 10). Таким образом, можно высказать предположение, что изученные долериты группы 3 Прибайкальского дайкового поля и долериты даек Северо-Байкальского дайкового поля, рассматривающиеся ранее как неопротерозойские образования, по всей видимости имеют палеопротерозойский возраст (около 1.84 млрд лет) и принадлежат к Южно-Сибирскому постколлизионному магматическому поясу (Donskaya, Gladkochub, 2021). Teoретически, можно предположить, что долериты группы 3 Прибайкальского дайкового пояса имеют неопротерозойский возраст и были образованы за счет плавления мантийного источника с длительной предысторий, что обеспечило сильно отрицательные значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$  в этих породах при расчете на возраст 715 млн лет (табл. 2, рис. 10). Сопоставление химических и изотопных составов долеритов группы 3 с неопротерозойскими габброидами и долеритами довыренского комплекса Северного Прибайкалья, которые характеризуются значительными отрицательными значениями ε<sub>Nd</sub>(T) (рис. 10) и являлись производными плавления долгоживущей надсубдукционной литосферной мантии (Арискин и др., 2015), не исключает полностью варианта формирования долеритов группы 3 в неопротерозое. Однако породы довыренского комплекса принадлежат отдельной структуре Олокитской зоны (прогиба), располагающейся на значительном удалении от изученных пород Прибайкальского дайкового пояса (рис. 1а). Поэтому идея о том, что долериты группы 3, имеющие близкие изотопные и геохимические характеристики с палеопротерозойскими магматическим породами Байкальского выступа фундамента, имеют палеопротерозойский, а не неопротерозойский возраст, выглядит, на наш взгляд, более предпочтительной.

Трудность разделения разновозрастных даек долеритов в пределах Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона на основе геологических и петрографических данных заключается в том, что все протерозойские дайки имеют близкое северное и северо-восточное простирание, соответствующее направлению Байкальского выступа фундамента (рис. 1), а их основными породообразующими минералами являются клинопироксен и плагиоклаз (Скляров и др., 2006; Гладкочуб и др., 2007; Шохонова и др., 2010; Донская и др., 2014: Donskava, Gladkochub, 2021). В связи с этим геохимические критерии являются основными для отнесения недатированных долеритов Западного и Северного Прибайкалья к одной из выделенных групп (1.88-1.84, 1.75 или 0.72 млрд лет), так как долериты каждой возрастной группы имеют контрастные геохимические характеристики (табл. 3, рис. 9а-9г).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Долериты даек Прибайкальского дайкового поля Байкальского выступа фундамента Сибирского кратона, характеризующиеся близкими структурно-геологическими и минералогическими особенностями, на основании петрографических, геохимических и изотопных данных были разделены на три группы.

В первую группу были объединены среднекрупнозернистые долериты неопротерозойского (715 млн лет) возраста, слагающие относительно мощные (более 5-10 м) дайковые тела. Долериты демонстрируют низкие концентрации Th и Nb, слабо фракционированное распределение РЗЭ при отсутствии или слабовыраженной Еи аномалии, а также отрицательную Nb аномалию на мультиэлементных диаграммах. Для долеритов фиксируются незначительные отрицательные значения  $\varepsilon_{Nd}(T)$ , варьирующиеся от -0.5 до -3.9, и повышенные значения отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, изменяющиеся от 0.512304 до 0.512514. Совокупность геохимических и изотопных данных показывает, что неопротерозойские долериты данной группы могли быть образованы в результате частичного плавления мантийного источника, образованного в результате смешения мантийных компонентов близких по составам к базальтам океанических плато и надсубдукционной субконтинентальной литосферной мантии.

Во вторую группу включены мелкозернистые долериты, предположительно неопротерозойского возраста, слагающие маломощные (1-5 м) дайки, в том числе дайки, располагающиеся в непосредственном контакте с дайками долеритов первой группы. Для пород второй группы характерны более высокие концентрации Th и Nb по сравнению с долеритами первой группы, фракционированное распределение редкоземельных элементов, слабовыраженная отрицательная Еи аномалия, отрицательные аномалии по Nb, P и Ti на мультиэлементных диаграммах, а также отрицательные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , изменяющиеся от -5.3 до -6.0 $(^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512040 - 0.512073)$ . Геохимические и изотопные данные по долеритам второй группы указывают на их возможное формирование в результате плавления мантийного источника, вероятно, единого для долеритов первой и второй групп при добавлении к нему материала континентальной коры.

В третью группу объединены среднезернистые долериты, слагающие отдельные дайковые тела, для которых нет точных данных об их возрасте. Долериты этой группы имеют совокупность геохимических и изотопных характеристик, отличающих их от неопротерозойских долеритов. Долериты третьей группы обнаруживают низкие концентрации Th и Nb, фракционированное распределение редкоземельных элементов, отсутствие или положительную Eu аномалию. Породы характеризуются отрицательными аномалиями по Nb, P, Zr-Hf, Ti на мультиэлементных диаграммах, низкими значениями отношения (Th/La)<sub>pm</sub> и очень низкими значениями отношения <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, варьирующимися от 0.511223 до 0.511544, что указывает на возможное формирование этих долеритов в результате плавления субконтинентальной литосферной мантии, обогащенной субдукционными компонентами.

Сопоставление химических и изотопных составов долеритов Прибайкальского дайкового поля с составами палеопротерозойских долеритов Северного Прибайкалья показало, что долериты первой и второй групп обнаруживают геохимические и изотопные характеристики существенно отличающиеся как от базальтоидов с возрастом 1.88 млрд лет и долеритов с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, так и от долеритов с возрастом 1.75 млрд лет чайского комплекса. Напротив, долериты третьей группы показали геохимические и изотопные характеристики близкие долеритам даек с возрастом 1.84 млрд лет Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, что позволяет допускать палеопротерозойский возраст данных пород и делать выводы о их принадлежности Южно-Сибирскому постколлизионному магматическому поясу. Таким образом, новые данные демонстрируют, как прецизионные геохимические и изотопные характеристики базитов могут быть использованы для решения вопроса об отнесении тех или иных интрузивных образований основного состава к определенным геологическим комплексам, имеющим надежно установленную возрастную позицию.

Авторы благодарны научному редактору журнала и рецензентам за конструктивные замечания, позволившие улучшить качество статьи.

Геохимические и изотопные исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант № 18-17-00101), а геологические исследования при поддержке гранта Правительства Российской Федерации № 075-15-2022-1100. В работе задействовалось оборудование ЦКП "Геодинамика и геохронология" Института земной коры СО РАН в рамках гранта № 075-15-2021-682.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Костицын Ю.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В., Меффре С., Николаев Г.С., Мак-Нил Э., Кислов Е.В., Орсоев Д.А. (2013) Геохронология Довыренского интрузивного комплекса в неопротерозое (Северное Прибайкалье, Россия). *Геохимия*. (11), 955-972.

Ariskin A.A., Kostitsyn Yu.A., Konnikov E.G., Danyushevsky L.V., Meffre S., Nikolaev G.S., McNeill A., Kislov E.V., Orsoev D.A. (2013) Geochronology of the

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

Dovyren Intrusive Complex, Northwestern Baikal Area, Russia, in the Neoproterozoic. *Geochemistry International*. **51**(11), 859-875.

Арискин А.А., Данюшевский Л.В., Конников Э.Г., Маас Р., Костицын Ю.А., Мак-Нил Э., Меффре С., Николаев Г.С., Кислов Е.В. (2015) Довыренский интрузивный комплекс (Северное Прибайкалье, Россия): изотопно-геохимические маркеры контаминации исходных магм и экстремальной обогащенности источника. *Геология и геофизика*. **56**(3), 528-556.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Станевич А.М., Скляров Е.В., Пономарчук В.А. (2007) Комплексы-индикаторы процессов растяжения на юге Сибирского кратона в докембрии. *Геология и геофизика.* **48**(1), 22-41.

Гладкочуб Д.П., Писаревский С.А., Эрнст Р., Донская Т.В., Седерлунд У., Мазукабзов А.М., Хейнс Дж. (2010) Крупная магматическая провинция (КМП) с возрастом ~1750 млн лет на площади Сибирского кратона. *ДАН*. **430**(5), 654-657.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р.Е., Седерлунед У. Мазукабзов А.М., Шохонова М.Н. (2019) Расширение ареала Тимптонской крупной магматической провинции (~1.75 млрд лет) Сибирского кратона. *Геодинамика* и тектонофизика. **10**(4), 829-839.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Шохонова М.Н., Мазукабзов А.М. (2014) Особенности составов и источники расплавов позднепалеопротерозойских базитов Северного Прибайкалья. *Геология и геофизика*. **55**(11), 1615-1634.

Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Кузнецов А.Б., Ван К.-Л., Чун С.-Л. (2020) Возраст детритового циркона и источники сноса терригенных пород Олокитской зоны (Северное Прибайкалье). Доклады Российской Академии наук. Науки о Земле. **493**(2), 36-40.

Мехоношин А.С., Эрнст Р., Седерлунд У., Гамильтон М.А., Колотилина Т.Б., Изох А.Э., Поляков Г.В., Толстых Н.Д. (2016) Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона). *Геология и геофизика*. **57**(5), 1043-1057.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. (1998) Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса. *Петрология*. **6**(4), 139-164.

Орсоев Д.А., Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Бадмацыренова Р.А., Дриль С.И., Посохов В.Ф. (2022). Неопротерозойские метабазальты тыйского комплекса Олокитского рифтогенного прогиба (Байкало-Муйский пояс): состав, U-Pb возраст, изотопно-геохимическая характеристика, геодинамические следствия. *Геология и геофизика*. **63**(7), 915-934.

Попов Н.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Постников А.А., Тимофеев В.Ф., Березкин В.И., Ларин А.М., Федосеенко А.М., Яковлева С.З. (2012) Диабазы куранахского комплекса западной части Алдано-Станово-
го щита: возраст и тектоническое положение. ДАН. **442**(3), 365-368.

Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В. (2002) Олокитская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрохимические данные. *Геотектоника*. (1), 29-41.

Скляров Е.В. (ред.) (2006) Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 367 с.

Туркина О.М., Ножкин А.Д. (2008) Океанические и рифтогенные метавулканические ассоциации зелено-каменных поясов северо-западной части Шарыжалгайского выступа, Прибайкалье. *Петрология*. **16**(5), 501-526.

Шохонова М.Н., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П. (2010) Палеопротерозойские базальтоиды Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса Сибирского кратона: возраст и петрогенезис. *Геология и геофизика*. **51**(8), 1049-1072.

Эрнст Р.Е., Округин А.В., Веселовский Р.В., Камо С.Л., Гамильтон М.А., Павлов В.Э., Сёдерлунд У., Чемберлейн К.Р., Роджерс К. (2016) Куонамская крупная изверженная провинция (север Сибири, 1501 млн лет): U-Pb геохронология, геохимия и корреляция с синхронным магматизмом других кратонов. *Геология и геофизика*. **57**(5), 833-855.

Donskaya T.V. (2020) Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Res.* **348**, 105869.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P. (2021) Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview. *Precambrian Res.* **367**, 106447.

Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G. (2000) Hydrated sub-arc mantle: a source for the Klyuchevskoy volcano, Ka-mchatka/Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.* **175**, 69-86.

Ernst R.E., Buchan K.L., Hamilton M.A., Okrugin A.V., Tomshin M.D. (2000) Integrated paleomagnetism and U–Pb geochronology of mafic dikes of the eastern Anabar Shield region, Siberia: implications for Mesoproterozoic paleolatitude of Siberia and comparison with Laurentia. *J. Geol.* **108**(4), 381-401.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nat. Geosci.* **9**(6), 464-469.

Evans D.A.D., Veselovsky R.V., Petrov P.Yu., Shatsillo A.V., Pavlov V.E. (2016) Paleomagnetism of Mesoproterozoic margins of the Anabar Shield: A hypothesized billion-year partnership of Siberia and northern Laurentia. *Precambrian Res.* **281**, 639-655.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. (2009) Palaeoproterozoic to Eoarchaean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* **323**, 127-143. Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V., Ernst R.E., Wingate M.T.D., Söderlund U., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Hamilton M.A., Hanes J.A. (2010) Proterozoic mafic magmatism in Siberian craton: An overview and implications for paleocontinental reconstruction. *Precambrian Res.* **183**, 660-668.

Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Pisarevsky S.A., Salnikova E.B., Mazukabzov A.M., Kotov A.B., Motova Z.L., Stepanova A.V., Kovach V.P. (2021) Evidence of the latest Paleoproterozoic (~1615 Ma) mafic magmatism the southern Siberia: extensional environments in Nuna supercontinent. *Precambrian Res.* **354**, 106049.

Ivanov A.V., Levitskii I.V., Levitskii V.I., Corfu F., Demonterova E.I., Reznitskii L.Z., Pavlova L.A., Kamenetsky V.S., Savatenkov V.M., Powerman V.I. (2019) Shoshonitic magmatism in the Paleoproterozoic of the south-western Siberian Craton: An analogue of the modern post-collision setting. *Lithos.* **328–329**, 88-100.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 137-150.

Jensen L.S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines, Miscellaneous Pap.

LeBas M.J., Lemaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Petrol.* **27**(3), 745-750.

Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A., Spencer K.J., Pringle M. (1993) Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau. In: *The Mesozoic Pacific: Geology, Tectonics, and Volcanism.* Washington, D.C.: AGU. Geophys. Monogr. Ser. 77, 233-261.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V., Markova V.V., Sandimirova G.P. (2003) Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion. *Spectrochim. Acta, Part B.* **58**(2), 341-350.

Pearce J.A. (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos.* **100**, 14-48.

Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C. (2021) LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record. *Lithos.* **392–393**, 106068.

Pin C., Santos-Zalduegui J.F. (1997). Sequential separation of light rare- earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks. *Analytica Chimica Acta*. **339**, 79-89.

Romanov M., Sovetov Ju.K., Vernikovsky V.A., Rosenbaum G., Wilde S.A., Vernikovskaya A.E., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I. (2021) Late Neoproterozoic evolution of the southwestern margin of the Siberian Craton: evidence from sedimentology, geochronology and detrital zircon analysis. *Int. Geol. Rev.* **63**(13), 1658-1681.

Rudnick R.L., Fountain D.M. (1995) Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics.* **33**, 267-309.

Savelev A.D., Malyshev S.V., Savatenkov V.M., Ignatov D.D., Kuzkina A.D. (2020) Meso-Neoproterozoic Mafic Sills along the South-Eastern Margin of the Siberian Craton, SE Yakutia: Petrogenesis, Tectonic and Geochemical Features. *Minerals.* **10**, 805.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. (1988) Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: Trace element constraints. *J. Petrol. (Special Lithosphere Issue)*, 415-445.

Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Menshagin Yu.V., Watanabe T., Pisarevsky S.A. (2003) Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif (southern Siberian craton). *Precambrian Res.* **122**, 359-376.

Sun S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes Basins. In *Magmatism in the oceanic* 

basins (Eds. Saunders A.D., Norry M.J.). Geol. Soc. London, Spec. Publ. 42, 313-345.

Villa I.M., Holden N.E., Possolo A., Ickert R.B., Hibbert D.B., Renne P.R. (2020) IUPAC-IUGS recommendation on the half-lives of <sup>147</sup>Sm and <sup>146</sup>Sm. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **285**, 70-77.

Wakita H., Schmitt R.A., Rey P. (1970) Elemental abundances of major, minor, and trace elements in Apollo 11 lunar rocks, soil and core samples. *Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference*, 1685-1717.

Wingate M.T.D., Pisarevsky S.A., Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Konstantinov K.M., Mazukabzov A.M., Stanevich A.M. (2009) Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography. *Precambrian Res.* **170**(3–4), 256-266.

# ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ИЗ РАЗНЫХ ТИПОВ ПРОМЫШЛЕННЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ВЕРНИНСКОЕ (БОДАЙБИНСКИЙ РАЙОН, РОССИЯ)

© 2023 г. А. А. Котов<sup>а, \*</sup>, В. Ю. Прокофьев<sup>а, \*\*</sup>, А. В. Волков<sup>а</sup>, Т. М. Злобина<sup>а</sup>, К. Ю. Мурашов<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

\*e-mail: kotovaleksey@gmail.com \*\*e-mail: vpr2004@rambler.ru Поступила в редакцию 29.05.2022 г. После доработки 17.11.2022 г. Принята к публикации 17.11.2022 г.

Изучены флюидные включения в кварце разных промышленных типов руд (прожилково-вкрапленном и жильном) месторождения золота Вернинское. Обнаружены заметные различия в величине некоторых физико-химических параметров и составе флюидов для разных типов руд. Флюиды, формировавшие золотоносные жилы, имеют несколько более высокую начальную температуру ( $356-246^{\circ}$ C), более высокую плотность углекислоты в газовых включениях ( $1.00-0.84 \text{ г/см}^3$ ) и более высокое флюидное давление (3170-1390 бар), по сравнению с флюидами, формировавшими прожилково-вкрапленные руды (температура  $330-252^{\circ}$ C, плотность CO<sub>2</sub> 0.87–0.54 г/см<sup>3</sup>, давление 1960–570 бар). Флюиды, образовавшие жилы, обогащены CO<sub>2</sub>, Sr, Ag, Ga, Ge, Mn, Fe, Ni, Sn, Ba,

РЗЭ, а флюиды, формировавшие прожилково-вкрапленную минерализацию, обогащены HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Br, Sb, V, Au. Полученную картину можно объяснить взаимодействием глубинного флюида с вмещающими терригенными породами в процессе рудоотложения. При формировании жильного кварца в относительно мощных трещинах флюид в меньшей степени изменял свои параметры при взаимодействии с вмещающими породами, чем при формировании кварца прожилково-вкрапленных руд, в узких трещинах. То есть, начальные параметры флюида, формировавшего жильный кварц, ближе всего к характеристикам флюида, осуществлявшего транспорт рудных компонентов, а сравнение этих данных с параметрами флюидов, формировавших прожилково-вкрапленную минерализацию, показывают их изменение в ходе рудоотложения. Сделан вывод об глубинном источнике минералообразующих флюидов и возможном участии в процессе минералообразования флюидов, связанных с гранитоидами.

Ключевые слова: месторождения золота в терригенных породах, флюидные включения, минералообразующий флюид, гранитоиды

DOI: 10.31857/S0016752523040076, EDN: JKYCSZ

Вернинское месторождение золота расположено в Бодайбинском золоторудном районе Ленской золотоносной провинции и находится в пределах Вернинско-Невского рудного поля, которое входит в Маракано-Тунгусский рудно-россыпной узел. Руды месторождения представлены двумя типами промышленной золотой минерализации: кварцсульфидным прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным. Локализация рудных тел этих типов пространственно совмещена в толще метаморфизованных терригенно-карбонатных пород неопротерозойского возраста, за исключением жильной зоны Первенец, обособленной в системе разломов. По минеральному составу месторождение относится к кварцевой малосульфидной формации пирит-арсенопиритового типа (содержание сульфидов не превышает 3–5% (Мартыненко и др., 2017)).

Необходимо отметить, что в пределах Бодайбинского рудного района сосредоточена группа золоторудных месторождений, однако значительная часть ресурсов золота приурочена к сверхкрупному месторождению Сухой Лог (>1500 т Au). Второе по ресурсам в регионе — крупное месторождение золота Вернинское, общие запасы которого утверждены ФБУ ГКЗ Роснедра в 2015 г. в 328.3т Au (Мартыненко и др., 2017).

