

СОДЕРЖАНИЕ

Том 30, номер 6, 2022

Тематический выпуск: Геологической семье Куликовых посвящается
Ответственный редактор: А.В. Самсонов

Геологической семье Куликовых – Вячеславу Степановичу, Виктории Владимировне и Яне Вячеславовне посвящается	571
Re-Os изотопная систематика и содержания ССЭ в коматиитах и базальтах Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (юго-восток Фенноскандинавского щита) как индикаторы скорости перемешивания мантии Земли <i>И. С. Пухтель</i>	574
История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов <i>Е. Б. Сальникова, А. В. Степанова, П. Я. Азимов, М. А. Суханова, А. Б. Котов, С. В. Егорова, Ю. В. Плоткина, Е. В. Толмачева, А. В. Кервинен, Н. В. Родионов, В. С. Степанов</i>	596
Великая дайка Кольского полуострова – маркер архейской кратонизации в северной части Фенноскандинавского щита <i>А. В. Степанова, А. В. Самсонов, Е. Б. Сальникова, С. В. Егорова, Ю. О. Ларионова, А. А. Арзамасцев, А. Н. Ларионов, М. А. Суханова, Р. В. Веселовский</i>	623
Сравнительная характеристика расслоенности мафит-ультрамафитовых интрузивов Олангской группы, Северная Карелия <i>А. Р. Цховребова, Е. В. Коптев–Дворников, Д. А. Бычков</i>	644
Восточная окраина неоархейского Тунгусского супертеррейна: данные по скважинам в центральной части Сибирского кратона <i>А. В. Самсонов, К. Г. Ерофеева, Ю. О. Ларионова, А. Н. Ларионов, Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк, Н. В. Соловьева, О. М. Жиличева, А. С. Дубенский, В. С. Шешуков</i>	663
Авторский указатель за 2022 г.	677

ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЕМЬЕ КУЛИКОВЫХ – ВЯЧЕСЛАВУ СТЕПАНОВИЧУ, ВИКТОРИИ ВЛАДИМИРОВНЕ И ЯНЕ ВЯЧЕСЛАВОВНЕ ПОСВЯЩАЕТСЯ

DOI: 10.31857/S0869590322060103

В 2020 г. ушли из жизни Яна Вячеславовна Бычкова, Виктория Владимировна и Вячеслав Степанович Куликовы – дочь и родители, целая геологическая семья. В 2021 г. была опубликована книга об этой геологической династии, и тогда же появилась идея собрать отдельный выпуск журнала “Петрология”, посвященный их памяти.

Главными объектами исследований Куликовых являлись раннедокембрийские комплексы юго-восточной части Фенноскандинавского щита, расположенные в восточной части Республики Карелия и в Архангельской области. Эта обширная и относительно слабо изученная часть Карельского кратона хранила множество тайн, раскрытию которых посвятили свою жизнь Вячеслав Степанович и Виктория Владимировна, работая в Институте геологии Карельского научного центра РАН (ИГ КарНЦ РАН). Отметим два главных среди сделанных ими множества открытий, связанных с петрологическими исследованиями.

В начале 60-х годов при изучении ультрамафических пород Ветреного Пояса В.С. Куликов впервые в мире детально закартировал высокомагнезиальные расслоенные лавовые потоки (до этого времени все ультраосновные породы считались либо интрузивными, либо имеющими тектоническое происхождение, и мировая геологическая общественность была твердо убеждена, что ультраосновная магма не существует в приро-

де) и описал присутствующие в них “псевдоинтерсертальные” структуры, доказав, таким образом, вулканическую природу этих пород и назвав их ветренитами (Куликов, 1969, 1971). К сожалению, ни один из этих терминов не прижился в мировой геологической литературе. Вслед за этим фундаментом открытием Вячеслав Степанович организовал проведение успешного эксперимента по плавлению этих пород и воспроизведению псевдоинтерсертальной структуры при быстрой закалке высокомагнезиальной расплава, таким образом, подтвердив теперь уже экспериментально их вулканическую природу (Куликов, Калинин, 1971). Более поздние полевые исследования конца 60-х годов в Южной Африке привели к открытию нового класса вулканических пород, названных комагититами по имени реки Комати, в долине которой и были описаны эти породы; статья южноафриканских авторов была опубликована одновременно с работой В.С. Куликова в 1969 г. (Viljoen, Viljoen, 1969). Закалочная структура, описанная В.С. Куликовым как псевдоинтерсертальная, получила название “спинифекс” в связи с внешним сходством ее уникального рисунка с причудливыми переплетениями игольчатых листьев травы – эндемика Западной Австралии *Triodia Spinifex* (Nesbitt, 1971); эта структура впоследствии также была воспроизведена экспериментально (Donaldson, 1976). Результаты многолетних

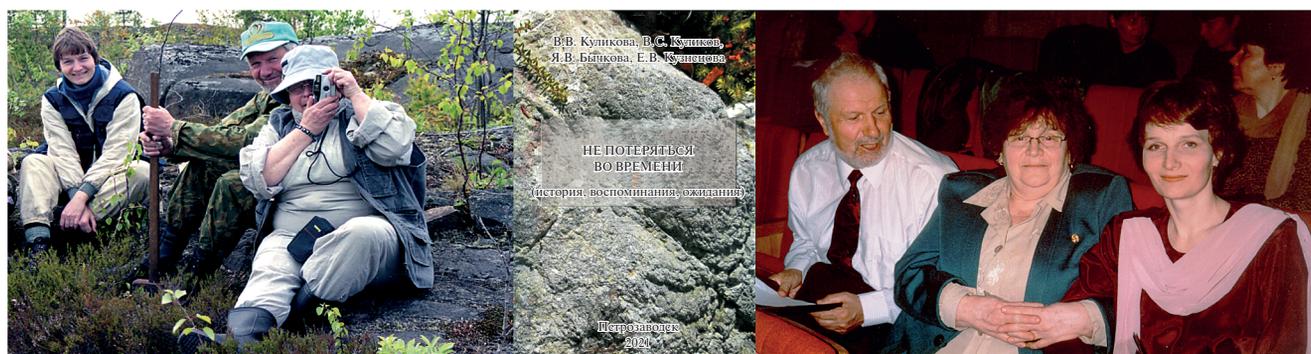


Рис. 1. Фотографии геологической семьи Куликовых: Вячеслава Степановича, Виктории Владимировны и Яны Вячеславовны в экспедиции (слева) и на конференции (справа) и обложка книги о семье Куликовых.

детальных петрологических и геохимических исследований раннепротерозойского и архейского высокомагнезиального вулканизма, полученные В.С. Куликовым и В.В. Куликовой, были суммированы в монографии “Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита”.

На протяжении многих лет В.С. и В.В. Куликовы проводили детальные геолого-картографические исследования в Восточной Карелии, итогом которых стали разномасштабные карты и серия монографий, раскрывающая особенности строения, состава и возраста этой наиболее древней части Карельского кратона, известной как Водлозерский блок или микроконтинент (Куликов и др., 1989, 1990; Куликова, 1993).

Вячеслав Степанович и Виктория Владимировна Куликовы были не только очень увлеченными, талантливыми и успешными учеными, но как родители весь свой богатый жизненный опыт старались передать своим детям, внукам и правнукам. Однако по стопам родителей пошла только их младшая дочь Яна Вячеславовна Бычкова (в девичестве Куликова), которая успешно продолжала исследования в Карелии, работая в научных коллективах: Геологическом факультете Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова и в московских институтах Российской академии наук — Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского и Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии.

Статьи, представленные в настоящем выпуске, лишь отчасти охватывают разносторонний круг научных интересов семьи Куликовых.

Первую статью “Re-Os изотопная систематика и содержания ССЭ в коматиитах и базальтах Суомозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (юго-восток Фенноскандинавского щита) как индикаторы скорости перемешивания мантии Земли” подготовил Игорь Пухтель, давний коллега В.С. и В.В. Куликовых по изучению архейских и палеопротерозойских коматиитов востока Карелии и автор множества их совместных публикаций. В результате изучения коллекции архейских коматиитов из Восточной Карелии с привлечением высокоточных изотопно-геохимических методов в ведущей изотопной лаборатории Университета Штата Мэриленд, США, проведена оценка скоростей конвекционных процессов в мантии Земли в течение первых 2 млрд лет истории планеты.

Вторая статья “История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделитовых агрегатов”, подготовленная большим коллективом авторов из ИГГД РАН и ИГ КарНЦ РАН, рассказывает о расшифровке истории фор-

мирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита, интрузивные протолиты которых одновозрастны с коматиитами Ветреного Пояса. Результаты получены благодаря уникальной методике U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделитовых агрегатов с помощью дискретной химической абразии, которая разработана под руководством Екатерины Сальниковой в ИГГД РАН.

Третья статья “Великая дайка Кольского полуострова — маркер архейской кратонизации в северной части Фенноскандинавского щита” Александры Степановой (ИГ КарНЦ РАН) с соавторами подготовлена по результатам петрологических и геохронологических исследований самой крупной из известных дайки Кольского полуострова, на которую настойчиво рекомендовал обратить внимание В.С. Куликов. Закартированная еще в середине прошлого столетия и забытая с тех пор, эта дайка оказалась важным источником информации о сходстве процессов стабилизации континентальной коры в архее и в более поздние эпохи.

Четвертая статья “Сравнительная характеристика расслоенности мафит-ультрамафитовых интрузивов Олангской группы, Северная Карелия” коллектива авторов из ГЕОХИ РАН и МГУ, с участием руководителя кандидатской диссертации Я.В. Бычковой Евгения Владимировича Коптева—Дворникова, посвящена сравнительной характеристике расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов Олангской группы Северной Карелии. Эта публикация продолжает начатое Я.В. Бычковой совместно с Е.В. Коптевым—Дворниковым изучение объективных количественных характеристик ритмической расслоенности в Кивакском дифференцированном интрузиве.

В пятой статье “Восточная окраина неоархейского Тунгусского супертеррейна: данные по скважинам в центральной части Сибирского кратона” Александра Самсонова (ИГЕМ РАН) с соавторами обсуждаются вопросы строения раннедокембрийского фундамента центральной части Сибирской платформы. Эта статья выбивается из общего ряда статей по Карелии, что требует комментариев. Научные интересы семьи Куликовых не ограничивались только исследованиями в Восточной Карелии. В частности, у Виктории Владимировны было желание взяться за изучение нового объекта — Сибирского кратона. Несколько лет подряд она не могла согласовать поездку и в итоге самостоятельно приехала в базовый лагерь полевого отряда ИГЕМ РАН в долине реки Олондо, Западный Алдан, примерно в 100 км от ближайшего жилья. Это в полной мере раскрывает характер Виктории Владимировны как глубоко увлеченного любимым делом и не боящегося трудностей настоящего первооткрывателя тайн земных недр.

Мы уверены, что российские и зарубежные читатели журнала “Петрология” еще не раз будут обращаться к выдающимся результатам научных исследований Вячеслава Степановича, Виктории Владимировны и Яны Вячеславовны Куликовых, которые заложили основы геологии Карелии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Коматииты и высокомагнезиальные вулканы раннего докембрия Балтийского щита. Л.: Наука, 1988. 192 с.

Куликов В.С. Базальтовый комплекс кряжа Ветреный Пояс. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1969. 22 с.

Куликов В.С. Вулканы кряжа Ветреный Пояс (юго-восток Балтийского щита). Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1971. Вып. 3. С. 254–266.

Куликов В.С., Калинин Ю.К. Экспериментальное воспроизведение некоторых структур базальтов Ветреного Пояса. Минералогия и геохимия докембрия Карелии // Тр. Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР. 1971. Вып. 7. С. 168–172.

Куликов В.С., Куликова В.В., Бычкова Я.В. Находка коматиитов саамия (раннего архея) на Балтийском щите // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1441–1445.

Куликов В.С., Симон А.К., Куликова В.В., Самсонов А.В., Кайряк А.И., Ганин В.А., Зудин А.И. Эволюция магматизма Водлозерского блока Карельской гранит-зеленокаменной области в архее. Докембрийская геология и геохронология Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1990. С. 92–100.

Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего докембрия Балтийского щита. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 1993. 256 с.

Donaldson C.H. An experimental investigation of olivine morphology // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 57. № 2. P. 187–213.

Nesbitt R.W. Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia: Evidence for an Archean ultramafic liquid // Geological Society of Australia Special Publication. 1971. V. 3. P. 331–348.

Viljoen M.J., Viljoen R.P. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati formation of the Onverwacht Group // Geological Society of South Africa Special Publication. 1969. V. 2. P. 89–112.

Редакционная коллегия
журнала “Петрология”

УДК 552.3:550.4

Re-Os ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА И СОДЕРЖАНИЯ ССЭ В КОМАТИИТАХ И БАЗАЛЬТАХ СУМОЗЕРСКО-КЕНОЗЕРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА) КАК ИНДИКАТОРЫ СКОРОСТИ ПЕРЕМЕШИВАНИЯ МАНТИИ ЗЕМЛИ

© 2022 г. И. С. Пухтель*

Department of Geology, University of Maryland, College Park, MD 20742 USA

*e-mail: ipuchtel@umd.edu

Поступила в редакцию 21.02.2022 г.