Несмотря на длительную историю изучения золоторудных месторождений Бодайбинского рудного района, проблема их происхождения до сих пор остается дискуссионной. Среди основных точек зрения на генезис месторождений выделяется метаморфогенно-гидротермально-осадочная гипотеза, которая предполагает, что формирование месторождений связано с перераспределением осадочного золота под действием процессов регионального метаморфизма (Буряк, 1982; Буряк и др., 1997; Large et al., 2007). Другая гипотеза предполагает, что золотые месторождения района формировались в связи с палеозойским орогенезом и связанным с ним метаморфизмом (Шер, 1974; Дистлер и др., 1996; Кучеренко и др., 2012). Так же имеется полигенная метаморфогенно-плутоногенная гипотеза, связывающая образование золоторудных месторождений района с процессами тектоно-магматической активизации (Рундквист, 1997; Крупные..., 2006). В современных публикациях месторождения золота Бодайбинского района обычно рассматриваются как месторождения золота в терригенных породах или орогенные месторождения золота (Yakubchuk et al., 2014; Goldfarb et al., 2014; Yudovskaya et al., 2016; Prokofiev et al., 2019; Chugaev et al., 2022, и др.).

В данной статье приведены новые данные по параметрам и составу рудообразующих флюидов, сформировавших два типа руд Вернинского месторождения.

# ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геолого-тектоническая позиция месторождения Вернинское, расположенного в северной части Байкало-Патомского пояса (БПП), отделенного от Сибирской платформы Акиткано-Джербинским и Жуинским краевыми глубинными разломами, показана на рис. 1. Месторождение расположено в пределах Бодайбинского синклинория, формирование терригенных формаций которого завершилось в неопротерозое (Рыцк и др., 2011). Покровно-складчатое сооружение черносланцевых толщ синклинория, метаморфизованных до зеленосланцевой фации и смятых в складки более высокого порядка субширотного простирания, осложнено системой субширотных надвигов (Русинов и др., 2008).

Гранитоидные массивы (421 ± 15 млн лет (Зорин и др., 2008)), сформировавшиеся после складчатости, в основном обнажены в периферийной части Бодайбинского синклинория. Однако, по геофизическим данным, на глубине 6 км предполагается наличие ряда не выходящих на поверхность массивов гранитоидов (Distler et al., 2004), для которых информация о возрасте отсутствует. Непосредственно в пределах Вернинско-Невского рудного поля выходов магматических пород не обнаружено. Ближайший интрузив – Кон-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

стантиновский шток — расположен в 6 км северозападнее рудного поля и представляет собой локальный выход палеозойских гранитоидов (303 + + 3 млн лет (Рыцк и др., 2021)).

Главной рудовмещающей структурой месторождения является Вернинская антиклиналь второго порядка субширотного простирания, опрокинутая на юг (рис. 2), в пределах которой ритмично переслаиваются метаморфизованные отложения аунакитской свиты верхнего протерозоя. Строение Вернинской антиклинали осложнено дислокационными зонами складчатых и разрывных нарушений.

Основной, по значению и масштабу распространения, тип золотой минерализации — прожилково-вкрапленный кварц-сульфидный представлен тремя рудными зонами, приуроченными к зонам смятия в наиболее деформированных участках антиклинали. Сульфидная минерализация представлена арсенопиритом и пиритом, иногда с кварцем.

Рудные тела Вернинского месторождения локализованы в породах нижней и средней подсвиты аунакитской свиты. Основная рудовмещающая толща — нижняя подсвита аунакитской свиты (PR<sub>3</sub>au<sub>1</sub>) мощностью 170—300 м, разделена на три пачки и вскрыта в ядре антиклинали в северовосточной и центральной частях площади.

Отложения первой пачки ( $PR_3 au_1^1$ ) представлены, в основном, серицит-кварцевыми песчаниками. Вторая пачка нижней подсвиты аунакитской свиты ( $PR_3 au_1^2$ ) вскрывается лишь на северо-восточном фланге рудного поля и на глубоких горизонтах, где слагает ядро Вернинской антиклинали. Она характеризуется ритмичным переслаиванием углеродистых филлитовидных сланцев, алевролитов и слюдисто-кварцевых песчаников. В пределах пачки выявлена кварцевожильная зона Центральная. Третья пачка нижней подсвиты ( $PR_3 au_1^3$ ) представлена ритмичным переслаиванием горизонтов флишоидов, слагаемых преимущественно темноцветными углеродистыми филлитовидными сланцами и песчаниками, включая горизонт известковистых песчаников, который служит маркирующим горизонтом структуры складки. Суммарная мощность пачки – 300– 400 м, она вмещает зоны прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализации с заключенными в них рудными зонами №№ 1 и 2.

Средняя подсвита аунакитской свиты (PR<sub>3</sub>au<sub>2</sub>), мощностью 140–200 м, сложена толщей флишоидных пород, представленных переслаиванием филлитовидных и кварц-серицитовых сланцев (60–70%) с мелкозернистыми карбонат–серицит–кварцевыми, реже кварцитовидными песчаниками (25–40%). Породы подсвиты широко



**Рис. 1.** Позиция Бодайбинского синклинория и месторождения Вернинское в Байкало-Патомском поясе (БПП) (по Рыцк и др., 2011 с добавлением). *1* – Сибирский кратон, *2* – Байкало-Муйский внутренний пояс, *3* – выступы раннедокембрийского фундамента, *4* – прибайкальский краевой прогиб, *5* – неопротерозойские континентальные рифты (Олокитский) и эпикратонные прогибы (Мамский, Патомский), *6* – Бодайбинская впадина, *7* – границы тектонических подразделений и разрывные нарушения, *8* – маркирующая толща низкокалиевых платобазальтов и продуктов размыва древней коры выветривания в структурах неопротерозойских рифтов и прогибов, *9* – Позиция месторождения Вернинского. На врезке: *1* – Сибирский кратон, *2* – БМП, *3* – БПП, *4* – Баргузинский супертеррейн, *5* – Бодайбинский синклинорий, *6* – позиция месторождения Вернинское, *7* – разломы.

развиты в пределах рудного поля, слагая ядра и крылья синклинальных структур подчиненного порядка. По минеральным ассоциациям, метасоматически преобразованные породы аунакитской свиты можно отнести к березитоподобным. Однако существенным отличием от березитизации является отсутствие околожильного окварцевания, типичного для березитов парагенезиса и слабо щелочной характер раствора (Русинов и др., 2008).

Кварцево-жильная минерализация проявлена в зонах разрывных тектонических нарушений, после формирования складчатости. Активизация глубинных северо-северо-западных разломов выявленных по геофизическим данным, привело к синрудным деформациям покровно-складчатой толщи, что обусловило формирование флюидо-проводящей структуры (Котов и др., 2016).

На месторождении выделяются жильные зоны (Первенец, Центральная, Южная, Северная) субширотного простирания и отдельные кварцевые жилы субширотного, северо-западного и субмеридионального простираний. Кварцевые жилы на 95–99% состоят из молочно-белого кварца, в котором часто присутствуют ксенолиты вмещающих пород, гнезда карбонатов (кальцит, анкерит), а также мусковита. В кварце из кварцевых жил месторождения не проявлены следы наложенных послерудных процессов. Кварцевые зерна не несут следов послерудных деформаций в краевых зонах и в ядре (рис. 3). Из рудных мине-



**Рис. 2.** Схематическая карта Вернинского месторождения с рудными зонами (по Мартыненко и др., 2017, с добавлениями). *1*–6 – метаморфизованные осадочные породы свит: *1* – Ангарской (PR<sub>3</sub>an), *2* – Вачской (PR<sub>3</sub>vc), *3*–6 – Аунакитской (PR<sub>3</sub>au): *3*, *4*, *5* – чередование высокоуглеродистых филлитовых сланцев, слабоуглеродистых алевролитов, песчаников; *6* – горизонт известняков; *7* – жильная зона Первенец, *8* – разрывные нарушения, выявленные по геофизическим данным *9* – зоны прожилково-вкрапленных руд.

ралов, наиболее характерны арсенопирит, пирит, реже сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды и самородное золото (пробность 920–970‰) (Мартыненко и др., 2017).

Возраст минералообразования месторождения Вернинское, определенный по изотопным соотношениям Rb и Sr в образцах пород и вкрапленно-прожилковых сульфидных руд, изменяется от  $434 \pm 4$  до  $440 \pm 8$  млн лет (Chugaev et al., 2022). Данные о возрасте кварцевых жил Вернинского месторождения отсутствуют. Имеются оценки возраста вкрапленно-прожилковых и кварцевожильных руд месторождения Сухой Лог, расположенного в 12 км от месторождения Вернинское, в Хомолхинской свите ( $PR_3hm_1$ ) Бодайбинского синклинория, которые составляют 425 ± 9 и 321 ± 14 млн лет соответственно (Laverov et al., 2007).

# ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Авторами работы была изучена представительная коллекция руд и пород месторождения Вер-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023



**Рис. 3.** Рудный кварц месторождения Вернинское. а – гнездовые скопления золота в кварце. б – крупнокристаллический агрегат кварца, николи скрещены, в – крупнокристаллический агрегат кварца из жилы, г – крупнокристаллический агрегат кварца, николи скрещены.

нинское — 30 образцов, отобранных в карьере месторождения из рудных тел № 1, № 2 и жильной зоны Первенец, а также из керна скважин из слепого рудного тела № 3. Пробы отбирались из прожилково-вкрапленных и жильных руд, а также из вмещающих пород на удалении от них.

Микротермометрические исследования индивидуальных флюидных включений проводились в лаборатории геохимии ИГЕМ РАН с использованием микротермокамеры THMSG-600. Комплекс позволяет в режиме реального времени производить измерения температур фазовых переходов внутри включений в температурном интервале от -196 до 600°С, наблюдать за ними при больших увеличениях и получать электронные микрофотографии. Солевой состав растворов определялся по температурам эвтектик (Борисенко. 1977). Концентрация солей в растворе включений оценивалась по температурам плавления газгидратов (Collins, 1979). Концентрации углекислоты и метана в растворе оценивались также из объемных соотношений фаз и плотностей углекислоты и метана в газовой фазе. Давление оценивалось для гетерогенного флюида по пересечению изохоры и изотермы. Оценка концентраций солей и давлений флюида проводились с использованием программы FLINCOR (Brown, 1989). Точность определения температур гомогенизации ФВ составляла  $\pm 1.0^{\circ}$ С, температур эвтектики  $\pm 1.5^{\circ}$ С, температур плавления льда и газгидратов, а также температур гомогенизации углекислоты  $\pm 0.1^{\circ}$ С, плавления углекислоты  $\pm 0.5^{\circ}$ С, расчета солености  $\pm 0.1$  мас. %-экв. NaCl, расчета плотностей флюида  $\pm 0.01^{\circ}$ С, оценки давлений  $\pm 5$  бар.

Валовый анализ состава флюидов включений был выполнен из навесок 0.5 г класса -0.5 + 0.25 мм мономинеральных фракций кварца и сфалерита в ЦНИГРИ (аналитик – Ю.В. Васюта) по методике, опубликованной в работе (Кряжев и др., 2006). Включения в кварце вскрывали термически при 500°С. Методом газовой хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-100) определяли количество воды для расчета концентраций элементов в гидротермальном растворе. Анализировались также углекислота, метан и углеводороды. После приготовления водных вытяжек в растворе методом ионной хроматографии (хроматограф ЦВЕТ-3006, чувствительность 0.01 мг/л) определяли Cl, SO<sub>4</sub> и F, методом ICP MS (масс-спектрометр Elan-6100) -К, Na, Ca, Mg и другие элементы.

# РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Изучены образцы кварца из прожилкововкрапленных руд и жил месторождения Вернинское. В кварце из пяти проб были обнаружены флюидные включения размером более 10 мкм, пригодные для микротермометрических исследований. По фазовому составу при комнатной температуре первичные включения полразлелены на 3 типа (рис. 4): 1) углекислотно-водные флюидные включения; 2) газовые флюидные включения, заполненные плотной углекислотой с небольшой каймой водного раствора, и 3) двухфазовые газово-жидкие включения водно-солевых растворов. Среди флюидных включений в соответствии с известными критериями (Реддер, 1987) были выделены первичные, первично-вторичные и вторичные флюидные включения. К первичным отнесены флюидные включения, равномерно распределенные в объеме минерала-хозяина, либо приуроченные к зонам роста. Вторичными считались включения, приуроченные к секущим минерал-хозяин микро-трещинам. Первично-вторичные флюидные включения приурочены к микро-трещинам, не достигающим внешних границ кристаллов и зерен, а по фазовому наполнению аналогичны первичным включениям. Нередко встречаются ассоциации газовых включений с углекислотно-водными включениями, что свидетельствует о гетерогенном состоянии минералообразующего флюида. Такие ассоциации захватываются на линии двухфазового равновесия, и температуры гомогенизации углекислотно-водных флюидных включений совпадают с температурами захвата включений (Реддер, 1987).

Получены данные исследования флюидных включений в кварце для обоих типов промышленных руд месторождения (табл. 1, 2, рис. 5–7).

По данным изучения более 100 индивидуальных флюидных включений в кварце *прожилкововкрапленных руд* (табл. 1, рис. 5), температуры гомогенизации первичных и первично-вторичных флюидных включений типа 1 в кварце изменяются в интервале температур от 252 до 330°С. Концентрация солей в растворе флюидных включений этого типа составляет 4.0–8.1мас. %-экв. NaCl. Концентрация углекислоты в рудообразующем флюиде достигала 1.4–8.6 моль/кг р-ра, а метана 0.7– 1.0 моль/кг р-ра. Плотность углекислотно-водного флюида 0.88–1.04 г/см<sup>3</sup>. Судя по величине температуры эвтектики (от –25 до –32°С), в рудообразующих флюидах среди солей преобладали хлориды и гидрокарбонаты натрия, магния и железа.

Гомогенизация углекислоты во флюидных включениях типа 2, сингенетичных включениям 1 типа, происходит в жидкую фазу при температурах от +9.3 до +30.8°С. Плавление углекислоты

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

наблюдается в интервале температур от -56.9 до -64.7°С. Температуры плавления ниже температуры плавления чистой углекислоты (-56.6°С) связаны с наличием в ней примесей метана или азота. Плотность углекислоты изменяется от 0.54 до 0.87 г/см<sup>3</sup>.

Давление флюида оценивалось для ассоциаций флюидных включений типов 1 и 2 в кварце, захватывавшихся в периоды гетерогенизации флюида. Оно рассчитывалось методом пересечения изохор и изотерм для всего интервала плотностей углекислотного флюида и температур гомогенизации включений типа 1 в кварце прожилково-вкрапленных руд (рис. 6). Величина давления изменяется от 570 до 1960 бар при изменении температур от 252 до 330°C.

Вторичные включения типа 3 гомогенизируются при температуре 261°С. Они содержат водный раствор, в котором преобладают хлориды натрия, железа и кальция (температура эвтектики – 26°С) с концентрацией солей 5.3 мас. %-экв. NaCl. Плотность водного флюида 0.83 г/см<sup>3</sup>.

Химический состав растворов из флюидных включений в кварце *прожилково-вкрапленных руд* Вернинского месторождения приведен в табл. 2 и на рис. 7. Во флюиде среди катионов главную роль играют (г/кг H<sub>2</sub>O): Na (6.7), а K (0.22) и Mg (0.11) находятся в подчиненном количестве. Установлено наличие таких компонентов, как (г/кг H<sub>2</sub>O): Cl<sup>-</sup> (1.2), HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (16.5), CO<sub>2</sub> (209) и CH<sub>4</sub> (0.2), а также B (0.3) и Br (0.5). Кроме того, в составе флюида выявлены многие микрокомпоненты (мг/кг H<sub>2</sub>O): As (146), Li (16), Rb (0.5), Cs (1.6), Sr (0.9), Mo (0.09), Ag (0.12), Sb (38.9), Zn (7.0),

Cd (0.2), Bi (0.01), Ga (0.2), Ge (1.03), Fe (12.2), Co (0.17), Ni (0.6), V (3.2), Cr (0.2), Y (0.05), Zr (0.03), W(0.73), Au (0.124), Tl (0.012) µ REE (0.06).

По данным изучения около 200 индивидуальных флюидных включений (табл. 1, рис. 5) температуры гомогенизации первичных и первичновторичных флюидных включений типа 1 в *кварце из рудных жил* изменяются в интервале температур от 246 до 356°С. Концентрация солей в растворе флюидных включений этого типа 1.4—7.5 мас. %-экв. NaCl. Концентрация углекислоты во флюиде достигала 1.4—8.1 моль/кг р-ра, а метана 0.2—1.2 моль/кг р-ра. Плотность углекислотно-водного флюида 0.81—1.05 г/см<sup>3</sup>. Судя по величине температуры эвтектики (от -25 до  $-32^{\circ}$ С), в рудообразующих флюидах среди солей преобладали хлориды и гидрокарбонаты натрия, магния и железа.

Гомогенизация углекислоты во флюидных включениях типа 2, сингенетичных включениям 1 типа, происходит в жидкую фазу при температурах от -13.7 до +12.5°С. Плавление углекислоты наблюдается в интервале температур от -57.9



**Рис. 4.** Флюидные включения в кварце Вернинского месторождения. а, 6 -углекислотно-водные типа 1 (a  $+25^{\circ}$ C,  $6 - +3^{\circ}$ C), в, г -газовые типа 2 (a  $+20^{\circ}$ C,  $6 - -15^{\circ}$ C), д, е -двухфазовые водно-солевые. Масштаб 10 мкм.

Таблица 1.	Результаты м	икро	термометри	ческих иссле	дований ин,	дивидуальных	флюидных вклі	очений в кв	арце золоть	к руд месторс	идения Вери	нинское
N≙ IIpo-6ы	Тип включе- ний(*)	и	Trom., °C	T∋BT., °C	<i>Т</i> пл. льда, °C	<i>Т</i> пл. СО <sub>2</sub> , °С	Tгом. CO <sub>2</sub> , °C	<i>Т</i> пл. газг., °С	С солей, мас. % экв. NaCl	С СО <sub>2</sub> моль/кг р-ра	С СН <sub>4</sub> моль/кт p-pa	d, r/cm <sup>3</sup>
					Кварц	из прожилково	-вкрапленных р	ДУД				
B10/32	1П	53	330–286	-2532	-3.85.5	-57.158.4	0.910.2 <b>Ж</b>	8.7-10.6	5.4-4.0	8.6-8.0	1.0 - 0.9	1.00 - 1.04
	2П	10	I	I	I	-56.959.5	9.330.8 Ж	I	I	I	Ι	0.54-0.87
	1 П–В	12	258-252	-30	-4.0	-60.8	−2.7 T	10.8	6.1	1.4	0.7	0.88
	2 П-В	2	Ι	Ι	I	-64.7	Ж 6.11	7.9	I	I	I	0.85
	2 B	8	I	I	I	-57.459.1	7.928.1 F	I	Ι	I	I	I
B14/21	1П	12	329–276	-2731	-3.75.2	-58.158.4	5.79.8 Ж	9.3-10.0	5.9-8.1	6.0–7.3	0.7-0.9	1.01 - 1.04
	2П	5	Ι	Ι	I	-57.257.7	10.128.5 <b>Ж</b>	Ι	I	I	I	0.64-0.86
	2 B	3	Ι	I	I	-57.3	24.4 Γ	I	Ι	I	I	0.24
	3 B	3	261	-26	-3.3	I	I	I	5.3	I	I	0.83
						Жильный	кварц					
B14/17	1П	46	300-273	-2932	-3.44.6	-58.459.0	0.413.0 <b>X</b>	8.8-10.0	1.4–6.1	3.3–7.3	0.3-0.8	1.00 - 1.05
	2П	16	I	I	I	-57.659.6	-2.45.9 Ж	I	I	I	I	0.89-0.94
	2 B	3	I	I	I	-57.6	28.3 T	I	I	I	I	0.30
	3 B	18	192-136	-2632	-3.43.5	I	I	I	5.5-5.6	I	Ι	0.92-0.97
B14/41	1П	24	356-307	-2730	-4.15.0	-57.560.2	1.47.4 <b>X</b>	8.7-10.6	5.1-4.7	8.1-5.6	0.9-0.6	1.02-1.05
	2П	13	Ι	Ι	I	-57.4	2.1 <b>X</b>	Ι	Ι	I	Ι	0.92
	1 П—В	19	259–246	-26	-2.9	Не опр.	15.2 T	8.7	4.4	2.0	9.0	0.87
	1 B	4	179	-31	-3.4	-58.0	28.5 <b>Ж</b>	7.8	5.0	2.3	0.2	1.03
	3 B	3	143	-33	-3.1	I	I	I	5.0			0.96
$\Pi 14/4$	1П	26	301-272	-2530	-3.74.8	-57.260.6	—13.5 24.5 Ж	9.0-11.8	1.6-7.5	5.9–7.1	0.7 - 1.1	0.98 - 1.04
кварц зоны Первенец	12П	14	I	I	I	-57.959.4	—13.712.5 Ж	I	I	I	I	0.84 - 1.00
	1 П—В	5	272	-29	-3.7	-59.7	—41.7 Г	12.0	5.9	1.4	1.2	0.81
	3 B	3	145	-28	-3.9	I	I	Ι	6.2	Ι	I	0.97
Примечани: вично-втори	$(*)^{(*)} 1 - yr \pi e K $ $(*)^{(*)} 1 - yr \pi e K $	нгопли	но-водно-сол ые. Г – гомог	севые; 2 – газ сенизация угл	овые, 3 – газс іекислоты в г	ово-жидкие водо аз, Ж – в жидко	но-солевых раст ость. <i>n</i> — количес	воров. Генеті гво включен	ический тип ий. <i>Т</i> гом – те	включений. П емпература гом	<ul> <li>первичные, логенизации,</li> </ul>	П-В – пер- Тэвт. – тем-
пература эв.	тектики, Тпл -	– TeMI	пература план	зления, С – с	оленость, d –	- плотность флк	оида.					

# ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ИЗ РАЗНЫХ ТИПОВ

ГЕОХИМИЯ

том 68 Nº 5 2023 515

V	Жильный	Прожилково-			
компонент	B14/41	вкрапленный В10/32			
М	акрокомпоненты,	г/кг воды			
$CO_2$	265.4	208.5			
CH₄	0.16	0.18			
Cl-	1.24	1.24			
HCO	8.56	16.47			
Na	3.07	6 70			
K	0.08	0.215			
к Са	0.00	-			
Ca Mg	0.20	0.11			
Muu		-3 p/vp portu			
МИК Р.		/ Т/КГВОДЫ   460.4			
DI A a	04.0	400.4			
As L:	134.5	146.4			
Li	26.5	16.1			
B	268.7	282.9			
Rb	0.85	0.53			
Cs	1.03	1.62			
Sr	17.5	0.88			
Мо	_	0.09			
Ag	1.86	0.12			
Sb	8.85	38.9			
Zn	14.3	7.02			
Cd	—	0.19			
Pb	0.22	-			
Bi	_	0.01			
U	0.03	_			
Ga	1.01	0.21			
Ge	1.89	1.03			
Mn	36.5	_			
Fe	38.1	12.2			
Co	0.30	0.17			
Ni	5.81	0.60			
V	0.92	3.21			
Cr	0.71	0.21			
Y	—	0.05			
Zr	_	0.03			
Sn	6.2	_			
Ba	5.36				
W	0.37	0.73			
Au	0.031	0.124			
Tl	0.016	0.012			
REE	0.404	0.062			
K/Rb	94	406			

**Таблица 2.** Химический состав рудообразующих флюидов в жильном и прожилково-жильном типах руд Вернинского месторождения

до –59.6°С. Температуры плавления ниже температуры плавления чистой углекислоты (–56.6°С) связаны с наличием в ней примесей метана или азота. Плотность углекислоты изменяется от 0.84 до 1.00 г/см<sup>3</sup>.

Давление флюида оценивалось для ассоциаций флюидных включений типов 1 и 2 в кварце, захватывавшихся в периоды гетерогенизации флюида. Оно рассчитывалось методом пересечения изохор и изотерм для всего интервала плотностей углекислотного флюида и температур гомогенизации включений типа 1 в кварце жил. Величина давления изменяется от 1390 до 3170 бар при изменении температур от 246 до 356°С (рис. 6).

Вторичные включения типа 3 гомогенизируются при температурах 192–136°С. Они содержат водный раствор, в котором преобладают хлориды натрия, железа и кальция (температуры эвтектики от –26 до –32°С) с концентрацией солей 5.0–6.2 мас. %-экв. NaCl. Плотность водного флюида 0.92–0.97 г/см<sup>3</sup>.

Химический состав растворов из включений в жильном кварце Вернинского месторождения приведен в табл. 2 и на рис. 7. Во флюиде среди катионов главную роль играют (г/кг H<sub>2</sub>O): Na (3.1), а K (0.08), Ca (0.26) и Mg (0.33) находятся в подчиненном количестве. Установлено наличие таких компонентов, как (г/кг H<sub>2</sub>O): Cl<sup>-</sup> (1.2), HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (8.6), CO<sub>2</sub> (265) и CH<sub>4</sub> (0.2), а также В (0.3) и Br (0.1). Кроме того, в составе флюида выявлены многие микрокомпоненты (мг/кг H<sub>2</sub>O): As (135), Li (27), Rb (0.9), Cs (1.0), Sr (17.5), Ag (1.9), Sb (8.9), Zn (14.3), Pb (0.22), U (0.03), Ga (1.01), Ge (1.9), Mn (36.5), Fe (38.1), Co (0.30), Ni (5.8), V (0.9), Cr (0.7), Sn (6.2), Ba (5.4), W (0.37), Au (0.031), Tl (0.016) и REE (0.40).

В целом физико-химические параметры и химический состав флюида, формировавшего прожилково-вкрапленные и жильные руды месторождения Вернинское, близки, что свидетельствует об их образовании в единой флюидной системе (табл. 1, 2, рис. 5, 6), однако между этими параметрами имеются некоторые различия, заметно превышающие ошибку в определении.

Данные исследования флюидных включений показали, что флюиды, формировавшие жильные руды, имеют более высокую начальную температуру (356–246°С), более высокую плотность углекислоты в газовых включениях (1.00–0.84 г/см<sup>3</sup>) и флюидное давление (3170–1390 бар), по сравнению с флюидами, формировавшими прожилково-вкрапленные руды (температура 330–252°С, плотность CO<sub>2</sub> 0.87–0.54 г/см<sup>3</sup>, давление 1960– 570 бар). Флюиды, формировавшие жильные руды, обогащены CO<sub>2</sub>, Sr, Ag, Ga, Ge, Mn, Fe, Ni, Sn, Ba, РЗЭ, а флюиды, формировавшие прожил-



**Рис. 5.** Диаграмма "температура—концентрация солей" для рудообразующих флюидов месторождения Вернинское. *I* – прожилково-вкрапленные руды, *2* – жильные руды.



**Рис. 6.** Оценка давлений минералообразующих флюидов разных типов руд месторождения Вернинское: *1* – прожил-ково-вкрапленные руды, *2* – жильные руды.

ково-вкрапленную минерализацию, обогащены  $HCO_3^-$ , Br, Sb, V, Au.

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные исследования флюидных включений показали, что минералообразующие флюиды Вернинского месторождения были средне-температурными, высоко барическими, слабо минерализованными углекислотно-водными хло-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

ридно-гидрокарбонатными. Такие флюиды, содержащие небольшие концентрации солей и высокие — углекислоты, характерны для состава рудообразующих флюидов орогенных месторождений золота (Ridley, Diamond, 2000; Bodnar et al., 2014; Goldfarb, Groves, 2015; Prokofiev, Naumov, 2020 и др.). Класс орогенных месторождений золота (преимущественного архейских и фанерозойских) был выделен сравнительно недавно научным коллективом иностранных геологов (Groves et al., 1998 и др.). Изменившиеся за два десятилетия представления о месторождениях этого



**Рис. 7.** Химический состав рудообразующих флюидов, формировавших прожилково-вкрапленные (*1* образец B10/32) и жильные (*2* образец B14/4) руды месторождения Вернинское.

класса связаны, в первую очередь, с переоценкой глубины рудообразования, вертикальный диапазон которой увеличен в последние годы в два раза – с 10 до 20 км – от мезо- до гипотермального (Goldfarb. Groves, 2015; Goldfarb et al., 2014 и др.). Последняя модель формирования орогенных месторождений (Groves et al., 2020), предполагает глубинный (нижнекоровый или мантийный) источник рудообразующего флюида и тектонический контроль процесса формирования золотой минерализации этого типа. В рамках этой модели установленные нами различия в параметрах и составе минералообразующих флюидов, формировавших разные типы руд Вернинского месторождения можно объяснить взаимодействием глубинного флюида с вмещающими терригенными породами в процессе рудоотложения. При формировании жильного кварца в относительно мощных трещинах флюид мог в меньшей степени изменять свои параметры при взаимодействии с вмещающими породами, чем кварц прожилково-вкрапленных руд, отлагавший минерализацию в узких трещинах, и, соответственно, на большей поверхности взаимодействовавший с вмещающими породами.

Таблица 3. Изотопный состав углерода углекислоты газовых включений в кварце прожилково-вкрапленных (1) и жильных (2) руд Вернинского месторождения золота

Проба	Тип руд	$\delta^{13}C_{CO_2}$
B 10/32	1	-1.9
B 14/21	1	-2.9
B 14/17	2	-3.4
B 14/41	2	-4.1
Π 14/4	2	-3.2

Т.е. начальные параметры флюида, формировавшего жильный кварц, были ближе всего к характеристикам флюида, осуществлявшего транспорт рудных компонентов, а сравнение этих данных с параметрами флюидов, формировавших прожилково-вкрапленную минерализацию, показывают их изменение в ходе рудоотложения. В частности, можно сделать заключение о том, что углекислота во флюиде была глубинная, а гидрокарбонат-ион образовался при реакции флюида с карбонатной составляющей вмещающих пород.

Максимальная величина оценок флюидного давления (3170 бар), связанная с присутствием в жильном кварце чисто углекислотных флюидных включений с максимально высокой плотностью углекислоты (1.00 г/см<sup>3</sup>), согласуется с такой картиной и позволяет оценить глубину источника флюидов примерно в 12 км при геобарическом градиенте 260 бар на 1 км.

Если соотнести ранее опубликованные (Prokofiev et al., 2019) данные по изотопному составу углерода углекислоты из флюидных включений в кварце Вернинского месторождения с типом руд (табл. 3), то они также обнаруживают различия в составе флюидов. Для углекислоты из кварца из прожилково-вкрапленных руд  $\delta^{13}C_{CO_2}$ , изменяется от -2.9 до -1.9, а из жил - от -4.1 до -3.2, что подтверждает вывод об изменении состава флюидов при формировании разных типов руд Вернинского месторождения. Общий диапазон значений изотопного состава углерода соответствует магматическому (гранитоидному) или даже мантийному источнику CO<sub>2</sub> (Hoefs, 2009). В пользу участия магматических флюидов в процессе формирования жильных руд может свидетельствовать низкая величина K/Rb отношения (Irber, 1999), равная 94 для флюида, формировавшего

жильные руды (обр. B14/41, жильные руды, табл. 2). Во флюиде, формировавшем прожилково-вкрапленные руды, K/Rb отношение выше и составляет 406, что может быть связано с взаимодействием флюида с вмещающими породами. Отметим, что участие флюидов, связанных с гранитным очагом, наряду с флюидами из других источников, было показано для орогенных месторождений золота Западной Африки (Lawrence et al., 2013).

Таким образом, проведенные исследования показали наличие различий в физико-химических параметрах и химическом составе флюидов, формировавших разные типы руд Вернинского месторождения золота. Полученные результаты не противоречат как полигенной метаморфогенно-плутоногенной гипотезе (Рундквист, 1997; Крупные..., 2006), связывающей образование золоторудных месторождений Бодайбинского района с процессами тектоно-магматической активизации, так и модели орогенных месторождений золота (Groves et al., 2020).

Работа выполнена в рамках темы Государственного задания ИГЕМ РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Борисенко А.С. (1977) Изучение солевого состава газово-жидких включений в минералах методом криометрии. *Геология и геофизика*. (8), 16-27.

Буряк В.А. (1982) Метаморфизм и рудообразующие процессы. М.: Наука, 157 с.

Буряк В.А., Хмелевская Н.М. (1997) Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 156 с.

Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. (1996) Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия). *Геология рудных месторождений*. **38**(6), 467-484.

Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. (2008) Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны. ДАН Науки о земле. **423**(2), 228-233.

Котов А.А., Прокофьев В.Ю., Злобина Т.М., Мурашов К.Ю. (2016) Влияние палеосейсмогенных факторов на формирование золоторудных месторождений в зонах дислокаций. Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе. Материалы докладов III Всеросс. конференции (19–23 сентября 2016 г., Иркутск). Иркутск: ИЗК РАН, 156-159.

Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. (2006) М.: ИГЕМ РАН. **2**, 672.

Кряжев С.Г., Прокофьев В.Ю., Васюта Ю.В. (2006) Использование метода ICP MS при анализе состава рудообразующих флюидов. Вестник МГУ. Серия 4 Геология. **4**, 30-36. Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верхозин А.В. (2012) Петролого-геохимические черты околорудного метасоматизма в Вернинском золоторудном месторождении (Ленский район). *Известия Томского политехнического университета.* **321**(1), 22-33.

Мартыненко В.Г., Домашов А.В., Дейс С.Ю., Корзаков А.Г., Кушнарев П.И. (2017) Основные черты геологического строения Вернинского месторождения. *Разведка и охрана недр.* **4**, 1-8.

Реддер Э. (1987) Флюидные включения в минералах. М.: Мир, **1**, 560.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. (2011) Изотопная структура и эволюция коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*. **5**, 17-51.

Рыцк Е.Ю., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Кузнецов А.Б., Родионов Н.В., Андреев А.А., Федосеенко А.М. (2021) Результаты исследования циркона (SIMS) из гранитоидов Константиновского штока (район золоторудного месторождения Сухой Лог): возраст, источники и геологические следствия. ДАН. Науки о земле. **496**(2), 169-175.

Рундквист Д.В. (1997) Фактор времени в образовании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи, мегастадии и стадии рудообразования. *Геология рудных месторождений*. **39**(1), 11-24.

Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г. и др. (2008) Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе. *Геология рудных месторождений*. **50**(1), 3-46.

Шер С.Д. (1974) Металлогения золота. М.: Недра.

Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D., Steele-MacInnes P. (2014) *Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Treatise on Geochemistry*, 2nd Edition, Elsevier, 119-142.

Brown P. (1989) FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Am. Mineral.* **74**, 1390-1393.

Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Y.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I. (2022)  $^{40}$ Ar $^{-39}$ Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log – style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia). *Ore Geol. Rev.* **144**(104855).

Collins P.L.P. (1979) Gas hydrates in  $CO_2$ -bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.* **74**, 1435-1444.

Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L. et al. (2004) Geology, composition, and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geol. Rev.* **24**(12), 7-44.

Goldfarb R.J., Groves D.I. (2015) Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos.* **233**, 2-26.

Goldfarb R.J., Taylor R., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. (2014) Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia. *Gondwana Res.* **25**, 48-102.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. (1998) Orogenic gold deposits:

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.* **13**, 7-27.

Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. (2020) A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration. *Miner*. *Deposita*. **55**, 275-292.

Hoefs J. (2009). Stable Isotope Geochemistry. Springer, 285.

Irber W. (1999) The Lanthanide Tetrad Effect and Its Correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of Evolving Peraluminous Granite Suites. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **63**(3/4), 489-508

Laverov N.P., Chernyshev I.V., Chugaev A.V., Bairova E.D., Gol'tsman Y.V., Distler V.V., Yudovskaya M.A. (2007). Formation stages of the large-scale noble metal mineralization in the Sukhoi Log deposit, east Siberia: results of isotopegeochronological study. *Dokl. Earth Sci.* **415**, 810-814.

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F. et al. (2007) Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia *Econ. Geol.* **102**, 1233-1267.

Lawrence D.M., Treloqr P.J., Rankin A.H., Boyce A., Harbidge P. (2013) A fluid inclusion and stable isotope study at the Loulo mining district, Mali, West Africa: Implications for multifluid sources in the generation of orogenic gold deposits. *Econ. Geol.* **108**, 229-257.

Prokofiev V.Yu., Naumov V.B. (2020) *Physicochemical Pa*rameters and Geochemical Features of Ore-Forming Fluids for Orogenic Gold Deposits Throughout Geological Time Mineral. 10(1), 50.

Prokofiev V.Yu., Safonov Yu.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geol. Rev.* **111**, 102988.

Ridley J.R., Diamond L.W. (2000) Fluid Chemistry of Orogenic Lode Gold Deposits and Implications for Genetic Models *Gold in 2000. SEG Reviews.* **13**, 141-162.

Yakubchuk A., Stein H., Wilde A. (2014) Results of pilot Re–Os dating of sulfides from the Sukhoi Log and Olympiada orogenic gold deposits, Russia. *Ore Geol. Rev.* **59**, 21-28.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiev N.N. (2016) Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geosci. Front.* 7(3), 453-481.

# ХРОНОЛОГИЯ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПРОЛИВЕ СТУР-ФЬОРД (АРХИПЕЛАГ ШПИЦБЕРГЕН)<sup>1</sup>

© 2023 г. Н. И. Мещеряков<sup>а, \*</sup>, И. С. Усягина<sup>а</sup>, Г. В. Ильин<sup>а</sup>

<sup>а</sup> Мурманский морской биологический институт РАН, ул. Владимирская, 17, Мурманск, 183038 Россия

\*e-mail: meshcheriakov104@mail.ru Поступила в редакцию 26.06.2022 г. После доработки 06.10.2022 г. Принята к публикации 10.10.2022 г.

По результатам исследования процессов современной седиментации в проливе Стур-фьорд (Западный Шпицберген) определены периоды формирования различных литотипов осадка. Хронология осадконакопления установлена по изменению удельной активности <sup>210</sup>Pb и <sup>226</sup>Ra, верифицирована по <sup>137</sup>Cs. За последнее столетие темпы осадконакопления существенно варьировали на разных участках бассейна седиментации в пределах от 0.04 до 0.3 см/год. Седиментогенез в проливе Стурфьорд тесно связан с изменением климатических условий. Климатические компоненты (температура воздуха, атмосферные осадки) оказывают дифференцированное влияние в морфологически различных участках бассейна седиментации. На юге пролива формирование литотипа отложений определяется океанологическими условиями (придонное течение). Несмотря на изменение скоростей седиментации литотип осадка на юге Стур-фьорда остается стабильным уже более 100 лет. На севере и в центральной части пролива похолодание в период с 1970 по 1995 гг. вызывало смену литотипа донных осадков.

**Ключевые слова:** Стур-фьорд, седиментация, <sup>210</sup>Pb, <sup>137</sup>Cs, ледовый разнос, климатические условия **DOI:** 10.31857/S001675252304009X, **EDN:** JTOPRN

# **ВВЕДЕНИЕ**

Осадконакопление на арктическом шельфе зависит от изменения климатических условий (Страхов, 1963). Особенно сильно такая зависимость выражена на шельфе ледовых архипелагов. Ранее многократно было показано, что во фьордах Шпицбергена седиментологические процессы протекают на порядок быстрее, чем в открытых морских бассейнах (Лисицын, 1978, 2010; Тарасов и др., 2000; Мещеряков, Тарасов, 2016; Мещеряков, 2017; Elverhøi et al., 1983, Zajączkowski et al., 2004; Pedersen et al., 2013). Во фьордах изза высокой скорости селиментации даже короткопериодные флуктуации климата влияют на формирование морского дна (Zaborska et al., 2006; Eidam et al., 2019; Meshcheryakov et al., 2021). B Apkтике заметные изменения климатических условий начались в 1950-х годах и продолжаются по настоящее время (Анциферова и др., 2014; Førland, Hanssen-Bauer, 2003). Положительные отклонения средней годовой температуры воздуха от таковой за последние 400 лет беспрецедентны (Overpeck et al., 1997). Последствия таких изменений наиболее заметны на высокоширотных архипелагах и окружающем шельфе. Так на архипелаге Шпицберген с середины прошлого века по настоящее время в результате потепления отмечается интенсивное сокращение ледников (Анциферова и др., 2014: Førland, Hanssen-Bauer, 2003: Hagen, Liestøl, 1990; Чернов, Муравьев, 2018; Elagina et al., 2021). Вследствие смягчения климата в высоких широтах ослабевает влияние морских льдов на распределение осадочного вещества в морской среде (Лисицын, 2010). Однако в то же время усиливается абляция ледниковых покровов, которая сопровождается выносом в морской бассейн большого количества ледникового материала в тёплое время года (Svendsen et al., 2002). Таким образом, становится очевидным, что на шельфе архипелага Шпицберген изменяются условия седиментации. Подобные процессы меняют субстраты в арктических донных биотопах, имеющие ключевое значение в динамике бентофауны и шельфовой экосистемы в целом.