После доработки 09.03.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Re-Os изотопная систематика и содержания сильно сидерофильных элементов (ССЭ, включая Re, Os, Ir, Ru, Pt и Pd) в архейских коматиитах могут быть использованы для оценки скорости перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ, а также времени гомогенизации материала поздней аккреции в мантии. В настоящей работе представлены Re-Os изотопные данные и содержания ССЭ в коматиитах и базальтах с возрастом ~2.9 млрд лет из Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (СКЗП), расположенного в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Изученные лавы характеризуются отличной сохранностью первичных текстур и структур, а также химического состава и Re-Os изотопных характеристик. Re-Os изотопные данные для образцов коматиитов со спинифекс- и кумулятивными структурами, а также массивных базальтов из стратиграфически нижних толщ СКЗП определяют точную 10-точечную изохрону (СКВО = 2.6) с возрастом 2904 ± 18 млн лет и первичное значение отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ ($\gamma^{187}\text{Os}(2904) = +0.45 \pm 0.17$). Полученные данные являются первым прямым определением возраста нижних коматиит-базальтовых толщ СКЗП. Данные проведенного моделирования свидетельствуют о том, что мантийный источник коматиитов и базальтов эволюционировал с интегрированным по времени $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.418 \pm 6$. Величина этого отношения находится в пределах погрешности среднего значения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.410 \pm 51$ (2SD) в хондритовых метеоритах, что согласуется с хондритовой эволюцией большинства мантийных источников коматиитов на планете. Рассчитанные содержания ССЭ в мантийном источнике коматиитов СКЗП составляют $58 \pm 7\%$ от таковых для Валовой Силикатной Земли (ВСЗ), что соответствует середине диапазона вариаций содержаний ССЭ в источниках архейских и протерозойских коматиитовых систем. Используя регрессионный анализ имеющихся на настоящий момент данных по содержанию ССЭ в источниках коматиитов как функцию их возраста, мы с помощью программы ISOPLOT рассчитали средний возраст полной гомогенизации материала поздней аккреции в мантии Земли, который составляет 2.48 ± 0.23 млрд лет. Наши данные предполагают, что время существования позднеаккрецированных планетезималей в мантии до их полной гомогенизации составляло 1.92 ± 0.23 млрд лет, в среднем. Эта оценка отвечает средней скорости полного перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ в течение катархея и архея.

Ключевые слова: коматииты, зернистая поздняя аккреция, сильно сидерофильные элементы, Re-Os изотопная систематика, скорость перемешивания мантии в отношении ССЭ, Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс

DOI: 10.31857/S086959032206005X

ВВЕДЕНИЕ

Содержания сильно сидерофильных элементов (ССЭ, включая Re, Os, Ir, Ru, Pt и Pd) и Re-Os изотопная систематика мантийных пород обеспечивают важную информацию относительно эволюции химического состава мантии и ранних процессов в истории Земли, включая планетарную аккрецию и первичную дифференциацию (напри-

мер, Richter et al., 2000; Walker, 2009, 2016; Puchtel et al., 2016b, 2018; Day et al., 2010). Данная информация также может быть использована для оценки скорости конвективного перемешивания мантии в отношении ССЭ и времени гомогенизации материала поздней аккреции в мантии Земли (например, Maier et al., 2009; Puchtel et al., 2020, 2022a).

Коматииты являются ценным источником информации для изучения этих процессов в связи с

их способностью экстрагировать большую долю ССЭ из мантии, а также благодаря относительно нефракционированной природе большинства коматиитовых магм, что дает возможность точно оценить содержания ССЭ в их мантийных источниках (например, Puchtel, Humayun, 2000, 2005; Puchtel et al., 2004b).

Понятие “поздняя винаира” было впервые использовано в (Turekian, Clark, 1969) и впоследствии более детально разработано в (Chou et al., 1978, 1983) с целью объяснения избыточного содержания ССЭ в мантии Земли по сравнению с теми концентрациями, которые можно было бы ожидать после завершения процесса отделения земного ядра на основе экспериментальных данных по распределению ССЭ между силикатным и металлическим расплавом при низких давлениях и температурах, существовавших на тот момент (например, Kimura et al., 1974). Процесс поздней аккреции заключается в добавлении к мантии хондритового компонента в количестве 0.5–1.0% (Walker, 2009) от земной массы после полного завершения процесса формирования ядра Земли. В ранних исследованиях предполагалось, что этот хондритовый компонент достигал поверхности Земли в виде дождя относительно мелких объектов, образуя тонкий слой, полностью обволакивающий планету (отсюда термин “винаира”). Также предполагалось, что медленная, вертикально направленная гомогенизация этого гипотетического тонкого слоя в объеме мантии являлась причиной наблюдаемого тренда увеличения концентраций ССЭ в архейских коматиитах во времени (например, Maier et al., 2009). Однако исследования (Bottke et al., 2002, 2007) показали низкую вероятность того, что поздняя аккреция в виде дождя мелких объектов могла обеспечить массовое соотношение привнесенного вещества для Земли относительно такового для Луны, равное 1200, которое было рассчитано на основе изучения содержаний ССЭ и Re-Os изотопной систематики земных (Meisel et al., 2001; Becker et al., 2006; Fischer-Gödde et al., 2011) и лунных (Walker et al., 2004; Walker, 2014; Day et al., 2007, 2010; Day, Walker, 2015) образцов. Для того чтобы достичь столь высокой цифры соотношения массо-привноса между Землей и Луной, В. Боттке с соавторами (Bottke et al., 2010) предположили, что поздняя аккреция Земли и Луны происходила не в виде тонкодисперсного метеоритного дождя, а путем аккреции нескольких крупных тел со средним диаметром 2000 и 200 км, соответственно. Планетезимали такого размера, вероятнее всего, представляли собой дифференцированные тела, состоящие из обогащенного ССЭ ядра и истощенной в отношении ССЭ силикатной мантии (Marchi et al., 2018). В результате аккреции таких дифференцированных тел в мантии могли образовываться резервуары как обедненные, так и обогащенные ССЭ.

При отсутствии процессов современной тектоники плит можно было бы ожидать продолжительное во времени сосуществование этих мантийных резервуаров до тех пор, пока они, в конце концов, не были гомогенизированы в ходе глобального конвективного перемешивания мантии.

На основе анализа глобальной базы данных по содержаниям ССЭ в мантийных источниках архейских и протерозойских коматиитов И. Пухтель с соавторами (Puchtel et al., 2022a) рассчитали, что планетезимали, добавленные в ходе поздней аккреции, были гомогенизированы в составе мантии 2.5 ± 0.2 млрд лет назад, что предполагает скорость перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ около 1.9 ± 0.2 млрд лет в катархее и архее. В цитируемой работе, однако, также отмечено ограниченное количество данных по содержанию ССЭ и Re-Os изотопной систематике в источниках поздней архейских коматиитов, равно как и наличие относительно широких вариаций содержаний ССЭ среди этих источников, что делает оценки времени полной гомогенизации позднеаккреционных планетезималей и скорости перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ менее точными.

В настоящей работе нами получены Re-Os изотопные данные и содержания ССЭ для еще одной позднеархейской коматиитовой системы, а именно для Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (СКЗП) с возрастом 2.9 млрд лет, расположенного в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Мы использовали эти данные для прямого датирования нижних коматиит-базальтовых толщ СКЗП, для оценки первичного изотопного состава осмия и, следовательно, интегрированного по времени Re/Os отношения в источнике коматиитовых расплавов, а также для оценки абсолютных концентраций ССЭ в этом источнике. Затем сравнили полученные новые данные с уже имеющимися для архейских и раннепротерозойских коматиитовых систем по всему миру. В свете новой информации ниже обсудим выводы, касающиеся времени полной гомогенизации материала поздней аккреции и скорости перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ.

РЕГИОНАЛЬНАЯ И ЛОКАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗЦЫ

Юго-восточная часть Карельской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) сложена тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами и амфиболитами Водлозерского блока, основными-ультраосновными и средними-кислыми вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными породами и ассоциирующими интрузивами зеленокаменных поясов, расположенных к северу (Южно-Выгозерский), западу (Ведлозерско-Се-

гозерский) и востоку (Сумозерско-Кенозерский) от Водлозерского блока (рис. 1). Анализ U-Pb изотопной системы в цирконах из самых ранних ТТГ-гнейсов дал возрасты от 3210 ± 12 до $3151 \pm \pm 18$ млн лет (Lobach-Zhuchenko et al., 1993).