Цель настоящего исследования — изучить современные изменения условий седиментации на юго-восточном шельфе Шпицбергена с использованием метода радиоизотопного геохронологического анализа, показать особенности формирования донных отложений в период изменения

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S001675252304009Х для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Район исследований.

условий седиментации в высокоширотной Арктике. В задачи данной работы входило определение литотипов донных отложений по *М.В. Клёновой (1948)* в бассейне седиментации, реконструкция скорости их накопления, выявление основных факторов, оказывающих влияние на осадконакопление.

# РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

В качестве модельного был выбран пролив Стурфьорд. Ранее здесь уже были проведены некоторые литологические исследования (Pfirman et al., 1994; Svendsen et al., 2002; Winkelmann, Knies, 2005). Они стали хорошим референтным материалом в наших геохронологических изысканиях. Было показано, что главными факторами, определяющими осадконакопление в проливе, являются перенос обломочного материала морским льдом и флювиогляциальными потоками с берега. Влияние ледового переноса наибольшее значение имеет в зимнее и весеннее время (Тарасов, 2004; Иванов и др., 2012). Припайные льды выносят с литоральной отмели в акваторию пролива грубый обломочный материал. Флювиогляциальные потоки значительную роль играют в теплое время года (Тарасов и др., 2000; Svendsen et al., 2002), они переносят обломочный материал и терригенную взвесь. Оба эти фактора зависят от изменяющихся климатических условий. Именно они определяют темпы седиментации и литотипы формируемых донных отложений в проливе.

Пролив Стур-фьорд расположен на юго-востоке архипелага Шпицберген и отделяет острова Эдж и Баренца от острова Западный Шпицберген (рис. 1).

Пролив простирается с севера на юг в направлении, близком к меридиональному. Его площадь составляет 15000 км<sup>2</sup>, а протяженность — 245 км. Ширина пролива увеличивается от 2 км на севере до 160 км — в южной оконечности. Его глубина увеличивается также с севера на юг от 20 м до 180 м. Большая часть западного побережья окаймлена ледниками. Протяженность береговой линии составляет 310 км. Восточное побережье пролива изрезано мелкими реками и ручьями, питающимися от ледников на островах Баренца и Эдж.

Пролив круглогодично подвержен ледовой инвазии и находится в зоне ледовой селиментации. Седиментация в северной части пролива зависит от ледового припая местного генезиса (Тарасов и др., 1998). В летнее время в результате абляции ледников и плоскостного смыва осалочного материала в бассейн седиментации выносится большое количество мелколисперсных частии, образованных в результате размыва ледниковых отложений. Система течений в проливе образует входящий и выходящий потоки, в том числе в придонных слоях (Новицкий, 1961; Loeng, Saetre, 2001). Близ южного устья пролива по желобу проходит ветвь теплого Зюйдкапского течения, образуя океанический Полярный фронт. Влияние теплых вод может прослеживаться в проливе при соответствующей ветровой ситуации.

С середины прошлого века на архипелаге Шпицберген наблюдается тенденция к смягчению климата (Анциферова и др. 2014; Иванов и др., 2012). Это подтверждается данными многолетних метеонаблюдений зональной гидрометеорологической станции "Баренцбург" (рис. 2).

Значительные температурные аномалии существенно изменяют режим роста и таяния островных ледников и припайных льдов в последние 20 лет.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Океанографическое исследование пролива и сбор проб выполнены в период 24.06-03.07.2019 г. на НИС "Дальние Зеленцы". Пробы донных отложений (n = 6) отобраны вдоль осевой линии пролива Стур-фьорд (https://www.yr.no/en) (рис. 1) с помощью дночерпателя Ван-Вина. Грунтовые керны вырезали из толщи поднятых отложений трубча-



**Рис. 2.** Аномалии средней годовой температуры воздуха (°С) по данным зональной гидрометеорологической станции "Баренцбург" (Анциферова и др., 2014).

тым пробоотборником диаметром 100 мм без нарушения вертикальной структуры осадка. Мощность вскрытого осадочного разреза составляет 10—13 см. Полученный керн разделяли на слои по 2 см для детальных исследований. В пробах каждого слоя выполнен гранулометрический анализ и определены потери при прокаливании (п.п.п.). В кернах 1, 5 и 6 (рис. 1) измерена удельная активность радионуклидов и рассчитан возраст отдельных слоев.

Радиометрические исследования проведены в лаборатории ММБИ РАН на многоканальном гамма-спектрометре для измерения рентгеновского и гамма-излучения "Canberra" (США) со свинцовой экран-защитой ОЧГ детектора "Экран-2П" фирмы "Аспект" (Россия). В качестве регистрирующей части использовался широкополосный детектор из особо чистого германия планарного типа BE5030 с входным окном из "carbon epoxy" толщиной 0.6 мм и диаметром кристалла 80 мм, позволяющим регистрировать гамма-кванты с энергией от 3 КэВ до 3 МэВ. Сбор спектральной информации осуществляли на анализаторе импульсов DSA-1000 (США) с разрешением 16К каналов, соответствующем современной технологии цифровой обработки сигналов. Обработку спектров и идентификацию радионуклидов проводили с помощью программного обеспечения Genie-2000 (версия 3.3).

Определение возраста донных отложений и средней скорости осадконакопления в бассейне

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

седиментации проводили с помощью метода датирования современных осадков по "избыточному" (неравновесному) <sup>210</sup>Рb (Сапожников и др., 2020). Была измерена удельная активность природных радионуклидов <sup>210</sup>Pb, <sup>226</sup>Ra и техногенного радиоизотопа <sup>137</sup>Cs. Перед измерением все исследуемые образцы осадков высушивали, гомогенизировали и выдерживали 30 дней в герметично закрытых сосудах для обеспечения равновесия между <sup>226</sup>Ra и <sup>222</sup>Rn, а также между <sup>214</sup>Pb и <sup>214</sup>Bi (Appleby, 1986; Schelske et al., 1994). Радиометрический анализ проб проводили в этих же сосудах после достижения равновесия. Время измерения -85000 с, что обеспечивает погрешность измерений в верхних слоях кернов 5–15%. Определение неравновесного (избыточного) свинца-210 (<sup>210</sup>Pb<sub>изб</sub>) выполнено вычитанием удельной активности равновесного <sup>210</sup> Pb, (определена по основным линиям <sup>226</sup>Ra) из общей удельной активности <sup>210</sup>Pb, измеренной по его у-линии (46.5 кэВ). Количественная оценка <sup>226</sup>Ra проводилась по <sup>214</sup>Pb (295.2 и 351.9 кэВ) и <sup>214</sup>Ві (1120 кэВ). Активность <sup>210</sup>Рb<sub>изб</sub> была скорректирована на дату сбора керна. Результаты указаны в расчете на сухую массу пробы с поправкой на самопоглощение и геометрию образца (Piliposian, Appleby, 2004). Данные по вертикальному распределению удельной активности "суммарного" и "избыточного" <sup>210</sup>Pb в слоях кер-

#### МЕЩЕРЯКОВ и др.



**Рис. 3.** Удельная активность "избыточного" <sup>210</sup> Pb в вертикальных профилях исследуемых кернов.

нов дали возможность определить скорости седиментации с высокой разрешающей способностью.

Содержание <sup>210</sup>Рb в слоях осадка позволяет рассчитать их возраст при соблюдении условий, что поток "избыточного" <sup>210</sup>Рb в осадки постоянен, постседиментационная миграция <sup>210</sup>Pb не происходит, а активность <sup>210</sup>Pb после распада материнского радионуклида <sup>226</sup>Ra в донных отложениях не меняется с глубиной. Величину "избыточного" <sup>210</sup>Pb определяли путем вычитания удельной активности <sup>226</sup>Ra из исходного "суммарного" содержания <sup>210</sup>Рb в каждом слое керна. "Избыточный" <sup>210</sup>Рb показывает селиментационное поступление <sup>210</sup>Pb извне дополнительно к его удельной активности. сформировавшейся за счет радиоактивного распада <sup>226</sup>Ra (Galdberg, 1963; Купцов, 1986; Сапожников и др., 2020). Удельная активность "избыточного" <sup>210</sup> Pb при соблюлении вышеперечисленных условий должна экспоненциально убывать до горизонтов, где она становится равной <sup>226</sup>Ra, отражая равновесие этих двух радионуклидов, называемое "вековым".

Возраст осадочных горизонтов и скорости осадконакопления оценивали с помощью модели Periodic Flux (PF), предложенной (Sanchez-Cabeza, Ruis-Fernandes, 2012) для расчета этих параметров в бассейнах седиментации с непостоянным вертикальным потоком частиц. Модель PF позволяет учитывать неравномерность поступления <sup>210</sup>Pb с потоком массы осадка на поверхность донных отложений (рис. 3).

Полученные результаты представлены в Приложении 1 (Приложение 1, табл. 1–3). Формулы расчета календарного возраста осадков и скоростей осадконакопления в исследуемых кернах приводятся в комментариях к Приложению 1.

Рассчитанный возраст осадочных горизонтов уточняли по удельной активности техногенного радионуклида <sup>137</sup>Cs, который накапливался в донных отложениях с потоком взвеси (Gharibreza et al., 2022). Хроностратиграфический маркер <sup>137</sup>Cs применяется для датирования кернов донных отложений в Арктике, так как выпадение радиоактивных осадков в результате атмосферных испытаний ядерного оружия имело место в глобальном масштабе, а наличие пиков концентрации в большинстве случаев позволяет сопоставить дату загрязнения с известной датой события (Appleby, 2001)

Реконструкцию климатических условий в районе исследования проводили с помощью открытой базы данных Норвежского Метеорологического Института (Norwegian Meteorological Institute and NRK) (https://www.yr.no/en).

Гранулометрический анализ выполняли по методу, разработанному во ВНИИОкеангеологии без химического воздействия на донные отложе-

# ХРОНОЛОГИЯ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

		C	Слой	Гранулометрические фракции, мм							
Стан- Глубина, ПГ ции м 9	ППП, %	осадка, см		гравий	песок		алеврит		пелит		
			>2	2-1	1-0.5	0.5-0.25	0.25-0.1	0.1-0.05	0.05-0.01	< 0.01	
1	95	9.4	0-2	_	0.2	1.6	1.6	3.7	4.2	48.6	40.1
		7.9 8.6	2—4	1.4	1.0	1.3	1.1	3.0	3.0	54.7	34.5
		6.4	4–6	1.7	1.8	1.8	1.7	3.1	2.7	44.1	43.0
			6-8	3.4	1.5	1.7	0.9	2.0	2.0	44.1	44.4
2	92	8.2	0-2	7.3	1.7	2.3	1.6	2.7	2.4	37.9	43.1
		7.4 7.1	2-4	8.2	1.6	2.5	1.9	4.4	5.0	38.2	38.2
		7.5	4–6	5.5	0.9	2.3	2.8	4.5	3.6	40.0	40.1
		0.4	6-8	0.7	2.2	2.2	2.0	5.9	6.0	44.1	37.1
			8-11	0.6	0.9	1.5	1.2	5.9	7.7	52.3	29.8
3	3 98	9.1 9.6 8.6	0-2	2.7	1.4	0.2	0.5	2.8	3.6	51.2	37.4
			2-4	0.7	0.6	0.7	0.8	4.1	4.7	47.1	41.4
		8.2	4–6	3.2	1.3	0.8	0.7	1.4	1.9	56.0	34.7
		8.1 8.0	6-8	_	2.3	0.4	0.6	3.8	3.6	58.3	31.0
			8-10	—	0.2	0.2	0.7	2.4	7.2	59.5	29.8
			10-12	—	0.1	0.1	0.3	2.7	6.5	62.5	27.8
4	91	8.7	0-2	_	0.2	0.4	0.8	2.2	3.2	55.5	37.7
		8.0 8.1	2—4	_	_	0.1	0.2	1.0	1.7	59.7	37.3
		7.6	4–6	_	-	0.2	0.3	1.5	3.1	62.2	32.7
		7.9	6-8	_	_	0.1	0.1	1.1	2.5	66.1	30.1
			8-11	—	-	0.4	0.5	3.3	5.9	61.9	27.6
5	120	8.8	0-2	0.5	1.2	0.5	0.1	2.5	5.0	36.2	54.0
		8.5 8.3	2-4	—	—	0.1	0.3	1.4	2.0	42.4	53.8
	8.4	4–6	_	0.7	_	0.6	5.0	6.4	52.5	34.8	
	8.1 7.7	6-8	_	_	_	0.2	1.3	2.7	49.1	46.7	
		8-10	_	_	_	0.5	5.4	7.7	45.9	40.5	
		10-12	0.1	_	_	0.2	1.8	3.5	41.3	53.5	
6	6 145	8.9 8.6 17.7	0-2	_	_	0.3	0.5	9.9	17.2	53.2	18.9
			2—4				2.0	13.2	15.1	45.8	23.9
		8.2	4-6	—	-	_	0.4	2.6	10.0	67.5	19.5
		1.1	6-8	—	-	0.2	0.2	1.6	8.5	73.2	16.3
			8-11	—	0.3	0.6	0.4	2.7	10.4	66.0	19.6

Таблица 1. Гранулометрический состав донных отложений пролива Стур-фьорд

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

#### МЕЩЕРЯКОВ и др.

Станция	Слой, см	$^{137}Cs \pm \Delta$	$^{226}$ Ra ± $\Delta$	$^{210} ext{Pb}^{*} \pm \Delta$	Годы ± $\Delta$
1	0-2	$4.8 \pm 0.4$	56.9 ± 3.6	85.9 ± 5.6	2019 ± 0
	2-4	$5.8 \pm 0.5$	$55.8\pm4.8$	$81.3\pm9.8$	$2006 \pm 4$
	4-6	$7.0 \pm 0.5$	$54.2 \pm 4.2$	$65.1 \pm 6.1$	$1988 \pm 7$
	6-8	$5.0 \pm 0.4$	$41.2\pm2.6$	$64.7\pm3.8$	$1976\pm7$
5	0-3	$4.9\pm0.4$	$52.2\pm3.2$	$92.8\pm5.5$	$2019\pm0$
	3-5	$4.9\pm0.5$	$50.5\pm3.9$	$96.4\pm7.7$	$2010 \pm 2$
	5-7	$3.5\pm0.3$	$44.8\pm4.6$	$79.9\pm8.0$	1993 ± 4
	7-9	$3.2\pm0.3$	$44.6\pm2.9$	$65.1 \pm 4.2$	1971 ± 9
	9-12	$1.7\pm0.6$	$46.3\pm4.1$	$57.9\pm7.0$	$1943\pm21$
6	0-2	$3.1\pm0.2$	$45.9\pm2.3$	$176.0\pm9.4$	$2019\pm0$
	2-4	$2.9\pm0.3$	$51.2\pm4.1$	$138.0 \pm 11.5$	1999 ± 2
	4-6	$1.6 \pm 0.2$	$49.0\pm4.2$	$72.2\pm6.2$	$1968\pm 6$
	6-8	$2.1\pm0.2$	$44.2\pm3.6$	$72.3\pm 6.3$	$1951\pm10$
	8-10	$0.8\pm0.4$	$38.1 \pm 3.4$	$42.9\pm5.7$	$1897 \pm 44$

Таблица 2. Результаты измерения удельной активности короткоживущих изотопов в Бк/кг с указанием стандартного отклонения

\* Указана удельная активность общего <sup>210</sup> Pb.

ния (Андреева, Лапина, 1998). Пробы высушивали при температуре 105°С до постоянного веса. Высушенные образцы заливали дистиллированной водой и кипятили в течение 30 мин. Полученную суспензию растирали резиновым пестиком, после чего вновь заливали дистиллированной водой (T = 100°С) и охлаждали до комнатной температуры. Разделение размерных фракций в пробах проводили согласно этапам, указанным в методике. Удаление фракции пелита (<0.01) контролировали под микроскопом. Тип донных отложений определяли по динамической классификации М.В. Клёновой (1948).

При определении потери массы при прокаливании (ППП) сухую взвешенную пробу прокаливали в муфельной печи при температуре 450°С до постоянного веса. Охлажденную пробу снова взвешивали. Разница между весом пробы до и после прокаливания косвенно показывает количество удаленного из пробы органического вещества.

Для выявления связи между климатическими показателями и седиментологическими процессами использовали коэффициент ранговой корреляции Спирмена. Из числа климатических факторов, влияющих на осадконакопление в проливе, были выделены: средняя годовая температура воздуха, количество атмосферных осадков выпадающих на водосбор в периоды отрицательных и положительных температур, средняя сумма положительных температур, период абляции ледников. Численные величины климатических компонентов для каждого реконструированного периода получены из выше упомянутой базы данных. Статистическую значимость полученных коэффициентов ранговой корреляции Спирмена оценивали при помощи t-критерия Стьюдента.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Донные отложения пролива Стур-фьорд сложены алеврито-пелитовым материалом с примесью более грубых частиц (табл. 1). Однако соотношение между алевритом и пелитом отличается как в горизонтальном, так и в вертикальном распределении.

Гамма-спектрометрический анализ донных отложений в кернах представлен в табл. 2.

# ЛИТОЛОГИЯ

В профиле керна 1 вся осадочная толща представлена илом. В кернах 2, 3 и 4 (рис. 1) от поверхности до глубины 8 см также преобладает ил, ниже 8 см — песчанистый ил. В кернах 1—3 в верхних слоях от 2 до 6 см, предположительно сформировавшихся в 1970—1980-е гг., присутствуют включения щебня, характерные для ледового разноса грубого обломочного материала. Осадки в районе точки отбора 5 представлены мелкодисперсным



Рис. 4. Хронология формирования типов донных отложений в проливе стур-фьорд.

материалом. Анализ гранулометрического состава керна 5 позволил сделать заключение о неустойчивости условий осадконакопления. Поверхностный слой осадков на этом участке пролива представлен глинистым илом, который формировался приблизительно с 1995 г. С 1970-х до 1990-х гг. условия соответствовали накоплению более грубого осадочного материала – ила. В нижележащем слое осадков, образованном с 1960-х по начало 1970-х гг., вновь отмечается накопление тонкодисперсных глинистых илов. По всей глубине вскрытия (0-11 см) осадочная толща сложена песчанистым илом, механический состав которого близок к составу илистого песка. По количественным показателям смены типа донных отложений не отмечено.

# ХРОНОЛОГИЯ И СКОРОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Результаты измерения удельной активности изотопов показали, что в нижних горизонтах вскрытой кернами 1 и 5 осадочной толщи не достигнуто "вековое" равновесие между "избыточным" <sup>210</sup>Pb и исходным <sup>226</sup>Ra и (рис. 3а, 3б), что затрудняет определение нижней границы возраста донных отложений, отобранных на севере и в центре пролива. Отсутствие монотонности снижения "избыточного" <sup>210</sup>Pb в керне 1 не позволило датировать осадочные горизонты, поэтому хронологию осадконакопления в северной части Стур-фьорда реконструировали по косвенным признакам с использованием литературных данных (Winkelmann, Knies, 2005). В керне 5, несмотря на низкое содержание "избыточного" <sup>210</sup>Pb в верхнем слое, и отсутствие "векового" равновесия в нижних слоях, наблюдалась монотонность экспоненциального снижения удельной активности радионуклида вдоль профиля. Возраст осадочных слоев в центре пролива определяли по <sup>210</sup>Pb, при этом возраст нижнего слоя уточняли по распределению <sup>137</sup>Cs.