СКЗП состоит из ряда сопряженных синформных структур (рис. 1). Обычно эти структуры имеют размеры $30-70 \times 3-20$ км и окружены куполами ТТГ-гнейсов. Предметом данного исследования являлись породы, расположенные в пределах Каменноозерской структуры (рис. 2). В плане она имеет V-образную форму и размеры $\sim 40 \times 20$ км, расположена в северо-западной части СКЗП, и, по оценке В.А. Соколова (Sokolov, 1981), имеет первичную стратиграфическую мощность около 5.000 м. В пределах синформы отчетливо выделяются две литотектонические толщи (Роров et al., 1979). Нижняя толща, которая занимает внутреннюю часть V-образной структуры (рис. 2), состоит из основных и ультраосновных лав, изливавшихся в подводных условиях по типу океанических плато. Лавы включают в себя подушечные, вариолитовые и массивные толеитовые базальты с подчиненным количеством основных туфов, коматиитовых базальтов и коматиитов. Верхняя толща слагает внешнюю полосу V-образной структуры, которая окружает внутреннюю мафическую часть синформы с востока, юга и юго-запада и имеет линзообразную форму в северной части. Верхняя толща состоит из базальт-андезит-дацит-риолитовой серии пород островодужного типа, а также субвулканических риолитов адакитовой серии (рис. 2). В работе (Роров et al., 1979) выявлено и описано стратиграфическое и структурное несогласие между кислыми породами верхней толщи и подстилающими их основными-ультраосновными породами нижней толщи. Обе толщи отделены от ТТГ-гнейсов Водлозерского блока крупными зонами тектонических надвигов.

Основные-ультраосновные лавы нижней толщи имеют Sm-Nd и Pb-Pb изохронные возрасты 2916 ± 117 и 2892 ± 130 млн лет соответственно, тогда как кислые породы базальт-андезит-дацит-риолитовой серии верхней толщи имеют возраст $2875 \pm \pm 2$ млн лет, полученный в результате U-Pb датирования по цирконам (Puchtel et al., 1999). Эти возрасты были интерпретированы авторами как отвечающие времени образования соответствующих литотектонических толщ. Положительная величина первичного отношения $\epsilon^{143}\text{Nd} = +2.7 \pm \pm 0.3$, мантийное значение изотопного состава Pb ($\mu_1 = 8.7 \pm 0.2$), обеднение пород сильно несоместимыми литофильными редкими элементами и величина $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 1.2 \pm 0.2$ (где $\text{Nb}/\text{Nb}^* = = \text{Nb}_N/\sqrt{[\text{Th}_N\text{La}_N]}$) были интерпретированы как отвечающие таковым в мантийном источнике коматиитов и базальтов нижней толщи. Основные-средне-кислые вулканические породы базальт-анде-

зит-дацит-риолитовой серии и субвулканические риолиты адакитовой серии из верхней толщи были интерпретированы как представляющие магмы, образовавшиеся при плавлении материала мантийного клина и океанической коры, соответственно, изливавшиеся во внутренней и фронтальной частях внутриокеанической островной дуги. Для объяснения сосуществования фрагментов океанического плато и продуктов субдукционного магматизма ранее нами была предложена комбинированная плюмо-островодужная модель (Puchtel et al., 1999). Согласно этой модели, мощная коматиит-базальтовая океаническая кора, сформированная при глубоком плавлении в мантийном плюме, была вначале прорвана основными и средними-кислыми островодужными расплавами, а затем аккрецирована к и обдуцирована на микроконтинент Водлозерского блока.

Коматиитовые и толеитовые базальты нижней толщи представлены потоками подушечных лав мощностью 7–20 м с размерами подушек от 0.5 до 2 м. Подушки обычно сохраняют свою первоначальную форму и внутреннюю зональность с краевыми зонами закалки и массивным ядром. Коматииты образуют массивные и дифференцированные лавовые потоки средней мощностью ~ 10 м. Вторичные изменения после излияния лав на океаническое дно и последующий метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации привели к полному замещению первичных магматических минералов. Однако хорошая сохранность структурных признаков дает возможность точно восстановить первичный минеральный состав пород.

Для исследования были проанализированы образцы из отдельного дифференцированного лавового потока коматиитов (рис. 3), а также из нескольких массивных лавовых потоков базальтов. Поток коматиитов состоит из трех зон (снизу вверх): зоны оливинового кумулата (B_{1-4}), зоны оливинового спинифекса (A_{2-3}) и верхней зоны закалки (A_1). Нижняя подзона (B_{2-4}) зоны оливинового кумулата имеет мощность ≥ 1.5 м (нижний контакт с подстилающим лавовым потоком не обнажен) и состоит из серпентинизированного коматиита с хорошо сохранившейся кумулятивной структурой. Довольно резкий переход в вышележащую зону оливинового спинифекса (A_{2-3}) маркируется подзоной оливинового кумулата B_1 , имеющей мощность 10–15 см и состоящей из пластинчатых скелетных кристаллов оливина длиной до 1.5 см, ориентированных параллельно верхней границе лавового потока. Ядра оливиновых пластинок были изначально заполнены вулканическим стеклом, которое позднее было замещено мелкозернистым агрегатом талька и тремолита.

Нижняя подзона ориентированного оливинового спинифекса (A_3) состоит из пакетов многочисленных лезвиеподобных, параллельных друг

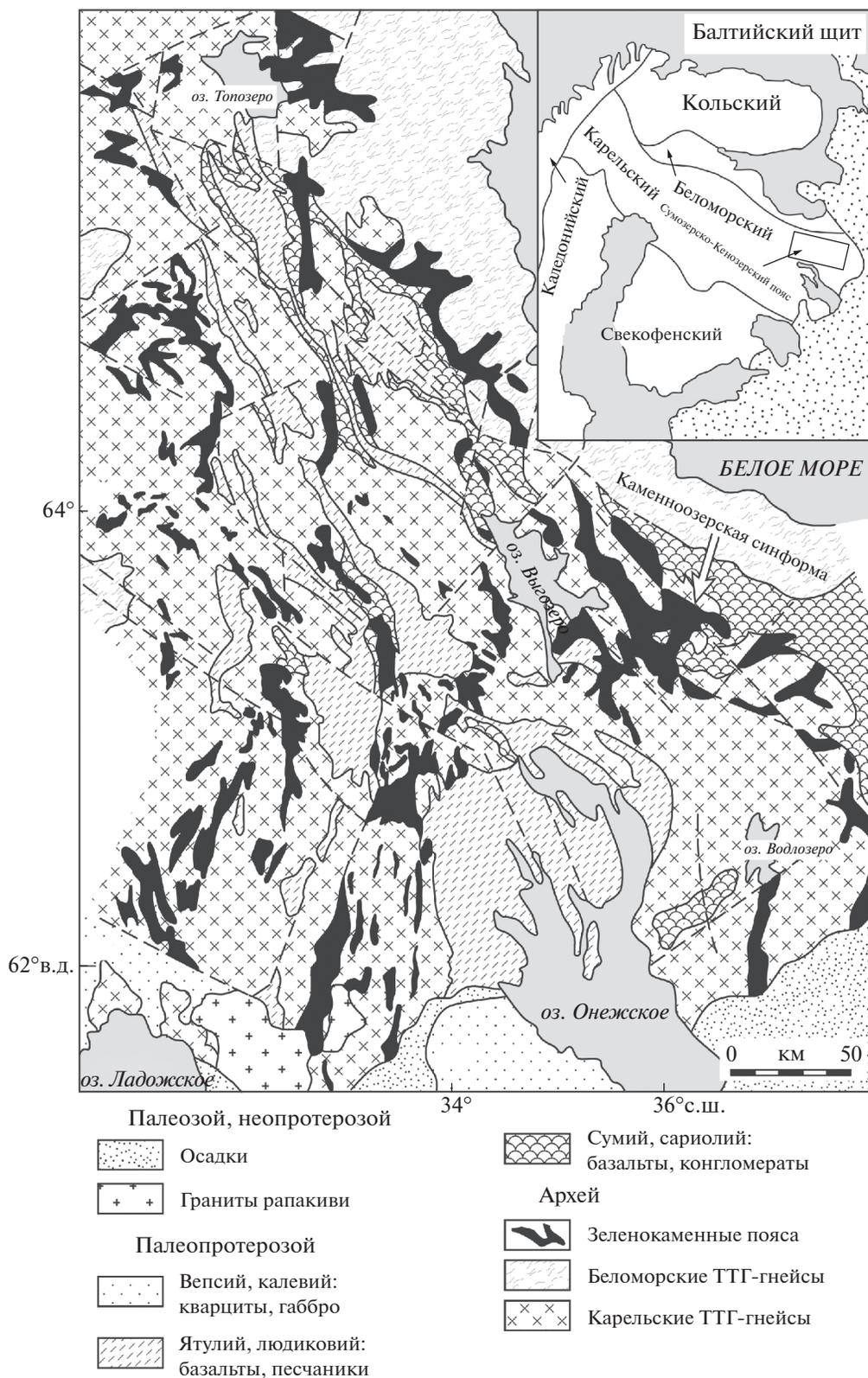


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Карельской гранит-зеленокаменной области в юго-восточной части Фенноскандинавского щита и положение Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса и Каменноозерской структуры, по (Puchtel et al., 1999).

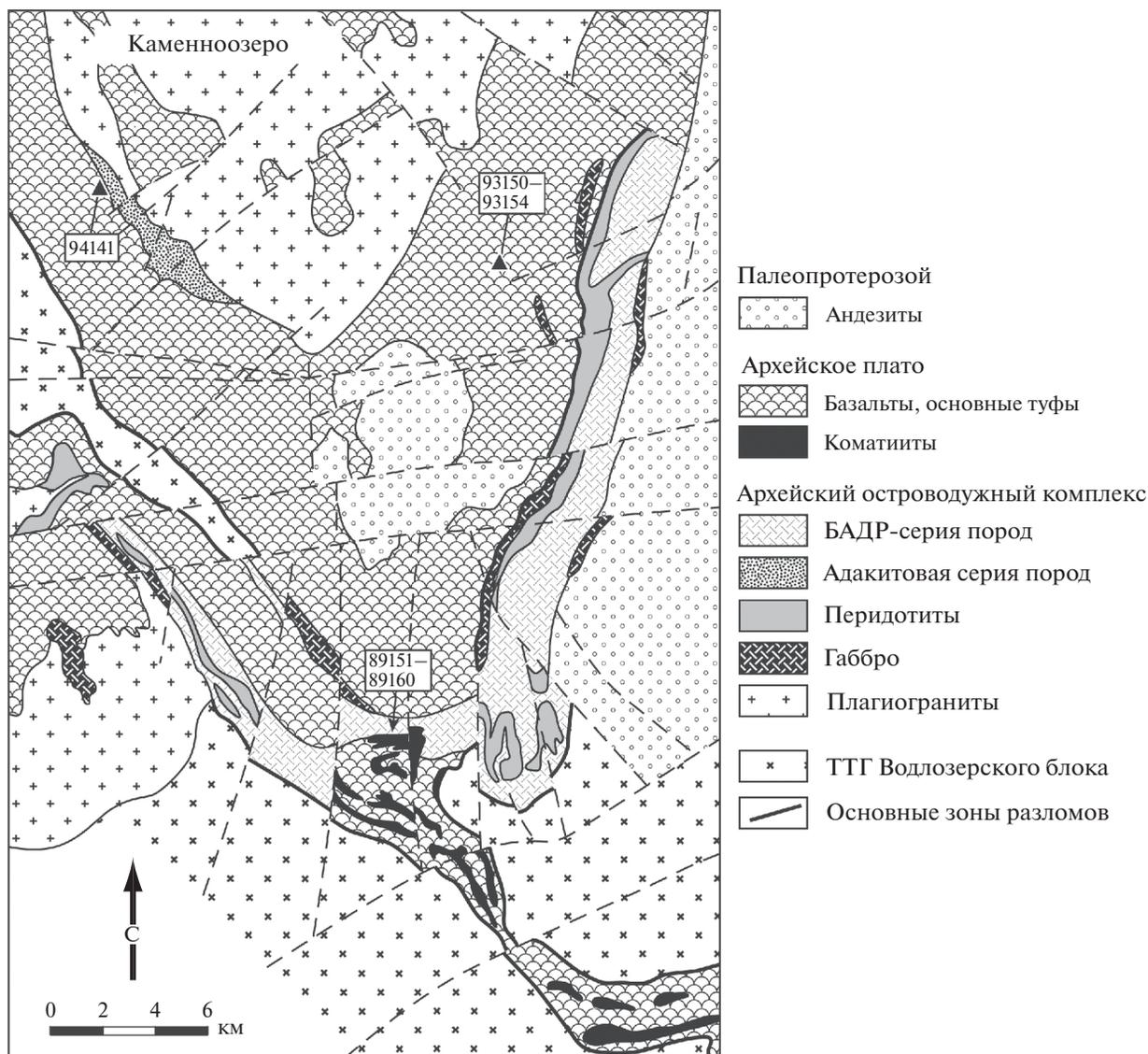


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Каменноозерской структуры, по (Puchtel et al., 1999).

Точки отбора и номера образцов из работы (Puchtel et al., 1999), использованные в настоящем исследовании, показаны заключенными в прямоугольные рамки.

другу скелетных кристаллов оливина длиной до 50 см. Пакеты кристаллов ориентированы под острыми углами друг к другу и примерно перпендикулярно к верхней границе потока. Переход между подзонами A_2 и A_3 является постепенным. Верхняя подзона беспорядочного оливинового спинифекса (A_2) состоит из пакетов лезвиеподобных скелетных кристаллов оливина длиной 1–3 см и шириной 0.5–1 мм (рис. 4), погруженных в матрицу, состоящую из замещенного тонкозернистым агрегатом актинолита и тремолита вулканического стекла. Верхняя зона закалки (A_1) имеет мощность 10–25 см и сложена вулканической автобречией, состоящей из угловатых обломков стекловатого коматиита. Обломки диаметром в

несколько сантиметров содержат до 10 об. % идиоморфных кристаллов оливина размером 0.1–0.3 мм в стекловатой основной массе. Сами обломки погружены в матрицу, состоящую из закаленного коматиита с беспорядочной структурой оливинового микроспинифекса.