Равновесие между "избыточным"  $^{210}$ Pb и исходным  $^{226}$ Ra достигнуто только в керне 6 (горизонт 8—10 см) (рис. 3в), что позволило достоверно восстановить хронологию современного осадконакопления в южной части пролива Стур-фьорд. Хронология формирования типов донных отложений в различных зонах седиментации представлена на рис. 4. Ниже представлено описание возраста осадочных горизонтов для северной, центральной и южной частей пролива Стурфьорд.

Скорости седиментации, рассчитанные с помощью PF модели (Sanchez-Cabeza, Ruis-Fernandes, 2012), представлены на рис. 3 и в Приложении 1, табл. 1–3. На рис. 5 представлена схема изменения скорости осадконакопления в проливе Стур-фьорд за определенные промежутки времени и многолетняя динамика климатических характеристик среды.

# Северная часть пролива Стур-фьорд (керн 1)

В керне 1 во всей вскрытой осадочной толще был обнаружен техногенный радионуклид  $^{137}$ Cs (рис. 4). Высокое содержание  $^{137}$ Cs в нижних го-

ризонтах керна не позволило установить нижнюю временную границу реконструируемого периода. В связи с этим для оценки возраста отложений мы использовали данные, полученные в 2001 г. (Winkelmann, Knies, 2005). Было показано, что в северной части пролива хронологически первое появление <sup>137</sup>Сѕ в профиле донных отложений отмечено на горизонте 9.5 см. Начало формирования этого слоя было датировано 1952-м годом. По нашим данным скорость современного осадконакопления составила 2.5 см, за последние 18 лет (с 2001 по 2019 гг.) (табл. 2). При такой скорости слой отложений, депонированный в 1952 г., предположительно, должен залегать на глубине 12 см. Этот показатель позволил нам рассчитать среднюю скорость осадконакопления с середины прошлого века по 2019 г., которая составляет 0.18 см/год. При такой скорости осадконакопления возраст нижнего слоя отобранного нами керна (6-8 см) определен 1976-м годом. Это сопоставимо с возрастом, определенным по "избыточному" <sup>210</sup> Pb (табл. 2; рис. 4). Дальнейшее датирование осадочных слоев выше горизонта 6-8 см проводили с помощью рассчитанной средней скорости осадконакопления. Пик удельной активности <sup>137</sup>Cs отмечен в слое 4–6 см. что. вероятно, отражает максимальное поступление в пролив радиоизотопа с атлантическими водами, загрязненными стоками завода "Селлафильд" в 1975–1979 гг. Рассчитанное время трансокеанического переноса <sup>137</sup>Сѕ из Ирландского моря в пролив Стур-фьорд составляет 8-9 лет (Kautsky, 1988). Этот пик датируется 1988 г., что соответствует возрасту осадочного слоя, рассчитанному по "избыточному" <sup>210</sup>Рb.

В последней четверти прошлого века в северной части пролива Стур-фьорд отмечено снижение темпов седиментации. Если в период 1952–2001 гг. средняя скорость осадконакопления составляла 0.2 см/год, то с 1976 по 2019 гг. она варьировала в пределах 0.11–0.16 см/год. С учетом полученных нами данных средняя скорость за период 1952– 2019 гг. составляет приблизительно 0.18 см/год. При этом минимальные значения отмечены с 1988 по 2006 гг., что связанно с похолоданием в 1980-х (рис. 2). Прирост скорости седиментации начался с 2006 (до 0.15 см/год) и наблюдается по настоящее время (рис. 5).

#### Центральная часть пролива Стур-фьорд (керн 5)

Характеристика центральной части пролива отображена в данных керна 5. В нижних осадочных слоях пробы также не достигнуто равновесие между "избыточным" <sup>210</sup>Pb и исходным <sup>226</sup>Ra. Отсутствие равновесия свидетельствует, что возраст нижних слоев не превышает 100–120 лет (менее 5 периодов полураспада "суммарного" <sup>210</sup>Pb). Однако наблюдаемая монотонность экспоненци-

ального снижения <sup>210</sup>Рb вдоль профиля керна позволила рассчитать скорость осадконакопления и возраст осадочных горизонтов (рис. 4). Нижнюю границу определяемого периода уточняли по литературным данным (Winkelmann, Knies, 2005). Накопление <sup>137</sup>Сѕ в профиле этого керна отражает интегральное поступление радионуклида с атмосферными выпадениями (испытания ядерного оружия в 1950-1960-е гг.) и с трансокеаническим переносом (поступление сбросов Селлафильда в 1970–1980-е гг.). Присутствие техногенного <sup>137</sup>Сs в нижнем слое керна подтверждает, что осадочная толща 0-12 см сформировалась после начала испытаний ядерного оружия. В хронологической модели по данным 2001 г. первое появление <sup>137</sup>Сs в осадках центральной части пролива отмечено на горизонте 9.5 см, что соответствует 1952 г. (Winkelmann, Knies, 2005). Средняя скорость осадконакопления с 1952 по 2001 гг. должна составлять 0.15 см/год. При этом к началу ХХ в. была отмечена тенденция роста скорости седиментации на шельфе Шпицбергена в целом (Zajączkowski et al., 2004).

Для определения скорости осадконакопления после 2001 г. нами использованы данные анализа "избыточного" <sup>210</sup>Pb. По этим данным с 2001 г. по 2019 г. в центральной части пролива Стур-фьорд сформировался слой донных отложений около 4 см (табл. 2). Соответственно слой отложений, сформированный в 1952 году должен залегать на глубине около 13.5 см. Таким образом, возраст отложений нижней границы взятого нами керна (12 см), скорректированный по "избыточному" <sup>210</sup> Pb, можно датировать ориентировочно 1962-м годом. (рис. 4). В динамике скорости осадконакопления в центральной части пролива выражена многолетняя тенденция роста. С 2010 г. по 2019 г. она составляла 0.3 см/год. Ранее, с 1993 г. по 2010 г. средняя скорость седиментации составляла 0.12 см/год. С 1971 г. по 1993 г. она была ещё ниже и оценивалась 0.09 см/год (рис. 5).

# Южная часть пролива Стур-фьорд (керн 6)

В керне 6, отобранном в южной части пролива техногенный <sup>137</sup>Cs обнаружен во всей толще вскрытых отложений (табл. 2). Минимум удельной активности <sup>137</sup>Cs был отмечен в слое 8-10 см. Вероятно, формирование этого горизонта произошло в период до начала испытаний ядерного оружия, следовые концентрации радионуклида могут быть обусловлены его диффузией из вышележащих слоев. Пик удельной активности <sup>137</sup>Cs, измеренный в слое осадков на глубине 6-8 см, можно отнести к максимуму атмосферных выпадений 1950–1960-х гг. после испытаний ядерного оружия на Новой Земле (Аррleby, 2001). Повышение удельной активности <sup>137</sup>Cs слоях выше 4-6 см



Рис. 5. Схема изменения скорости осадконакопления в проливе стур-фьорд и многолетняя динамика климатических характеристик среды.

(рис. 4) связано с поступлением в составе атлантических вод радиоактивных сбросов западноевропейских радиохимических предприятий (Kautsky, 1988).

В южной части пролива с 1897 по 1954 гг. темпы осадконакопления не превышали 0.04 см/год (Приложение 1, табл. 3). Однако, начиная с середины прошлого века, скорость седиментации увеличивалась. К концу 1950-х она составляла 0.12 см/год. В период с 1960 по 1999 гг. отмечается спад скорости седиментации до 0.07 см/год. С начала 2000-х по настоящее время наблюдается увеличение скорости седиментации по нашим расчетам до 0.1 см/год (рис. 5). Таким образом, в южной устьевой части пролива также наблюдается устойчивая многолетняя тенденция возрастания темпа осадконакопления за последние 60-70 лет, с отмеченным снижением значений в 1980-х, что совпадает с периодом изменения климатических условий в Арктике.

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Очень важное влияние на формирование типа донного осадка и размер частиц, оседающих на дно, оказывает припайный лед, транспортирующий обломочный материал из волноприбойной зоны в приглубые части пролива. Тающий на открытой акватории припайный лёд постепенно теряет захваченный у берега гравийно-галечный материал и дополняет мелкодисперсные донные отложения приглубых участков грубообломочными частицами (табл. 1). Роль ледового припая хорошо отражена в северной части на станциях 1–3. Кратковременные периоды похолодания средины 1970-х-начала 1980-х гг. а затем конца 1980-х-конца 1990-х гг. (Анциферова и др., 2014; Nordli et. al., 2014) привели к смене типа осадка и увеличению в нем грубообломочных фракций вначале в северной оконечности пролива, а затем и в его центральной части (рис. 4, станции 2–3). В этих частях бассейна роль припайной ледовой седиментации наиболее высока. Достоверная связь скорости седиментации с климатическими факторами отсутствует (Приложение 2, табл. 1). В то же время, наблюдается обратная корреляционная связь между температурой воздуха и долей гравийно-галечных включений в донных отложениях, что подтверждает роль ледового седиментогенеза в этой части бассейна (Приложение 2, табл. 1). При смягчении температурных условий снижаются образование припайных льдов и объем выносимого в пролив грубого каменного материала, что влияет на формирование литотипа отложений (Приложение 2, табл. 1).

В центральной части пролива на скорость осадконакопления наибольшее влияние оказывает температурный режим воздушной среды. Похолодание с 1960-х по 1980-е отразилось на смене типов донных отложений (рис. 4) До 1970-х гг. здесь происходило отложение глинистого ила. После 1970-х гг. накапливался более грубый осадок - ил. Отмечается зависимость доли пелитовой и гравийно-галечной фракций в донных отложениях от температурного режима (Приложение 2, табл. 2). Смена типа донных отложений связана с увеличением поступления пелита в теплый период и в меньшей степени с увеличением мощности припайных льдов в холодный период. С потеплением климата вначале 2000-х гг. вновь формируются отложения глинистого ила. С повышением суммы положительных температур в осадках увеличивается содержание органического вещества (Приложение 2, табл. 2).

Южная устьевая часть пролива находится за пределами какого-либо влияния ледовой припайной седиментации. В этом секторе основными факторами формирования литотипа донных отложений становятся морские течения. Полученные данные не позволяют выявить чёткую статистическую взаимосвязь между темпами седиментации и климатом, однако следует отметить, что осадконакопление характеризуется тенденцией возрастания в период смягчения климатических условий (рис. 5).

Гидродинамический режим определяется сложной системой вдоль береговых, приливо-отливных и ветровых течений, распространяющихся до дна (Loeng, Saetre, 2001). Придонные течения препятствуют накоплению в устьевой части мелкодисперсного материала. На протяжении всего хронологического ряда вскрытых керном донных отложений с конца 1890-х гг. до настоящего времени литотип донных отложений не изменялся. Осадки представлены песчанистыми илами.

Сравнительные графики многолетних изменений скорости осадконакопления, среднегодовой температуры, средних температур в холодные и теплый периоды года представлены на рис. 5.

Таким образом, климатические условия дифференцировано влияют на седиментацию в проливе Стур-фьорд. Повышение среднегодовых температур воздуха способствует деградации ледников и выносу ледникового "молока" в пролив. В центре и на юге пролива (керн 5, 6) с 1970-х с ростом температуры воздуха увеличивается скорость седиментации (рис. 5). На севере пролива (керн 1) темпы селиментации зависят от основных климатических факторов в меньшей мере. Литотип донных отложений изменяется в зависимости от смены температурного режима воздушной среды на севере (керн 1) и в центре пролива (керн 5) (Приложение 2, табл. 1, 2). На юге Стурфьорда литотип осадков в настоящее время определяется придонным течением. Полученные результаты позволяют предположить, что основным компонентом климата, определяющим седиментацию в настоящее время, является температура воздуха.

#### выводы

С 1950-х гг. и по настоящее время в проливе Стур-фьорд периодически изменялись условия седиментации, вызванные флуктуациями климата и прежде всего температурой нижних слоев атмосферы. Это вызывало смену литотипа осадков на севере и в центральной части пролива в период похолодания с 1970 по 1995 гг. На юге пролива смены литотипов донных отложений не наблюдалось. Осадконакопление в этой части бассейна в большей степени зависит от придонных течений. В течение исследуемого периода скорость осадконакопления в проливе варьировала в пределах от 0.11 до 0.16 см/год на севере, от 0.09 до 0.3 см/год в центре и от 0.04 до 0.12 см/год на юге. Максимальное влияние ледовой седиментации на скорость осадконакопления в проливе отмечалось в период 1970-1980 гг. В настоящее время фактором, определяющим седиментогенез в проливе, является температура воздуха. Однако седиментация в проливе Стур-фьорд не является устойчивой системой, ее условия и механизмы способны изменяться в будущем.

Авторы выражают глубокую благодарность рецензентам и редколлегии журнала "Геохимия" за ценные комментарии и методическую помощь, которые позволили значительно улучшить качество научной статьи.

Работа выполнена в рамках государственного задания Федерального государственного бюджетного учреждения науки Мурманского морского биологического института Российской академии наук.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анциферова А.Р., Мокротоварова О.И., Сиеккинен Е.Д. (2014) Изменения климата на Архипелаге Шпицберген.

Климатические особенности зимы 2013—2014 гг. Комплексные исследования природы Шпицбергена. Выпуск 12. (Под ред. Матишова Г.Г., Тарасова Г.А.). М.: ГЕОС, 16-21. Иванов Б.В., Павлов А.К., Андреев О.М., Журавский Д.М., Священников П.Н. (2012) Исследование снежно-ледяного покрова залива Грён-фьорд (Архипелаг Шпицберген): исторические данные, натуральные исследования, моделирование. Проблемы Арктики и Антарктики. 2(92), 43-54.

Клёнова М.В. (1948) Геология морей. М.: Учпедгиз, 182 с.

Купцов В.М. (1986) Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М.: Наука, 271 с.

Лисицын А.П. (1978) Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 390 с.

Лисицын А.П. (2010) Новый тип седиментогенеза в Арктике — ледовый морской, новые подходы к исследованию процессов. *Геология и геофизика*. **51**(1), 18-60.

Мещеряков Н.И. (2017) Особенности седиментогенеза в заливе Грён-фьорд (Западный Шпицберген). Вестник МГТУ. **20**(1/2), 272-279.

Мещеряков Н.И., Тарасов Г.А. (2016) Осадкообразование и литологическое строение приповерхностной осадочной толщи в приустьевой отмели р. Грёндален (залив Грён-фьорд). *Вестник МГТУ*. **19**(1/1), 101-109.

Новицкий В.П. (1961) Постоянные течения северной части Баренцева моря. *Труды ГОИН*. 64, 3-32.

Сапожников Ю.А., Алиев Р.А., Калмыков С.Н. (2020) Радиоактивность окружающей среды. Теория и практика. 3-е изд., электрон. М: Лаборатория знаний, 289 с.

Страхов Н.М. (1963) Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 535 с.

Тарасов Г.А. (2004) Современное ледовое и ледниково-морское осадконакопление в условиях Западного Шпицбергена. Арктика и Антарктика. 3(37). М.: Наука, 50-55.

Тарасов Г.А., Погодина И.А., Хасанкаев В.Б., Кукина Н.А., Митяев М.В. (2000) Процессы седиментации на гляциальных шельфах. Апатиты: Кольский научный центр РАН, 473 с.

Тарасов Г.А., Хасанкаев В.Б., Матишов Г.Г. (1998) Осадочное вещество ледового транспорта на Баренцевоморском шельфе. *Биология и океанография Карского и Баренцева морей (по трассе Севморпути)* (Отв. ред. Г.Г. Матишов). Апатиты: Кольский научный центр РАН, 33-39.

Чернов Р.А., Муравьев А.Я. (2018) Современные изменения площади ледников западной части Земли Норденшельда (архипелаг Шпицберген). *Лёд и Снег.* **58**(4), 462-472.

Appleby P.G. (1986) <sup>210</sup>Pb dating by low-background gamma. *Hydrobiologia*. (143), 21-27.

Appleby P.G. (2001) Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 1: Basin analysis, coring, and chronological techniques. Dordrecht.* (Eds. Last W.M., Smol J.P.) The Netherlands: Kluwer Acadamic Publishers. 172-203.

Eidam E., Nittrouer C., Lundesgaard Ø., Homolka K., Smith C.R. (2019). Variability of Sediment Accumulation Rates in an Antarctic Fjord. *Geophys. Res. Lett.* (46), 13271-13280. Elagina N., Kutuzov S., Rets E., Smirnov A., Chernov R., Lavrentiev I., Mavlyudov B. (2021) Mass Balance of Austre Grønfjordbreen, Svalbard, 2006–2020, Estimated by Glaciological, Geodetic and Modeling Aproaches. *Geosciences*. **11**(2), 78.

Elverhøi A., Lønne Ø., Seland R. (1983) Glaciomarine sedimentation in a modern fjord environment, Spitsbergen. *Polar Res.* **1**, 127-149.

Førland E.J., Hanssen-Bauer I. (2003) Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses. *Polar Res.* **22**(2), 113-124.

Galdberg E.G. (1963) *Geochronology with Lead-210 Radioactive Dating*. Vienna: IAEA, 121-193.

Gharibreza M., Zaman M., Arabkhedri M.S.-Z. (2022). The off-site implications of deforestation on sedimentation rates and pollution in Abkenar open water (Anzali Lagoon, Caspian Sea) using radionuclide techniques and sediment quality indices. *Int. J. Sediment Res.* **37**(3), 370-382.

Hagen J.O., Liestøl O. (1990) Long term glacier mass balance investigations in Svalbard 1950–1988. *Ann. Glaciol.* (14), 102-106.

Kautsky H. (1988) Determination of distribution processes, transport routes and transport times in the North Sea and the northern Atlantic using artificial radionuclides as tracers. In *Radionucludes: a tool for oceanography* B (Eds. Guary J.C., Guegueniat P., Pentreath R.J., London: Elsevier Applied Science, 271-280.

Loeng H., Saetre R. (2001) Features of the Barents Sea circulation. In: *Fisken og Havet.* **1**, 40.

Meshcheryakov N.I., Usyagina I.S., Sharin V.V., Dauvalter V.A., Dukhno G.N. (2021) Chronology of sedimentation in Colesbukta, Spitsbergen (Svalbard Archipelago): the results of the 2018 expedition. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*.

https://doi.org/10.1088/1755-1315/937/4/042081

Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E.J., Isaksen K. (2014) Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012. *Polar Res.* **33**, 21349.

Overpeck J., Hughen K., Hardy D., Bradley R., Case R., Douglas M., Finney B., Gajewski K., Jacoby G., Jennings A., Lamoureux S., Lasca A., Macdonald G., Moore J., Retelle M., Smith S., Wolfe A., Zielinski G. (1997) Arctic environmental changes of the last four centuries. *Science*. **278**(5341), 1251-1256.

Pedersen J.B.T., Kroon A., Jakobsen B.H., Mernild S.H., Andersen T.J., Andresen C.S. (2013) Fluctuations of sediment accumulation rates in front of an Arctic delta in Greenland. *The Holocene*. **23**(6), 860-868.

Pfirman S., Bauch D., Gammelsrød T. (1994) The northern Barents Sea: Water mass distribution and modification. In: *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. Geophysical Monograph Series, 85,* (Eds. Johannessen O.M., Muench R.D., Overland J.E.). Washington: American Geophysical Union, 77-94.

Piliposian G.T., Appleby P.G. (2004) Efficiency corrections for variable sample height in well-type germanium gamma detectors. *Nucl. Instrum. Methods. B.* 225, 423-433.

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernández A.C. (2012) <sup>210</sup>Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models, *Geochim. Cosmochim. Acta*. (82), 183-200.