В связи с возможной контаминацией металлом новые порошки образцов были подготовлены для данного исследования из раздробленных, но не истертых аликвот пород, оставшихся от работы (Puchtel et al., 1999). Кроме того, три дополнительных образца, отобранных для работы (Puchtel et al., 1999), но оставшихся нераздробленными, были раздроблены, истерты и проанализированы для данного исследования.

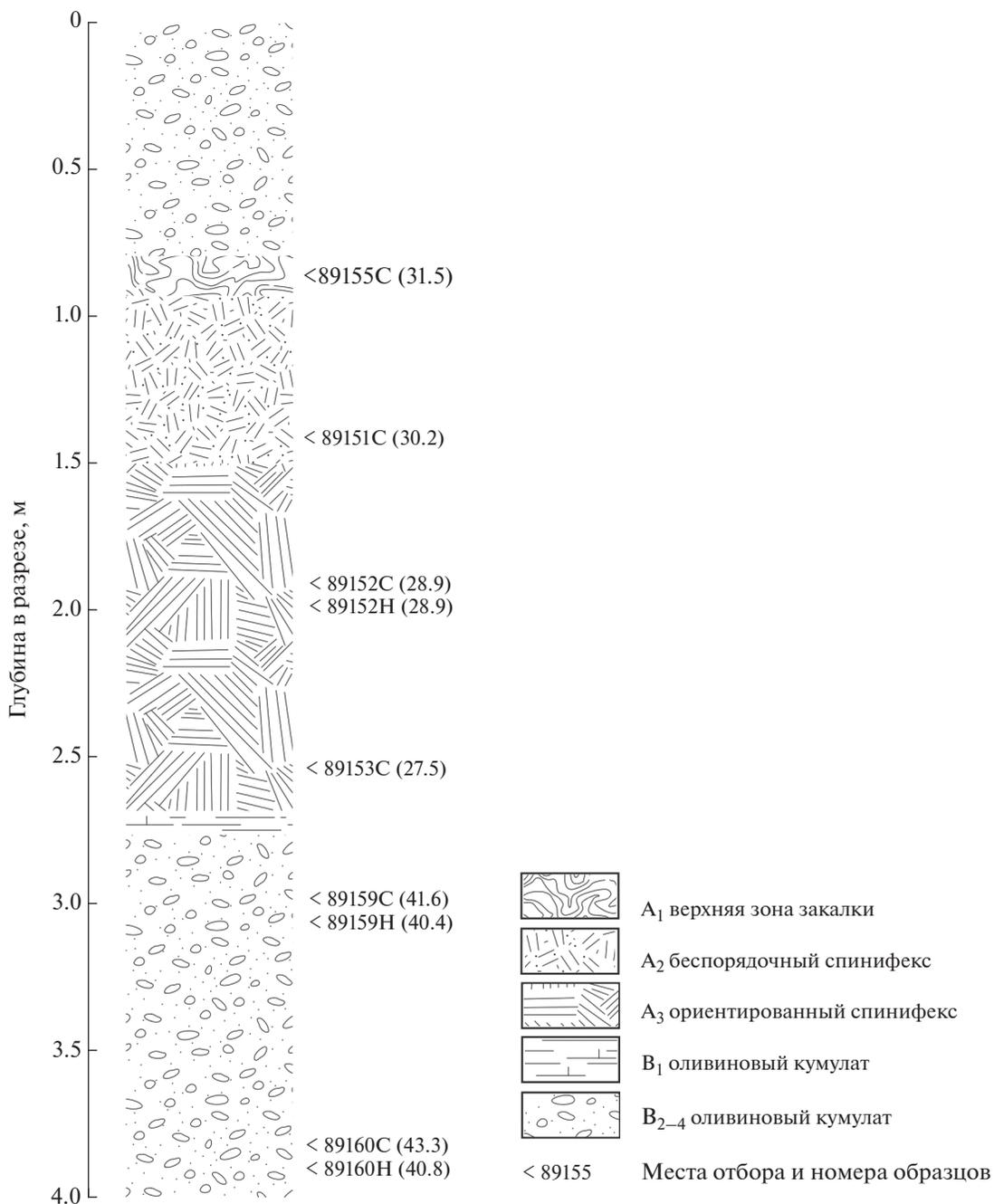


Рис. 3. Схематический разрез изученного коматиитового лавового потока и местоположение точек отбора образцов. В скобках после номеров образцов указано содержание MgO в мас. %. Буквы “С” и “Н” в номерах образцов обозначают аликвоты порошков пород, подготовленных для настоящей работы из раздробленных и нераздробленных образцов пород, соответственно, оставшихся от исследований в работе (Puchtel et al., 1999).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Подготовка образцов

Процедура подготовки образцов, использованная в настоящей работе, близка к детально описанной в работах (Puchtel et al., 2016b, 2018) и лишь кратко суммирована ниже.

Образцы пород весом 0.5–1 кг, отобранные в поверхностных обнажениях, были распилены алмазной пилой на плоские прямоугольные плитки толщиной ~1 см с целью удаления видимых следов вторичных изменений. Грани плиток были затем отшлифованы с помощью SiC-наждачной бумаги для удаления следов пилы, вымыты в

дистиллированной воде, высушены и раздроблены в щековой дробилке, армированной корундовыми рабочими пластинами. Аликвота дробленого материала весом ~100 г была сначала истерта в порошок в вибрационном истирателе, состоящем из корундового контейнера и корундовой шайбы, и затем дотерта до пылевидного состояния в дисковом истирателе, армированном корундовыми дисками. Полученные порошки пород были использованы для анализа содержаний главных, малых и сильно сидерофильных элементов и Re-Os изотопного состава.

Стограммовые аликвоты дробленого, но не истертого материала всех образцов из работы (Puchtel et al., 1999) были также сначала истерты в виброистирателе и затем дотерты в дисковом истирателе. Полученные порошки образцов пород были использованы для анализа содержаний ССЭ и Re-Os изотопного состава, тогда как данные по содержанию главных и малых элементов для этих образцов были взяты из работы (Puchtel et al., 1999).

Анализ главных и малых элементов

Анализы главных и малых (Cr, V, Co, Ni) элементов были выполнены в Колледже Франклина и Маршалла с использованием стеклянных дисков на Phillips 2404 XRF-спектрометре, следуя протоколу (Mertzman, 2000). Типичная погрешность анализов составляла ~1 отн. % для главных элементов с концентрациями >0.5% и ~5 отн. % для остальных главных и всех малых элементов. Точность и аккуратность анализов контролировалась путем параллельных измерений справочных материалов BCR-1 и BIR-1 Геологической Службы США.

Анализ Re-Os изотопного состава и содержаний ССЭ

Для анализа Re-Os изотопного состава и содержаний ССЭ 1.3–1.6 г порошка породы, 6 мл дважды очищенной от осмия и трижды перегнанной конц. HNO_3 , 3 мл трижды перегнанной конц. HCl и необходимые количества смешанных трасеров ^{185}Re - ^{190}Os и ССЭ (^{99}Ru , ^{105}Pd , ^{191}Ir , ^{194}Pt) были запаяны в предварительно дважды вымытые внутри царской водкой 25 мл Ругех™ боросиликатные Трубки Кариуса (ТК) и оставлены в конвекционной печи на 96 ч при температуре 270°C.

Осмий был извлечен из HNO_3 - HCl раствора с помощью CCl_4 -экстракции (Cohen, Waters, 1996), затем обратно-экстрагирован и восстановлен в HBr и далее дочищен с помощью микродистиляции (Birck et al., 1997). Рутений, Pd, Re, Ir и Pt были выделены и дочищены с помощью анионно-обменного хроматографического протокола, модифици-

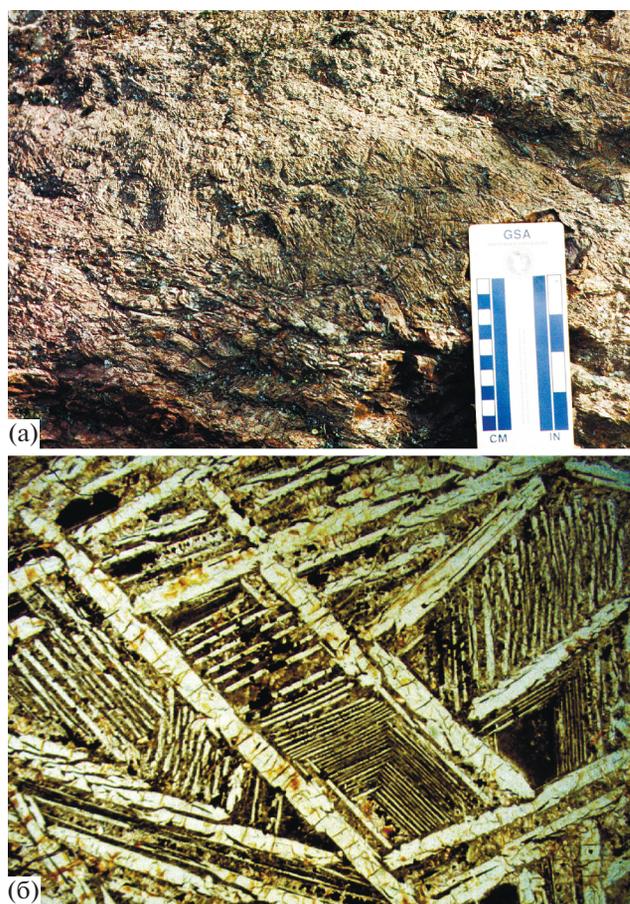


Рис. 4. (а) Фотография поверхностного обнажения лавового потока коматиитов района Золотые Пороги, расположенного в пределах Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса.

(б) Микрофотография структуры беспорядочного оливинового спинифекса, обр. 89151. Размеры поля зрения 2.0×1.8 см, плоскополяризованный свет. Дополнительные детали приведены в тексте.

рованного относительно протокола (Rehkämper, Halliday, 1997). Средние общие аналитические бланки в течение всего периода выполнения данной работы составили (в пикограммах): Re 0.29 ± 0.06 , Os 0.21 ± 0.06 , Ir 0.38 ± 0.17 , Ru 1.5 ± 0.8 , Pt 14 ± 9 , и Pd 7 ± 2 ($\pm 2\text{SD}$, $N = 9$). Средние общие аналитические бланки для Re и Os составили менее 0.3 и 0.2% соответственно, а для остальных ССЭ – менее 0.7% от общего количества извлеченного и проанализированного элемента.

Измерения изотопного состава Os были выполнены с помощью термо-ионизационной масс-спектрометрии в отрицательных ионах (NTIMS: Creaser et al., 1991). Все образцы были проанализированы на вторичном электронном умножителе масс-спектрометра ThermoFisher Triton® в лаборатории изотопной геохимии (ИГЛ) Университета штата Мэрилэнд в Коллэдж-Парке. Измеренные

изотопные отношения были откорректированы с учетом эффектов масс-фракционирования, используя отношение $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 3.083$. Внутренние погрешности измерений (2SE) для $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения во всех образцах составляли 0.05–0.07 отн. %. Среднее значение отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ во внутри лабораторном стандарте Johnson-Matthey в течение всего периода измерений составило 0.11376 ± 10 (2SD, $N = 10$). Данная величина характеризует внешнюю погрешность изотопного анализа (0.10 отн. %). Мы использовали это значение для оценки реальной погрешности на измеренное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для каждого образца. В пределах погрешности это среднее значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ отношения идентично отношению $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.113790 \pm 3$ (2SD, $N = 11$), измеренному в стандарте Johnson-Matthey на Фарадей-коллекторах ThermoFisher Triton® в ИГЛ в течение того же промежутка времени. В связи с этим никаких других коррекций в измеренное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в образцах не вводилось.

Измерения содержаний Ru, Pd, Re, Ir и Pt были выполнены в ИГЛ с использованием индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии на приборе Nu Plasma на электронных умножителях в тройной конфигурации в статическом режиме. Эффекты изотопного масс-фракционирования контролировались и корректировались путем очередного измерения образцов и стандартов. Точность анализа оценивалась путем сравнения Re-Os изотопного состава и содержаний ССЭ в справочных материалах UB-N и GP-13, полученных в ходе данной аналитической кампании, с аналогичными результатами для этих материалов, полученными в других лабораториях; эти результаты характеризуются высокой степенью сходимости (Puchtel et al., 2014). В качестве вторичных стандартов в течение каждой сессии измерялись разбавленные аликвоты растворов железных метеоритов, которые ранее в неразбавленном виде были точно измерены на коллекторах Фарадея того же инструмента с интенсивностью сигнала >100 мВ на наименьшем по интенсивности сигнале изотопе. Результаты этих параллельных измерений изотопных отношений, откорректированные на масс-фракционирование, согласуются в пределах 1.0% для Re и Ir, 2.0% для Ru, Pt и Pd. Мы, таким образом, оцениваем погрешности на измерение концентраций Re и Ir, равные $\pm 1.0\%$, Ru, Pt, Pd — $\pm 2.0\%$ и Os — $\pm 0.2\%$. Погрешность измерения концентрации Re являлась основным источником погрешности определения значения Re/Os отношения; последняя оценивается в 1.0%.

Все расчеты для линий регрессии были выполнены с помощью программы ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2003). Погрешности на концентрации и изотопные отношения, использованные в этих расчетах,

указаны выше. Первичное значение $\gamma^{187}\text{Os}$ было рассчитано как отклонение (в %) отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ в образце на момент времени, определяемого Re-Os изохроной, относительно среднего хондритового значения этого отношения из работы (Shirey, Walker, 1998), рассчитанного на тот же момент времени. Среднее хондритовое значение изотопного состава Os на момент времени, определяемого Re-Os изохроной, было рассчитано с использованием константы распада ^{187}Re ($\lambda = 1.666 \times 10^{-11} \text{ year}^{-1}$) и первичного изотопного состава Os Солнечной системы на момент времени 4.558 млрд лет: $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.09531$, $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.40186$ (Smoliar et al., 1996; Shirey, Walker, 1998).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Содержания главных и малых элементов

Полная подборка данных по содержаниям главных, малых и редких литофильных элементов в коматиитах и базальтах СКЗП представлена в работе (Puchtel et al., 1999). Для полноты информации мы привели содержания главных и малых элементов для всех образцов коматиитов и базальтов из работы (Puchtel et al., 1999), которые были изучены в настоящей статье на предмет содержаний ССЭ и Re-Os изотопного состава, а также для трех образцов коматиитов, которые не были проанализированы ранее в работе (Puchtel et al., 1999). Эти данные представлены в табл. 1; содержания отдельных главных и малых элементов относительно MgO показаны на рис. 5.