Schelske C.L., Peplow A., Brenner M., Spencer C.N. (1994) Low-background gamma counting: Applications for <sup>210</sup>Pb dating of sediments. *J. Paleolimnol.* (10), 115-128.

Svendsen H., Beszczynska A., Lafauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Hagen J., Orbeak O., Bischof J.B., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke C., Whinther J.G., Hodson A., Mumford P. (2002) The physical environment of Kongsfjorden-Krossfjorden: an Arctic fjord system in Svalbard. *Polar Res.* (21), 133-166. Winkelmann D., Knies J. (2005) Recent distribution and accumulation of organic carbon on the continental margin west off Spitsbergen. *Geochem. Geophys. Geosyst.* (6), 009012.

https://doi.org/10.1029/2005GC000916

Zaborska A., Pempkowiak J., Papucci C. (2006) Some sediment characteristics and sedimentation rates in an Arctic fjord (Kongsfjorden, Svalbard). *Archives Environ. Prot.* (8), 79-96.

Zajączkowski M., Szczuciński W., Bojanowski R. (2004) Recent changes in sediment accumulation rates in Adventfjorden, Svalbard. *Oceanologia*. **46**(2), 217-231.

# ХРОНИКА ВСЕРОССИЙСКОГО ЕЖЕГОДНОГО СЕМИНАРА ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ 2022 ГОДА

# © 2023 г. Е. В. Жаркова\*

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

\**e-mail: zharkova@geokhi.ru* Поступила в редакцию 29.11.2022 г. После доработки 08.12.2022 г. Принята к публикации 08.12.2022 г.

19—20 апреля 2022 г. в Москве прошел очередной Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии, организованный Институтом геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского и Институтом экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН. На семинаре были рассмотрены новые результаты экспериментальных исследований по основным направлениям: фазовые равновесия при высоких T-P параметрах; образование и дифференциация магм; взаимодействие в системах флюид-расплав-кристалл; гидротермальные равновесия и рудообразование; синтез минералов; термодинамические свойства минералов, расплавов и флюидов; планетология, метеоритика и космохимия; физико-химические свойства геоматериалов; экспериментальная геоэкология; методика и техника эксперимента. В работе семинара приняло участие 200 ученых, треть из них, молодые из 40 Российских научных Институтов и 8 зарубежных организаций, представлено более 140 докладов.

**Ключевые слова:** минералогия, петрология, геохимия, планетология, космохимия, фазовые равновесия, термодинамические свойства минералов, экспериментальная геоэкология, техника эксперимента

DOI: 10.31857/S0016752523050084, EDN: ELYVDI

#### ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ

На пленарном заседании было заслушано два научных доклада. Шаикий А.Ф. (НГУ. ИГМ СО РАН, ГЕОХИ РАН), Бехтенова А.Е., Подбородников И.В., Арефьев А.В., Виноградова Ю.Г. (НГУ, ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) представили обзор экспериментальных данных о фазовых взаимоотношениях в силикатных системах с СО<sub>2</sub> при давлениях 3–6.5 ГПа. Авторы обсудили основные реакции, контролирующие солидусы карбонатизированных мантийных пород (перидотитов и эклогитов) в номинально безводных условиях и в присутствии воды. Рассмотрели влияние H<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O на реакции плавления, составы образующихся расплавов и область их *P*-*T* устойчивости. Во втором докладе Котельников А.Р., Чевычелов В.Ю., Сук Н.И., Коржинская В.С. (ИЭМ РАН), Котельникова З.А. (ИГЕМ РАН) оценили условия и механизм образования тантало-ниобиевого оруденения на основе изучения растворимости тантало-ниобатов в гранитных расплавах в зависимости от состава и Т-Р параметров. Показали возможность накопления Ta, Nb в процессе магматической дифференциации и образования

специфичных Li-F гранитов, содержание тантала и ниобия в которых возрастает примерно на порядок относительно исходных магм гранитных батолитов (типа Хангилайского плутона). Экспериментально определили фазовые соотношения в системе тантало-ниобат – кварц – раствор фторида калия в широком интервале P-T параметров. Таким образом, экспериментально продемонстрировали возможность образования тантало-ниобиевых месторождений по двухстадийной модели процесса рудогенеза, теоретически предсказанной в работах Г.П. Зарайского и Ф.Г. Рейфа.

# ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ ПРИ ВЫСОКИХ *Р*–*Т* ПАРАМЕТРАХ

Арефьев А.В., Шацкий А.Ф., Бехтенова А.Е., Подбородников И.В. (НГУ, ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) экспериментально изучали системы Kfs + Dol  $\pm$  Jd  $\pm$  Di  $\pm$  Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> при 3–6 ГПа. Солидус системы Kfs + Dol установлен при 1200°С/3 ГПа, 1100°С/4/4.5 ГПа и 1050°С/6 ГПа. Состав солидусного расплава изменяется в следующей последовательности:  $L_{(карб)}$  +  $L_{(сил)}$  при 3 ГПа,  $L_{(сил)}$  при 4.5 ГПа,  $L_{(карб)}$  при 6 ГПа. Введение натрия в систему в виде Jd + Di приводило к стабилизации карбонатного расплава, обогащенного натрием, при 3 ГПа/1050°С и сужению области калиевого карбонатного расплава за счет расширения области жидкостной несмесимости при 6 ГПа. Добавления натрия в систему в виде Jd расширяло область устойчивости натрового карбонатного расплава в сторону низких температур при 3 ГПа, расширяло область жилкостной несмесимости при 4 и 4.5 ГПа, а также область калиевого карбонатного расплава при 6 ГПа. Добавление натрия в виде Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> приводило к стабилизании натро-калиевого карбонатного расплава в широком диапазоне температур и давлений и значительному сужению *P*-*T* области жидкостной несмесимости. Арефьев А.В., Шацкий А.Ф., Бехтенова А.Е., Подбородников И.В. (НГУ, ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) исследовали систему пелит-СО<sub>2</sub> при 3-6 ГПа. Сравнение солидуса безводного карбонатизированного пелита с водосодержашим показало, что в присутствии воды солидус системы понижается на ~200°С при 2.5-3 ГПа и ~75°С при давлениях ≥5 ГПа без значительного изменения состава солидусного расплава. Бенделиани А.А. (геол. ф-т МГУ, ГЕОХИ РАН), Еремин Н.Н. (геол. ф-т МГУ), Бобров А.В. (геол. ф-т МГУ, ГЕОХИ РАН, ИЭМ РАН) экспериментально исследовали системы перидотит-К2CO3-H2O и базальт-К<sub>2</sub>СО<sub>3</sub>-Н<sub>2</sub>О при давлении 7 ГПа в диапазоне температур 900-1200°С. Сделали вывод о возможности кристаллизации титансодержащих флогопитов только в условиях корово-мантийного взаимодействия. Бехтенова А.Е., Шацкий А.Ф., Подбородников И.В., Арефьев А.В. (НГУ, ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) изучали составы карбонатного расплава в равновесии с перидотитом при 6 ГПа и 1200–1500°С. Определили, что калий-содержащий (26-35 мас. % К2О) карбонатный расплав с Са# 30-34 находится в равновесии с лерцолитом, а расплавы с Са# 10-20 и 40 находятся в равновесии с гарцбургитом и верлитом соответственно. Отметили, что с повышением температуры от 1200 до 1500°С концентрация SiO<sub>2</sub> в карбонатном расплаве увеличивается от 1 до 11-12 мас. %. Бехтенова А.Е., Шацкий А.Ф., Арефьев А.В., Подбородников И.В. (ИГМ СО РАН, НГУ), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) исследовали взаимодействие фонолитового и карбонатитового расплавов с перидотитом при 6 ГПа и 1200-1500°С. Выяснили, что взаимодействие сопровождается реакцией, в результате которой SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> из фонолитового расплава реагируют с оливином с образованием ортопироксена и граната, в то время как K<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> поглощаются сосуществующим карбонатным расплавом. Бутвина В.Г. (ИЭМ РАН), Сафонов О.Г. (ИЭМ РАН, геол. ф-т МГУ), Спивак А.В., Лиманов Е.В. (ИЭМ РАН), Во-

робей С.С. (ГЕОХИ РАН), Бондаренко Г.В., Ван К.В. (ИЭМ РАН) представили результаты экспериментального изучения кристаллизации хромсодержащих К-Ва-титанатов магнетоплюмбитовой группы (имэнгита и хоторнеита) в системе хромит-рутил/ильменит в присутствии флюида H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-КСО<sub>3</sub>/ВаСО<sub>3</sub> при давлениях 3.5 и 5.0 ГПа и температуре 1200°С, моделирующих процессы образования этих фаз в ходе метасоматоза перидотитов верхней мантии. Выявили зависимость содержания Cr в титанатах от давления. Виноградова Ю.Г., Шацкий А.Ф., Подбородников И.В., Арефьев А.В. (НГУ, ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) рассмотрели реакцию пиропа с СО<sub>2</sub> с обеих сторон путем изучения фазовых взаимоотношений в системах  $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + 3CO_2$  и  $3MgCO_3 + 3SiO_2 +$ + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в интервале 3-6 ГПа, 900-1500°С при длительности опытов до 170 часов. Такой подход, позволил обосновать термодинамическое положение данной реакции и установить нижний предел устойчивости пиропа с СО2 по температуре при давлениях от 3 до 6 ГПа. Гирнис А.В. (ИГЕМ РАН), Булатов В.К. (ГЕОХИ РАН), Вудланд А., Брай Г.П., Хёфер Х. (Университет Гете, ФРГ) изучали окислительно-восстановительные взаимодействия между модельными перидотитами и метаосадками или эклогитами в присутствии углерода в системах, не содержащих железо, при 10 ГПа и 1200-1500°С. Реакции осуществлялись за счет диффузии кислорода и углерода вдоль межзерновых каналов. Перенос основных катионов приводил к образованию карбонатизированного перидотита и алмазосодержащего эклогита. Рассмотренные процессы могут объяснять существование богатых алмазом эклогитов и малым количеством алмазов в перидотитовых ксенолитах. Горбачев Н.С., Костюк А.В., Горбачев П.Н., Некрасов А.Н., Султанов Д.М. (ИЭМ РАН) исследовали плавление и фазовые соотношения в системе FeS-Fe-C при 4 ГПа, 1400°C, а также поведение Re при FeS-FeC расслоении Fe-S-C расплава. Жимулев Е.И., Чепуров А.И., Сонин В.М., Чепуров А.А., Похиленко Н.П. (ИГМ СО РАН) экспериментально определяли взаимодействие кимберлита с металлическим железом при 4 ГПа и 1500°С. Полученные результаты свидетельствуют о неустойчивости карбонатной составляющей кимберлита в восстановительных условиях стабильности металлического железа. Иванов М.В. (ИГГД РАН) на основе полученных ранее уравнений состояния тройных систем H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-CaCl<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-NaCl вывел уравнение состояния четверной системы H2O-CO2-NaCl-CaCl2 и построил соответствующую численную термодинамическую модель. Искрина А.В. (геол. ф-т МГУ, ИЭМ РАН), Бобров А.В. (геол. ф-т МГУ, ГЕОХИ РАН, ИЭМ РАН), Спивак А.В. (ИЭМ РАН), Кузьмин А.В. (ИФТТ РАН), Чаритон С. (Центр передо-

вых источников излучения, Ун-т Чикаго, США), Федотенко Т. (Институт физики материалов при экстремальных условиях, ФРГ), Дубровинский Л.С. (Баварский Геоинститут, ФРГ) определили условия образования, границы фазовых переходов и изменение физических свойств постшпинелевых фаз в различных химических системах в широком *P*-*T* диапазоне. Сделали обобщение имеющихся данных, а также изучили условия образования и структурные особенности высокобарных фаз в системах Ca-Al-O(+Fe) и Mg-Al-Cr-O. Йосимовска А.В. (МГУ), Оганов А.Р. (Сколтех) предприняли попытку создания геохимической классификации химических элементов под давлениями 0, 200 и 500 ГПа. Исследование основывалось на модели геохимической классификации В.М. Гольдшмидта. Карпович З.А. (ИГМ СО РАН) рассмотрел морфологические особенности алмаза, выращенного на затравках импактных алмазов Попигайской астроблемы в системе Fe-Ni-C. Костюк А.В., Горбачев Н.С., Горбачев П.Н., Некрасов А.Н., Султанов Д.М. (ИЭМ РАН) провели экспериментальное изучение системы базальт-FeS-Fe-C при параметрах верхней мантии, что представляет интерес в связи с проблемами ранней дифференциации космических тел, химического состава метеоритов и магматических сульфидных месторождений. Кузюра А.В., Литвин Ю.А. (ИЭМ РАН) при давлении 6.0 ГПа и температуре 700-1400°С исследовали влияние повышенных содержаний С-О-Н-флюида на возможность перитектической реакции оливина, ее температуру, составы реакционных фаз, точку стартового состава в мантийных силикат-флюидных магматических системах: оливин-жадеит-диопсид -(5 мас. % С-О-Н) и алмазообразующей силикат – (Mg-Fe-Ca-Na-карбонат) – (7.5 мас. % С-О-Н). Лиманов Е.В., Бутвина В.Г., Сафонов О.Г., Ван К.В., Воробей С.С. (ИЭМ РАН) изучали реакции образования К-рихтерита при 3 ГПа и 1000°С. Установили, что образование К-рихтерита зависит не только от щелочности флюида, но и от соотношения самих шелочных компонентов. Лин В.В., Чепуров А.А., Туркин А.И. (ИГМ СО РАН) продемонстрировали результаты исследования кристаллизации оливинов при разложении серпентина в присутствии хромита и корунда. Литасов К.Д. (ИФВД РАН), Шацкий А.Ф., Бехтенова А.Е., Подбородников И.В. (ИГМ СО РАН, НГУ) представили результаты исследований по взаимодействию мантийных пород и минералов с SiC при 6 ГПа и 1100-1500°С. Показали, что при 6 ГПа происходит достаточно быстрое реакционное взаимодействие SiC с минералами и породами мантии с образованием металлических фаз и высокомагнезиальных силикатов и хромитов. Это означает, что они не могут находиться в равновесии, как это утверждалось ранее для ряда офиолитовых перидотитов и хромититов, а также вулканических пород,

МГУ), Бинди Л. (ун-т Флоренции), Ирифуне Т. (ун-т Эхиме) исследовали поля стабильности Na-Ti-пироксена (Na(Mg<sub>0.5</sub>Ti<sub>0.5</sub>)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) при 10-24 ГПа и 1000-1300°С на многопуансонном аппарате высокого давления. Определили, что в зависимости от *P*-*T* условий основными фазами, полученными в опытах, являются Na-Ti-пироксен (при 10 ГПа) и Nа-мэйджорит в ассоциации со стишовитом и фазой Na(Ti<sub>1.5</sub>Mg<sub>0.5</sub>)O<sub>4</sub> со структурой кальциоферрита (при 16 ГПа). С увеличением давления до 24 ГПа образовывался MgSiO<sub>3</sub> бриджманит с высоким содержанием натрия и титана. Новоселов И.Д., Пальянов Ю.Н., Борздов Ю.М. (ИГМ СО РАН) для изучения взаимодействия СО2- и СО2-Н2О-флюидов с гранатами эклогитового и лерцолитового парагенезисов провели эксперименты в ячейке с буферирующим гематитовым контейнером при 6.3 ГПа, 950-1550°С длительностью 5-100 ч. В качестве исходных веществ использованы гранаты из ксенолитов эклогита и гранатового лерцолита, графит, а также оксалат серебра или щавелевая кислота как источник флюида. Установили, что в экспериментах происходят перекристаллизация графита и гранатов, а также частичная карбонатизация последних с образованием коэсита, кианита,  $(Al,Cr)_2O_3$  и карбонатной фазы. Выявленные закономерности могут быть рассмотрены как возможные индикаторы углекислого метасоматоза мантийных пород. Пальянов Ю.Н., Хохряков А.Ф., Куприянов И.Н. (ИГМ СО РАН) провели экспериментальное обоснование индикаторов генезиса алмаза. По данным изучения реальной структуры алмаза установили, что кислородсодержащие центры (1065 см<sup>-1</sup>) являются индикаторами окислительных условий (fO<sub>2</sub> между ССО и ССО-0.5 лог. ед.), а кремний-вакансионные центры характерны только для ультра-восстановленных сред ( $fO_2 \le IW$ ). Индикаторами неметаллических сред являлись высокие содержания азота (≥1000 ppm) в алмазах и водородсодержащие центры. Включения углеводородов и низкие концентрации азота (50–200 ppm) характерны для алмазов, синтезированных в металл-углеродных расплавах. Подбородников И.В., Шацкий А.Ф., Федораева А.С., Арефьев А.В., Бехтенова А.Е. (НГУ, ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) представили экспериментальные данные по фазовым T-X диаграммам систем NaCl-CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> и KCl-CaCO<sub>3</sub>-MgCO<sub>3</sub> при 6 ГПа и 1000-1600°С. В свете полученных данных обсудили возможную генетическую связь соляных и карбонатитовых расплавов/флюидов в мантии Земли. Похмелкин Н.С., Шацкий А.Ф., Бехтенова А.Е., Подбородников И.В., Арефьев А.В. (НГУ, ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) получили новые экспериментальные данные по фазовым взаимоот-

таких как базальты и кимберлиты. Матросова Е.А.

(ГЕОХИ РАН), Бобров А.В. (ГЕОХИ РАН, геол. ф-т

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

ношениям в системах 2Phl + 3Dol, 2Ph + 3Dol,Phl + 3Cal и Ph + 3Cal в интервале давлений 3-6 ГПа при 900-1100°С. Ращенко С.В. (ИГМ СО РАН, НГУ), Дружбин Д.А., Crichton W. (ESRF), Шацкий  $A.\Phi$ . (ИГМ СО РАН, НГУ) использовали технику синхротронной монохроматической дифракции in situ в прессе большого объёма, с помошью которой. удалось охарактеризовать кристаллическую структуру полиморфных модификаций СаСО3 в диапазоне 3-10 ГПа и 1100-2000 К и-обнаружить новую модификацию "calcite-Vb", относящуюся к структурному типу КСlO<sub>3</sub>. Ращенко С.В., Шацкий А.Ф. (ИГМ СО РАН, НГУ) провели экспериментальное исследование поведения структуры Na-Ca-бербанкита при высоком давлении. Сагатов Н.Е. (ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) на основе расчетов из первых принципов в рамках теории функционала плотности определили фазовые взаимоотношения в системе Fe-C при 100-400 ГПа и 0-4000 К. Расчеты свободной энергии Гиббса показали, что Fe<sub>7</sub>C<sub>3</sub>-*Pbca* является энергетически более выгодной модификацией, чем Fe<sub>7</sub>C<sub>3</sub>-*P*63*mc* при давлениях внутреннего ядра Земли и температурах выше 2100-2800 К. Сагатов Н.Е., Гаврюшкин П.Н., Сагатова Д.Н. (ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) продемонстрировали, что исследование фазовых взаимоотношений и Р-Т диаграмм соединений железа с легкими элементами при высоких давлениях является одной из ключевых задач определения состава и структуры ядра Земли. Представили результаты поиска стабильных соединений и их структур в системах Ni–X и Fe–X (X = C, N, P) при 100-400 ГПа. Сагатова Д.Н., Гаврюшкин П.Н., Шацкий А.Ф., Сагатов Н.Е., Банаев М.В. (ИГМ СО *РАН*, *НГУ*), *Литасов К.Д.* ( $И \Phi B \square PA H$ ) в рамках теории функционала плотности рассмотрели систему СаО-СО2. Показали, что в системе помимо известного CaCO<sub>3</sub> при давлении ~10 ГПа стабилизируются три новых соединения, Ca<sub>2</sub>CO<sub>4</sub>, Са<sub>3</sub>СО<sub>5</sub> и СаС<sub>2</sub>О<sub>5</sub>. В СаО-обогащенной части образуются ортокарбонаты кальция в двух фазах,  $Ca_2CO_4$ -*Pnma* (CaO·CaCO<sub>3</sub>) и Ca<sub>3</sub>CO<sub>5</sub>-*Cmcm* (2СаО·СаСО<sub>3</sub>). Структуры ортокарбонатов содержали изолированные группы [СО<sub>4</sub>]-тетраэдров и являлись структурными аналогами силикатов кальция и бария. Сагатова Д.Н., Шацкий А.Ф., Гаврюшкин П.Н., Сагатов Н.Е. (НГУ, ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) представили результаты расчетов реакций взаимодействия Са<sub>2</sub>СО<sub>4</sub> и СаС<sub>2</sub>О<sub>5</sub> с главными и второстепенными минералами-фазами мантии Земли в диапазоне давлений 20-100 ГПа и температур 300-2000 К на основе теории функционала плотности с помощью метода решеточной динамики в рамках квазигармонического приближения. Слободов А.А. (ГТИТУ, Ун-т ИТМО), Шорников С.И., (ГЕОХИ РАН), Мелентьев А.В., Осипов П.Е., Ефимов Р.Д. (Ун-т ИТМО)

проводили термодинамическое определение фазовых ассоциаций по составу продуктов их испарения. Показали корректность и высокую эффективность предлагаемого метода для исследования самых сложных геохимических систем и процессов. Федькин В.В. (ИЭМ РАН) рассмотрел условия происхождения контрастных серий пород в коровых эклогит-глаукофансланцевых комплексах. Черткова Н.В. (ИЭМ РАН), Бурова А.И. (МГУ, ИЭМ РАН), Спивак А.В., Захарченко Е.С., Литвин Ю.А., Сафонов О.Г. (ИЭМ РАН), Бобров А.В. (МГУ, ИЭМ РАН) применили различные экспериментальные методики исследования минеральных ассоциаций и фаз  $H_2O$ , захваченных в виде включений в алмазах, в диапазоне давлений от 4 до 8 ГПа и температур от 500°С до 1250°С. Наблюдения in situ с использованием ячейки с алмазными наковальнями выявили кристаллизацию льда VII в ассоциации с минералами ильменита и оливина при охлаждении от 890°С при 4 ГПа, что согласуется с данными, полученными для природных образцов. С другой стороны, нагрев этой ассоциации до 1200°С при давлении 6 ГПа приводил к образованию новой минеральной ассоциации, ильменита, пироксена и клиногумита. Полученные экспериментальные результаты могут быть использованы для реконструкции термобарического режима захвата минеральных и флюидных включений при росте и перемещении алмаза в литосфере. Шарапова Н.Ю., Бобров А.В. (геол. ф-т МГУ), Спивак А.В. (ИЭМ РАН) поставили серию экспериментов при 7.0 ГПа и 900-1600°С на твердофазовой установке тороидного типа ("наковальня с лункой") в ИЭМ РАН, в результате чего была построена фазовая *Т-Х* диаграмма системы FeS-NiS. Согласно полученным результатам, в изученном диапазоне составов образовывалась непрерывная серия твердых растворов сульфидных минералов. Проследили эволюцию состава моносульфидного твердого раствора и сульфидного расплава в условиях алмазной фации глубинности при изменении температуры.

# ОБРАЗОВАНИЕ И ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМ

Арискин А.А., Бармина Г.С., Николаев Г.С. (геол. ф-т МГУ, ГЕОХИ РАН) представили ретроспективу работ по геохимической термометрии земных и лунных магматических пород. Детально обсудили базовые принципы подхода, который сложился в 80-х гг. прошлого столетия при попытках генетической интерпретации магматических пород из реголита Моря Кризисов на Луне, доставленного на Землю АМС Луна-24. Асавин А.М., Сенин В.Г. (ГЕОХИ РАН) рассмотрели модели формирования мельтейгит-якупирангито-ийолитовой щелочной фазы Гулинского плутона (дифференциация, выплавление из эклогитовой мантии и др.). Данные

по составам минералов в якупирангитах и расплавных микровключений использовали для оценки физико-химических условий эволюции этих расплавов. Асавин А.М., Шубин И.И., Серова Л.Д. (ГЕОХИ РАН) изучали реакции высокого давления в четырех различных генерациях клинопироксена из шелочных якупирангитов Гулинского плутона. Бычков Д.А., Коптев-Дворников Е.В. (геол. ф-т МГУ) решали проблему равновесности закалочных экспериментов в системах силикатный расплав – твердые фазы и предложили подходы к ее решению. Бычков Д.А., Романова Е.С., Коптев-*Дворников Е.В. (геол. ф-т МГУ*) вывели уравнение (композитометр) для расчета равновесия расплав-оливин в диапазоне от "сухих" до водонасыщенных систем. Когарко Л.Н. (ГЕОХИ РАН) рассмотрела генезис кальцитовых карбонатитов в процессе плавления метасоматизированной мантии. Взаимосвязи между стеклом, сульфидом и карбонатом позволили предположить, что силикатные, сульфидные и богатые Са карбонатитовые расплавы находились в равновесии друг с другом и возникли в результате частичного плавления метасоматизированного и верлитизированного перидотита. На основе этих данных была разработана двухэтапная модель образования карбонатита, богатого кальцитом: первая стадия метасоматическая верлитизация и карбонатизация мантийного субстрата; вторая стадия частичное плавление карбонатизированного верлита, приводящая к образованию кальциокарбонатитов. Крук А.Н., Сокол А.Г. (ИГМ СО РАН) впервые экспериментально исследовали механизмы вскипания кимберлитовой магмы на начальном этапе ее подъема с использованием кимберлитоподобных расплавов, которые образуются за счет растворения гранатового лерцолита в модельных богатых  $CO_2$  и  $H_2O$  карбонатных расплавах при давлении 5.5 и 3.0 ГПа. Мальков Б.А. (Сыкт ГУим. П. Сорокина), Куратов В.В. (ФМИ Коми НЦ УрО РАН) рассмотрели альтернативные гипотезы происхождения аномально-алмазоносной кольцевой структуры Кумдыколь в Кокчетавском массиве (северный Казахстан). Митяев А.С., Сафонов О.Г. (ИЭМ РАН, геол. ф-т МГУ), Варламов Д.А. (ИЭМ РАН) провели экспериментальное и термодинамическое изучение процессов дегидратации/декарбонатизации и частичного плавления карбонатсодержащих пород в условиях высокотемпературного метаморфизма. Пшеницын И.В., Арискин А.А., Николаев Г.С., Соболев С.Н. (ГЕОХИ РАН) представили результаты по оценке параметров исходной магмы и растворимости серы в расплаве при формировании сульфидной минерализации в придонном плагиоперидотитовом апофизе (апофиз DV10) Йоко-Довыренского массива. Русак А.А., Луканин О.А. (ГЕОХИ РАН) моделировали процессы формирования в магматических системах металлической фазы железа, которые в природ-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

ных условиях реализуются в некоторых базальтовых магмах (например, базальты о-ва Диско), а также могут протекать при плавлении восстановленной мантии Земли и в других планетных телах. Построили трехкомпонентную диаграмму плавкости для системы SiO<sub>2</sub>-MgO-FeO и показали область возможного вылеление металлических капель железа при ультра-восстановительных условиях. Соболев С.Н., Пшеницын И.В. (ГЕОХИ РАН), Арискин А.А. (геол. ф-т МГУ, ГЕОХИ РАН), Николаев Г.С. (ГЕОХИ РАН) рассмотрели корреляцию поведения меди, никеля, серы, тугоплавких ЭПГ и хрома с CSD (распределение кристаллов по размеру) оливина в нижней части разреза дунитов Йоко-Довыренского массива. Шишкина Т.А., Аносова, Мигдисова Н.А., Сущевская Н.М. (ГЕОХИ *РАН*), используя методики LA-ICP-MS, определили содержания элементов-примесей (Cu, Zn, Co, Ni, Mn, Cr, Sc, V, Ca, Ti, Al, Y, Yb) во вкрапленниках оливина из вулканических пород разных геологических обстановок, таких как островодужные базальты, базальты срединно-океанических хребтов, высокощелочные породы континентального вулканизма. Шекина Т.И., Зиновьева Н.Г. (геол. ф-т МГУ), Русак А.А. (ГЕОХИ РАН), Хвостиков А.А. (ИПТМ РАН), Котельников А.Р. (ИЭМ РАН), Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н. (геол. ф-т МГУ) изучали кристаллизацию породообразующих минералов и фаз редких элементов в обогащенной фтором модельной гранитной системе при понижении температуры от 800 до 500°С при давлении 1 кбар.

# ВЗИМОДЕЙСТВИЕ В СИСТЕМАХ ФЛЮИД–РАСПЛАВ–КРИСТАЛЛ

Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И. (геол. ф-т МГУ) исследовали взаимодействие кальцита и фторсодержащего гранитного расплава при 700°С и 1 Кбар. Получили зональную колонку, которая явилась результатом контактовореакционного взаимодействия кальцита и фторсодержащего гранитного расплава. Девятова В.Н. (ИЭМ РАН), Симакин А.Г. (ИЭМ РАН, ИФЗ РАН), Некрасов А.Н. (ИЭМ РАН) провели опыты при 1050°С,  $P_{H,0} = 2$  Кбар и t = 24 ч по изучению стабильности чистого синтетического безжелезистого паргасита NaCa<sub>2</sub>Mg<sub>4</sub>Al<sub>3</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub> и его взаимодействию с расплавами, близкими по составу к уртиту и пироксениту. Поведение паргасита при взаимодействии с расплавами различного состава полтвердило эффект влияния активности кремнезема на стабильность амфибола. Котельников А.Р., Коржинская В.С., Сук Н.И. (ИЭМ РАН), Котельникова З.А. (ИГЕМ РАН), Ахмеджанова Г.М., Ван К.В. (ИЭМ РАН) для оценки фазовых отношений минералов-концентраторов Nb, Ta – пирохлора и танталита в интервале *ТР*-параметров, отвечающих заключительным этапам магматиче-

ского и началу гидротермального процессов, поставили эксперименты по взаимолействию данных минералов с 1 М раствором КГ (NaF) с добавлением силикатного вещества (SiO<sub>2</sub>) в систему. Персиков Э.С. (ИЭМ РАН). Аранович Л.Я. (ИГЕМ РАН), Бухтияров П.Г., Шапошникова О.Ю. (ИЭМ РАН) получили новые экспериментальные данные по взаимодействию магматических расплавов с водородом в динамическом режиме при температуре 1200°С и давлениях водорода (10-60 МПа), позволившие понять возможную роль водорода в процессах, протекающих в магмах в земной коре и вулканическом процессе в восстановительных условиях, когда  $f(O_2) = 10^{-13} - 10^{-14}$ . Персиков Э.С. (ИЭМ РАН), Аранович Л.Я. (ИГЕМ РАН), Бухтияров П.Г. Косова С.А. (ИЭМ РАН) использовали оригинальную установку высокого газового давления и впервые выполнили эксперименты по взаимодействию железа с метаном при температуре 900°С и давлении 100 МПа. Результаты опытов сопоставили с расчетами состава С-Н флюида, равновесного с металлической фазой с фиксированным содержанием углерода. Персиков Э.С. (ИЭМ РАН), Аранович Л.Я. (ИГЕМ РАН), Бухтияров П.Г., Некрасов А.Н. Косова С.А. (ИЭМ РАН) установили, что, несмотря на высокий восстановительный потенциал системы Н<sub>2</sub>-андезитовый расплав, реакции окисления водорода и восстановления оксидов Fe в расплаве не идут до конца. Отметили, что структура и размеры экспериментально полученных металлических обособлений хорошо согласуются с природными данными о находках небольших количеств металлической фазы, прежде всего железа в магматических породах различного состава и генезиса в условиях земной коры. Расс И.Т. (ИГЕМ РАН), Шмулович К.И. (ИЭМ РАН) провели экспериментальное исследование модельной фосфатно-карбонатной системы с фтором. Родкин М.В., Рукавишникова Т.А. (ИТПЗ РАН) проанализировали данные по микроэлементному (МЭ) составу гидротермальных вод Большого Кавказа в сравнении с МЭ составом нефти и грязевулканических вод Предкавказья и Закавказья и ряда других регионов (в частности, Камчатки). Ходоревская Л.И., Варламов Д.А. (ИЭМ РАН) при T = 750°C, P = 500 МПа в условиях градиента температуры и давления внутри ампулы воспроизвели опыты по выносу Si, Al, K, Na из гранитного стекла Gl и их переотложению на амфиболите с образованием гранитного стекла Gl<sub>1</sub>. Хохряков А.Ф., Крук А.Н., Сокол А.Г. (ИГМ СО РАН) представили результаты по растворению алмаза в расплавах, образующихся при плавлении неизмененного кимберлита из трубки Удачная-Восточная (Якутия) и модельного карбонатита при 6.3 ГПа, 1200-1400°С и fO2 от буфера никель-бунзенит (NNO) до NNO + 3.1 лог. ед., моделируя условия, характерные для перидотитового источника кимберлитовых магм в субконтинентальной литосферной мантии. Установили, что наиболее агрессивными средами по отношению к алмазу в исследованном интервале  $T-fO_2$ являлись обогащенные водой расплавы. Скорость растворения алмаза возрастала во всех исследованных системах при увеличении  $fO_2$  и температуры. Шацкий А.Ф., Подбородников И.В., Бехтенова А.Е., Арефьев А.В. (ИГМ СО РАН), Литасов К.Д. (ИФВД РАН) исследовали влияние катионного состава карбонатов на их взаимодействие с металлическим железом при 6–6.5 ГПа и 1000–1500°С.

# ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ РАВНОВЕСИЯ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Алексеев В.А. (ГЕОХИ РАН) изучал коллоидный перенос металлов гидротермальными растворами. Балиикая Е.Д. (ИЭМ РАН), Плотникова И.Н. (ИПИ АН РТ), Балицкий В.С. (ИЭМ РАН), Пиронон Ж., Баррес О., Ранди А. (Université de Lorraine), Балицкая Л.В., Бубликова Т.М., Голунова М.А., Сеткова Т.В. (ИЭМ РАН), Петров С.М., А.И. Лахова (КНИТУ) экспериментальным путем выясняли реальные источники жидких и газовых углеводородов при восполнении и подпитке истощенных месторождений нефти и газа. Коржинская В.С. (ИЭМ РАН) продемонстрировала результаты поведения марганца, железа, натрия и кальция при растворении природных минералов танталита и пирохлора в растворах (m HF + 0.5m HCl) при T = $= 300-550^{\circ}$ С, P = 100 МПа в присутствии кислородного буфера Со-СоО. Коржинская В.С., Котова Н.П. (ИЭМ РАН) рассмотрели влияние состава раствора и температуры на растворимость оксидов тантала и ниобия, танталита и пирохлора во фторидно-хлоридных флюидах. Лаптев Ю.В. (ИГМ СО РАН) осуществил расчетное моделирование миграционного состава форм золота в сульфатно-хлоридно-углекислотных флюидах. Лахова А.И., Петров С.М. (КНИТУ), Балицкий В.С. (ИЭМ РАН), Плотникова И.Н. (ИПИ АН РТ), Сеткова Т.В., Балицкая Л.В., Бубликова Т.М., Голунова М.А. (ИЭМ РАН) экспериментально изучали влияние гидротермального флюида на изменение нефтяных углеводородов различных генотипов. Редькин А.Ф., Котова Н.П. (ИЭМ РАН) выяснили особенности взаимодействия шеелита с растворами HCl при 400 и 500°С, 100 МПа и различных  $fO_2$  по экспериментальным и расчетным данным. Тарнопольская М.Е., Николаева И.Ю., Лубкова Т.Н., Бычков А.Ю. (геол. ф-т МГУ) определяли растворимость HfO2 в зависимости от концентрации NaF-HF при 300-350°С и давлении насыщенного пара воды при 400°С, 1 кбар. Таусон В.Л., Липко С.В., Смагунов Н.В., Бабкин Д.Н., Белозерова О.Ю. (ИГХ СО РАН) изучали влияние фугитивности серы на коэффициенты распределения и сокристаллизации основных металлических изоморфных примесей, а также некоторых благородных металлов в сфалерите (Ag, Au, Pt и Pd) при 450°C, 1 кбар.

#### СИНТЕЗ МИНЕРАЛОВ

Бутвина В.Г. (ИЭМ РАН), Сафонов О.Г. (ИЭМ РАН, геол. ф-т МГУ), Спивак А.В., Лиманов Е.В. (ИЭМ РАН), Воробей С.С. (ГЕОХИ РАН), Бондаренко Г.В., Ван К.В. (ИЭМ РАН) представили результаты экспериментального исследования кристаллизации хромсодержащих К-Ва-титанатов магнетоплюмбитовой группы в системе хромитрутил/ильменит в присутствии флюида H<sub>2</sub>O-СО<sub>2</sub>-КСО<sub>3</sub>/ВаСО<sub>3</sub> при давлениях 3.5 и 5.0 ГПа и температуре 1200°С, моделирующие процессы образования этих фаз в ходе метасоматоза перидотитов верхней мантии. Ковалев В.Н. (МГУ, ИЭМ РАН), Сеткова Т.В., Балицкий В.С., Калинин Г.М. (ИЭМ РАН), Боровикова Е.Ю. (МГУ) показали, что кристаллы твердого раствора  $\alpha$ -Si<sub>1 – x</sub>Ge<sub>x</sub>O<sub>2</sub> являются перспективными монокристаллическими пьезоэлектриками, обладающими более высокими в сравнение с кварцем пьезоэлектрическими характеристиками и представили новые экспериментальные данные по выращиванию кристаллов  $\alpha$ -Si<sub>1 – x</sub>Ge<sub>x</sub>O<sub>2</sub> в борнокислых растворах. Ковальская Т.Н., Ермолаева В.Н. (ИЭМ РАН), Чуканов Н.В. (ИПХФ РАН), Варламов Д.А. (ИЭМ РАН), Ковальский Г.А. (геол. ф-т МГУ, ИЭМ РАН), Калинин Г.М., Чайчук К.Д. (ИЭМ РАН) с целью воссоздания физико-химических условий образования типоморфного минерала ультращелочных комплексов – эвдиалита провели эксперименты по его синтезу. Осадчий В.О., Чареев Д.А. (ИЭМ РАН), Абрамова В.Д. (ИГЕМ РАН) синтезировали мультиэлементный стандарт на основе галенита для анализа методом LA ICP-MS. Сеткова Т.В., Спивак А.В. (ИЭМ РАН), Кузьмин А.В. (ИФТТ РАН), Балицкий В.С. (ИЭМ РАН), Шершнева И.Н. (ИЭМ РАН, ИПХФ РАН), Бубликова Т.М. (ИЭМ РАН), Лазаренко В.А., Дороватовский П.В. (КИСИ) в термоградиентных гидротермальных условиях при температуре 600/650°С и давлении 100 МПа получили кристаллы Ge,Ga-оксида размером до 100 мкм. Комплексный анализ (РСА, КР- и ИКспектроскопия) кристаллов показал, что данная кристаллическая фаза синтезирована впервые.

# ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ, РАСПЛАВОВ И ФЛЮИДОВ

Воронин М.В., Осадчий Е.Г., Бричкина Е.А., Осадчий В.О. (ИЭМ РАН) методом измерения электродвижущих сил (ЭДС) в системе Ад–Аи–Те в температурном диапазоне 332–485 К определили термодинамические свойства креннерита (AgAu<sub>4</sub>Te<sub>10</sub> или AgAu<sub>3</sub>Te<sub>8</sub>) в полностью твердотельной электрохимической ячейке. Гриценко Ю.Д. (геол. ф-т МГУ,

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

Мин. музей им. А.Е. Ферсмана РАН), Дедушенко С.К. (хим. ф-т МГУ). Пачтов Л.А. (Мин. музей им. А.Е. Ферсмана РАН), Голубев Я.В. (хим. ф-т МГУ), Вигасина М.Ф., Мельчакова Л.В. Огородова Л.П. (геол. ф-т МГУ) провели исследование химического состава стурманита из рудника Н'Чванинг 2 (ЮАР) и рассчитали его химическую формулу. Иванов М.В., Александрович О.В. (ИГГД РАН) при помощи метода классической молекулярной динамики произвели расчет степени диссоциации NaCl в водном флюиде для большого набора точек в диапазоне *T* = 400–1000°С и *P* = 0.2–20 кбар при моляльных концентрациях от 0.05 до 2 m. Peзультаты расчета позволили создать простую численную модель для константы диссоциации в зависимости от P, T и концентрации NaCl. Королева О.Н. (ГЕОХИ РАН) изучала бинарные стеклообразующие системы M<sub>2</sub>O-GeO<sub>2</sub> и M<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> (где М – щелочной металл) методом физико-химического моделирования на основе минимизации свободной энергии в области температур до 1500 К. Котельников А.Р., Сук Н.И. (ИЭМ РАН), Котельникова З.А. (ИГЕМ РАН) собрали сводку методов оценки РТ-параметров природных процессов в Земной коре, основанных на экспериментальном изучении: межфазового распределения главных, малых, редких элементов и изотопов; распределения элементов между неэквивалентными позициями структуры минералов; фазовых отношений во флюидных включениях в породообразующих минералах. Осадчий Е.Г., Осадчий В.О. (ИЭМ РАН), Поляков В.Б. (ГЕОХИ РАН) определяли устойчивость высокобарной синтетической фазы АдТе<sub>3</sub> при стандартных условиях. Слободов А.А. (СПб ГТИ(ТУ), Ун-т ИТМО), Шорников С.И. (ГЕОХИ РАН), Радин М.А. (СПХФУ), Ворожцова Ю.С., Клепова А.Н. (Ун-т ИТМО) на основе процедур экспертизы, расчета, оценки, согласования информации разработали базы стандартных термодинамических свойств для широкого круга неорганических, органических веществ и компонентов водных растворов в широкой области температур и давлений, комплекс компьютерных программ для извлечения необходимой информации. Соколова Т.С. (ИЗК СО РАН), Филиппова А.И. (ИТПЗ РАН, ИЗМИРАН), Дорогокупец П.И. (ИЗК СО РАН) на основе свободной энергии Гельмгольца построили уравнения состояния трех фаз  $MgSiO_3$  и рассчитали их термодинамические и термоупругие свойства при заданных Р-Т параметрах. Тюрин А.В. (ИОНХ РАН), Полотнянко Н.А. (Гос. ун-т "Дубна"), Чареев Д.А. (ИЭМ РАН, Гос. ун-т "Дубна"), Попов Е.А., Згурский Н.А. (Гос. ун-т "Дубна"), Пузанова И.Г. (РХТУ) изучали термодинамические характеристики дителлуридов рутения и платины, синтетических аналогов природных минералов, необходимые для проведения физико-химического моделирования условий образования месторождений благородных металлов. Чареев Д.А.

(ИЭМ РАН, Гос. ун-т "Дубна"), Полотнянко Н.А. (Гос. ун-т "Дубна"), Тюрин А.В. (ИОНХ РАН), Ганичев Я.А. (Гос. ун-т "Дубна") провели синтез и исследовали новые термодинамические свойства кестерита, который представляет научный интерес и может быть использован, например, в тонкоплёночной фотовольтаике. Шапошникова О.Ю. (ИЭМ РАН), Симакин А.Г. (ИФЗ РАН, ИЭМ РАН), Тютюнник О.А. (ГЕОХИ РАН) представили предварительные экспериментальные данные по влиянию хлора на растворимость платины и других металлов в системе с высокой фугитивностью СО. Шорников С. И., Яковлев О. И. (ГЕОХИ), Минаев В. С. (Рамблер Групп), используя полуэмпирическую модель (Шорников, 2019), рассчитали термодинамические свойства расплавов в системе Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Шорников С.И., Яковлев О.И. (ГЕОХИ), Слободов А.А. (СПб ГТИ) провели теоретические расчеты термодинамических свойств расплавов в системе K2O-Al2O3 при высоких температурах (1200-2500 К).

# ПЛАНЕТОЛОГИЯ, МЕТЕОРИТИКА И КОСМОХИМИЯ

Бадеха К.А. (ГЕОХИ РАН, УрФУ), Демидова С.М. (ГЕОХИ РАН) отметили структурные особенности плессита в атаксите Гоба как индикатор ударного процесса. Баренбаум А.А. (ИПНГ РАН) рассмотрел физическую модель, которая связывает суперконтинентальную цикличность с интенсивными бомбардировками Земли галактическими кометами в эпохи попадания Солнца в спиральные рукава и струйные потоки Галактики. Баренбаум А.А. (ИПНГ РАН), Шпекин М.И. (КФУ) предположили, что бассейн Восточный на Луне мог быть создан кометами, выпавшими на Луну в конце последней бомбардировки. Воропаев С.А., Федулов В.С., Душенко Н.В., Наймушин Г.С., Кривенко А.П. (ГЕОХИ РАН) проводили эксперименты по ступенчатой дегазации хондритов типов LL, L, H, которые показали существенное содержание азота в общем составе выделяемых газов. В связи с этим, авторы рассмотрели возможность влияния фазовых переходов полевых шпатов при нагреве на объемную диффузию азота. Генералова Е.А., Дорофеева В.А. (ГЕОХИ РАН) провели оценку соотношения масс ледяной и тугоплавкой компоненты в первичных телах внешней части солнечной небулы. Рассмотрели состав газовой фазы для различных регионов диска, получили максимальные оценки отношения массы леляной компоненты к массе тугоплавкой компоненты для региона Главного астероидного пояса, регионов Юпитера и Сатурна и транснептунового региона. Демидова С.И., Рязанцев К.М., Бадеха К.А. (ГЕОХИ РАН) применили современные аналитические методы для изучения минеральной ассоциации поздних стадий кристаллизации высокоалюми-

ниевых базальтов "Луны-16". Дунаева А.Н., Кронрод В.А., Кусков О.Л. (ГЕОХИ РАН) рассмотрели влияние органического вещества на тепловой режим и структурные характеристики частично дифференцированного Титана. Иванов А.А., Севастьянов В.С., Шныкин Б.А., Долгоносов А.А. (ГЕОХИ РАН). Лауринавичус К.С. (ИБФМ РАН). Смирнова Л.Л. (ИПТС, г. Севастополь) предложили экспериментальную модель синтеза органических соединений на этапе предбиологической стадии Земли при генерации ультразвука прибрежной морской галькой. Ипатов С.И. (ГЕОХИ РАН) рассчитал вероятности выпалений на планеты и Луну тел, выброшенных с Земли при ее столкновении с телами ударниками. Кронрод Е.В., Кронрод В.А., Кусков О.Л. (ГЕОХИ РАН) провели моделирование тепловой эволюции Луны, разделенной на кору, верхнюю, нижнюю мантии, зону пониженной вязкости (LVZ) и ядро в соответствии с геофизическими ограничениями. Кронрод В.А., *Дунаева А.Н., Кусков О.Л. (ГЕОХИ РАН)* обсудили применительно к частично дифференцированному Титану два вероятных механизма теплопереноса – глобальную конвекцию в мантии и льлах высокого давления и теплоперенос посредством движения жидкой фазы в вертикальных каналах (heat-pipe). Рассмотрели ограничения на размеры силикатного ядра и параметры каменно-ледяной мантии. Куражковский А. Ю., Цельмович В.А. (ГО *"Борок" ИФЗ РАН*) впервые обнаружили возрастание поступления самородных металлов на земную поверхность в ходе эпизода смены геомагнитной полярности, что может служить фактографическим подтверждением гипотезы А.А. Баренбаума. Куюнко Н.С. (ГЕОХИ РАН) предложила методику идентификации внеземного вещества по соотношению естественной и наведенной рентгеновским излучением термолюминесценции. Установила зависимость высоты пика и интенсивности термолюминесцентного свечения от ударного класса равновесных обыкновенных хондритов и рассчитала величину ударной нагрузки. Лаврентьева З.А., Люль А.Ю. (ГЕОХИ РАН) методом ИНАА определили содержания литофильных и сидерофильных микроэлементов в магнитных и немагнитных размерных фракциях из энстатитового хондрита Atlanta EL6. Лепешкин С.В., Батурин В.С., (ГЕОХИ РАН), Оганов А.Р. (Сколтех) с помощью эволюционного алгоритма, реализованного в программе USPEX, рассчитали оптимальные структуры молекул С<sub>n</sub>H<sub>m</sub> в широком диапазоне составов ( $1 \le n \le 20, m \le 2n + 2$ ), что позволило объединить различные гомологические ряды УВ в единый общий контекст. Построили карты стабильности, которые служат ориентиром для оценки вероятности наблюдения тех или иных молекул в различных средах. Луканин О.А., Жаркова Е.В., (ГЕОХИ РАН) обобщили полученные данные по измерению собственной летуче-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

сти кислорода (fO<sub>2</sub>) стекол импактного происхождения при температурах 800-1100°С и 1 атм., используя метод твердых электролитических ячеек. Объектами исследования выбрали образцы различных типов тектитов из европейской (молдавиты) и австрало-азиатской (индошиниты, филиппиниты, австралиты) полей рассеяния, а также импактиты из двух ударных кратеров Жаманшин (Казахстан) и Эльгыгытгын (Россия). Люль А.Ю., Лаврентьева З.А. (ГЕОХИ РАН) для уточнения процессов образования отдельных компонентов энстатитовых ахондритов получили данные по составу тонкозернистого металла матрицы и крупных изолированных частиц обрита Norton County. Никитин С.М. (Лаб. петромеханики ООО "ЛС-КАМ") провел статистический анализ грануломтрического состава продуктов разрушения обыкновенных хондритов в условиях неоднородного сжатия. Сорокин Е.М. (ГЕОХИ РАН), Герасимов М.В., Зайцев М.А. (ИКИ РАН), Щербаков В.Д. (геол. ф-т МГУ), Рязанцев К.М., Крашенинников С.П., Яковлев О.И., Слюта Е.Н. (ГЕОХИ РАН) построили экспериментальную модель образования нанофазного металлического железа в реголите Луны. Уварова А.В., Агапкин А.И. (ГЕОХИ РАН) представили экспериментальное исследование лунного грунта-аналога Vi-75 (имитирует физические и механические свойства поверхностного лунного реголита) при отрицательных температурах. Устинова Г.К. (ГЕОХИ РАН) обсудила базовые процессы разделения вещества при формировании планетарных систем. Фисенко А.В., Семенова Л.Ф., Павлова Т.А. (ГЕОХИ РАН) рассмотрели вопрос о фазе носителе изотопно-аномальной компоненты Xe-pr2 в обогащенных наноалмазами фракциях метеоритов. Хисина Н.Р., Бадюков Д.Д. (ГЕОХИ РАН) изучали гипергенные изменения металл-сульфидных ассоциаций в палласите Сеймчан и в железном метеорите Дронино. Цельмович В.А. (ГО "Борок" ИФЗ РАН), Максе Л.П. (БГУТ, Беларусь) показали морфологию и состав магнетитовых микросфер как продуктов разрушения метеороидов в атмосфере Земли, выделенных из осадочных пород в сравнении с микросферами, образующимися в технологических процессах плавления.

#### ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЕОМАТЕРИАЛОВ

Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Некрасов А.Н., Сеткова Т.В. (ИЭМ РАН), Крикунова П.В. (геол. ф-т МГУ) провели экспериментальное исследование влияния концентрации растворов аммиака на размеры кристаллов малахита в процессе их массовой кристаллизации. Вигасина М.Ф. (геол. ф-т МГУ), Гриценко Ю.Д. (геол. ф-т МГУ, Мин. музей РАН), Дедушенко С.К. (хим. ф-т МГУ), Огородова Л.П.), Мельчакова Л.В. (геол. ф-т МГУ) с помощью Ра-

ГЕОХИМИЯ том 68 № 5 2023

мановской и Мёссбауэровсой спектроскопий изучали стурманит из рудника Н'Чванинг 2 (ЮАР). Галынина О.В. (геол. ф-т МГУ), Гриценко Ю.Д. (геол. ф-т МГУ, Мин. музей РАН), Вигасина М.Ф., Мельчакова Л.В. Ксенофонтов Д.А., Огородова Л.П. (геол. ф-т МГУ) исследовали образец рруффита из коллекции А.А. Годовикова, собранной в 1953 г. в зоне окисления арсенидного никель-кобальтового месторождения Хову-Аксы (республика Тыва, Россия). Гриценко Ю.Д. (геол. ф-т МГУ, Мин. музей РАН), Ксенофонтов Д.А. (геол. ф-т МГУ), Паутов Л.А. (Мин. музей РАН), Мельчакова Л.В., Вигасина М.Ф., Огородова Л.П. (геол. ф-т МГУ) провели рентгенографическое исследование стурманита из рудника Н'Чванинг 2 (ЮАР). Грииенко Ю.Д. (геол. ф-т МГУ, Мин. музей РАН), Вигасина М.Ф., Мельчакова Л.В., Ксенофонтов Д.А., Огородова Л.П. (геол. ф-т МГУ) занимались рентгенографическим, термическим и КР-спектроскопическим изучением пектолита из карбонатитовых массивов Карело-Кольской и Маймече-Катуйской щелочных провинций. У Жуйсян, Ряховская С.К. (геол. ф-т МГУ), Гриценко Ю.Д. (геол. ф-т МГУ, Мин. музей РАН) изучали образование редкоземельных фосфатов из проявления Сфеновое (Восточный Памир, Таджикистан). Ковалев В.Н. (МГУ, ИЭМ РАН), Спивак А.В., Сеткова Т.В., (ИЭМ РАН), Боровикова Е.Ю. (МГУ), Захарченко Е.С. (ИЭМ РАН) с помощью КР-спектроскопии исследовали кристаллы твердого раствора Si<sub>1 – x</sub>Ge<sub>x</sub>O<sub>2</sub> со структурой α-кварца при давлении до 30 ГПа. Кошелев А.В., Осадчий Е.Г., Ки*рюхина Г.В. (ИЭМ РАН)* твердофазным методом получили кристаллы состава Ni<sub>3</sub>Cu<sub>2</sub>Sn со структурным типом CuAu и изучили их магнитные свойства. Кузин А.М. (ИПНГ РАН) предложил геомеханическую модель Земной коры в области нефтегазообразования. Федяева М.А. (геол. ф-т МГУ), Лепешкин С.В. (ГЕОХИ РАН), Оганов А.Р. (Сколтех) с помощью эволюционного алгоритма, реализованного в программе USPEX, провели глобальную оптимизацию кластеров серы, содержащих от 2 до 26 атомов. На основе этих данных определили наиболее устойчивые ("магические") кластеры, которые должны обладать наибольшей распространенностью. Хайрулина А.И. (геол. ф-т МГУ), Гриценко Ю.Д. (геол. ф-т МГУ, Мин. музей РАН), Вигасина М.Ф., Мельчакова Л.В. (геол. ф-т МГУ) занимались спектроскопическим и термическим изучением темно-синего берилла из Горно-Бадахшанской области, Таджикистан. Цельмович В.А. (ИФЗ РАН, Борок), Дороничева Е.В. (Лаб. доистории) исследовали микроструктуры и состав кремневых артефактов из слоев 7 и 8 грота Сосруко в Приэльбрусье.
## ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ГЕОЭКОЛОГИЯ

Агапкин И.А. (ГЕОХИ РАН) провел сравнение гранулометрического состава камчатского вулканического пепла с лунным реголитом. Гришанцева Е.С., Лубкова Т.Н., Николаева И.Ю. (геол. ф-т МГУ) обсудили результаты применения процедуры SBET (Simplified Bioaccessibility Extraction Test) для оценки биодоступности тяжелых металлов (Cd, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Zn, Fe, Mn) из донных осадков. Жариков А.В., Мальковский В.И., Юдиниев С.В. (ИГЕМ РАН) изучали проницаемость образнов горных порол лля оценки коллоилной миграции радионуклидов. Котельников А.Р., Ахмеджанова Г.М. (ИЭМ РАН), Криночкина О.К. (НИУ МГСУ), Белоусова Е.О. (ИЭМ РАН) для оценки возможности переработки экологически опасных отвалов шунгитового вещества (п-ов Заонежье. Карелия) провели опыты по их гидролитическому выщелачиванию. Попутно оценивалась степень извлечения полезных рудных компонентов из углеродсодержащего вещества шунгитовых пород, являющихся природным концентратором ряда рудных (Ni, Cu, Zn, Cd) и редких (REE, Mo, U) элементов. Котова Н.П. (ИЭМ РАН) экспериментальным путем изучала растворимость Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в растворах KF при 550°C, 50-500 МПа. Кулешова М.Л. (геол. ф-т МГУ), Данченко Н.Н. (Почвенный институт им. В.В. Докучаева), Шимко Т.Г. (геол. ф-т МГУ) оценили иммобилизующую способность глинистых материалов как геохимических барьеров для радионуклидов. Мартынов К.В., Захарова Е.В. (ИФХЭ РАН) провели эксперименты по одновременному выщелачиванию модельной алюмофосфатной стекломатрицы РАО подземной водой и поровой диффузии выщелоченных элементов через глинистые материалы барьеров безопасности глубинного хранилища и зон милонитизации вмещающих пород. Мельникова И.М., Каленова М.Ю., Сапрыкин Р.В. (ВНИИХТ), Юдинцев С.В. (ИГЕМ РАН) исследовали поведение минералоподобных матриц для иммобилизации редкоземельно-актинидной фракции в условиях гидротермального воздействия. Миронов Д.Д. (ГЕОХИ РАН, Ин-т Экологии РУДН), Основина А.А., Багаутдинова А.С. (Ин-т

Экологии РУДН) изучали химико-минералогический состав грунта эолово-аккумулятивного комплекса Сарыкум методом РФА и с применением сканирующей электронной микроскопии. *Янин Е.П. (ГЕОХИ РАН)* исследовал состав речной эпифитовзвеси (РЭ) — осадочного материала, накапливающегося на макрофитах, на необходимость изучения которого указывал В.И. Вернадский.

## МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

Зайиев В.А. (ГЕОХИ РАН) представил Add-Ins надстройку для MS Excel, которая дает пользователю доступ к востребованным при минералогогеохимической работе константам (атомным весам, распространенностям элементов) и операциям (нормализация к хондриту и примитивной мантии, перевод химических анализов в формульные единицы. Надстройка доступна на сайте ГЕОХИ http://www.geokhi.ru/publishing/DocLib/ Lab14/Geokhi Z.xlam. Автором также разработана программа для MS Excel, позволяющая проводить в электронных таблицах наиболее востребованные при обработке минералого-геохимических данных математические операции, которая доступна на сайте ГЕОХИ http://www.geokhi.ru/ publishing/DocLib/Lab14/Inequality\_Z.xlam. Зиновьева Н.Г., Щекина Т.И. (геол. ф-т МГУ), Русак А.А. (ГЕОХИ РАН), Хвостиков А.А. (ИПТМ РАН), Котельников А.Р. (ИЭМ РАН), Бычков А.Ю., Алферьева Я.О. (геол. ф-т МГУ) сравнили результаты применения нескольких типов анализа вещества при изучении силикатных и фторидных фаз в системе Si-Al-Na-K-Li-F-O-H, содержащей редкоземельные элементы. Молчанов В.П. (ДВГИ ДВО РАН), Медков М.А., Юдаков А.А. (ИХ ДВО РАН) предложили технологию извлечения титана из ильменитовых руд и россыпей Ариалненской интрузии ультрабазитов (Приморье).

Работа выполнена по теме Госзадания ГЕОХИ РАН.

Ссылка на Труды ВЕСЭМПГ 2022: http:// www.geokhi.ru/DocLab17/RASEMPG 2022.pdf