В пределах коматиитового лавового потока, изученного в настоящей работе, содержание MgO уменьшается от 31.5 мас. % в верхней зоне закалки до 27.5 мас. % в нижней части спинифекс-зоны, а затем увеличивается до 43.3 мас. % в нижней части кумулятивной зоны (см. рис. 3). На вариационных диаграммах (рис. 5) в распределении TiO_2 , Al_2O_3 и Cг наблюдается отрицательная корреляция с содержанием MgO, тогда как Ni обладает сильной положительной корреляцией; вариации этих элементов согласуются с фракционированием единственной минеральной фазы, оливина, в пределах всего диапазона составов лавового потока. По оценкам (Puchtel et al., 1999), излившаяся коматиитовая лава содержала ~30 мас. % MgO.

Три образца базальтов, проанализированные в настоящей работе, содержат от 6.8 до 9.9 мас. % MgO; составы этих образцов ложатся вблизи коматиитового тренда для Al и выше коматиитового тренда для Ti, вероятно, отражая присутствие кумулятивного пироксена (рис. 5).

Согласно (Puchtel et al., 1999), коматииты и базальты обладают сходными распределениями редких литофильных элементов и идентичными пер-

Таблица 1. Содержания главных (мас. %) и малых (ppm) элементов в коматиитах и базальтах СКЗП

Компоненты	Коматииты (оливиновый спинифекс)					Коматииты (оливиновый кумулат)				Базальты		
	89155C	89151C	89152C	89152H	89153C	89159C	89159H	89160C	89160H	93150C	93154C	94141C
SiO ₂	44.6	44.8	45.3	45.1	45.9	43.4	43.9	42.7	41.6	50.4	50.6	51.0
TiO ₂	0.312	0.336	0.360	0.354	0.375	0.162	0.158	0.131	0.157	0.972	0.989	0.847
Al ₂ O ₃	6.12	6.52	6.92	6.65	7.30	3.10	3.08	2.51	2.99	15.0	14.4	14.1
Fe ₂ O _{3tot}	11.7	12.0	12.4	12.3	12.7	10.5	10.6	10.2	10.6	13.2	14.0	12.1
MnO	0.200	0.195	0.197	0.215	0.209	0.160	0.158	0.160	0.126	0.195	0.175	0.185
MgO	31.5	30.1	28.9	28.9	27.5	41.6	40.4	43.3	40.8	6.80	8.14	9.91
CaO	5.62	5.87	5.85	5.62	5.80	1.07	0.710	1.14	2.43	12.2	10.3	10.4
Na ₂ O	0.012	0.011	0.011	0.043	0.011	0.010	0.032	0.016	0.034	1.11	1.28	1.09
K ₂ O	0.012	0.033	0.033	0.030	0.022	0.011	0.014	0.023	0.017	0.072	0.206	0.350
P ₂ O ₅	0.035	0.048	0.044	0.032	0.074	0.010	0.023	0.020	0.023	0.069	0.051	0.064
П.п.п.	9.50	7.93	8.20	7.26	9.25	12.41	11.93	13.48	13.15	2.53	2.89	2.79
Cr	2750	2913	3223	3126	3370	2240	2420	2128	2357	320	335	553
V	130	141	150	161	159	71	70	57	65	295	314	249
Co	127	120	117	127	111	141	137	147	158	47	46	51
Ni	1777	1584	1497	1549	1396	2618	2438	2785	2373	152	144	151
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	19.6	19.4	19.2	18.8	19.5	19.1	19.5	19.2	19.0	15.4	14.5	16.7

Примечание. Содержания пересчитаны на сухой остаток с использованием значений потерь при прокаливании (П.п.п.). Здесь и в табл. 2 буквы “С” и “Н” в номерах образцов означают аликвоты порошков пород, приготовленных для данного исследования из раздробленного материала и целых кусков образцов пород, соответственно, оставшихся от работы (Puchtel et al., 1999).

вичными изотопными составами Nd [(Gd/Yb)_N = 1.0 ± 0.1, (La/Sm)_N = 0.70 ± 0.10, Nb/Nb* = 1.2 ± 0.2, ε¹⁴³Nd(T) = +2.7 ± 0.3]. Приведенные выше данные указывают на вероятную генетическую связь между коматиитами и базальтами. Эта генетическая связь могла быть результатом кристаллизации единой коматиитовой магмы или обусловлена образованием из единого мантийного источника, либо являлась следствием и того, и другого процесса (Puchtel et al., 1999).

Re-Os изотопные данные и содержания ССЭ

Re-Os изотопные данные и содержания ССЭ в коматиитах и базальтах приведены в табл. 2; Re-Os изотопные данные – на рис. 6; содержания ССЭ – на рис. 7 и как нормализованные к CI-хондриту – на рис. 8.

Регрессионный анализ Re-Os изотопных данных для образцов коматиитов с помощью программы ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2003) дает изохронный возраст 2906 ± 88 млн лет (модель 3, СКВО = 4.1), отвечающий первичному значению γ¹⁸⁷Os = +0.46 ± 0.52 (рис. 6а). Довольно значительная погрешность на возраст и значение первичного Os-изотопного отношения связаны с узким диапазоном вариаций Re/Os отношения среди проанализированных образцов коматиитов (¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os = 0.14–0.50). Регрессионный анализ

Re-Os изотопных данных одновременно для образцов и коматиитов, и базальтов с помощью программы ISOPLOT дает существенно более точный Re-Os изохронный возраст 2904 ± 18 млн лет (модель 3, СКВО = 2.6) и первичное значение γ¹⁸⁷Os = +0.45 ± 0.17 (рис. 6б). Этот возраст является первым *прямым* определением возраста образования нижних коматиит-базальтовых толщ СКЗП. Он хорошо согласуется с Sm-Nd и Pb-Pb изохронными возрастными 2916 ± 117 и 2892 ± 130 млн лет соответственно, полученными в (Puchtel et al., 1999) по валовым пробам коматиитов и базальтов из нижней толщи; эти датировки являлись *непрямыми* определениями возраста образования нижних толщ и отвечали, вероятнее всего, времени вторичных изменений лав, которые происходили сразу вслед за излиянием коматиит-базальтовых магм на океаническое дно.

Между содержаниями Os, Ir, Ru и MgO в коматиитовом лавовом потоке выявлена положительная корреляция; содержания этих ССЭ варьируют в пределах 1.2–5.4, 1.7–4.7 и 5.2–9.3 ppb соответственно (рис. 7). Поскольку ранее было показано, что Os и Ir являются умеренно несовместимыми элементами с оливином, тогда как коэффициент распределения для Ru между оливином и силикатным расплавом близок к 1.0 (например, Puchtel, Humayun, 2001; Puchtel et al., 2004b; Brenan et al., 2005), эти вариации, скорее

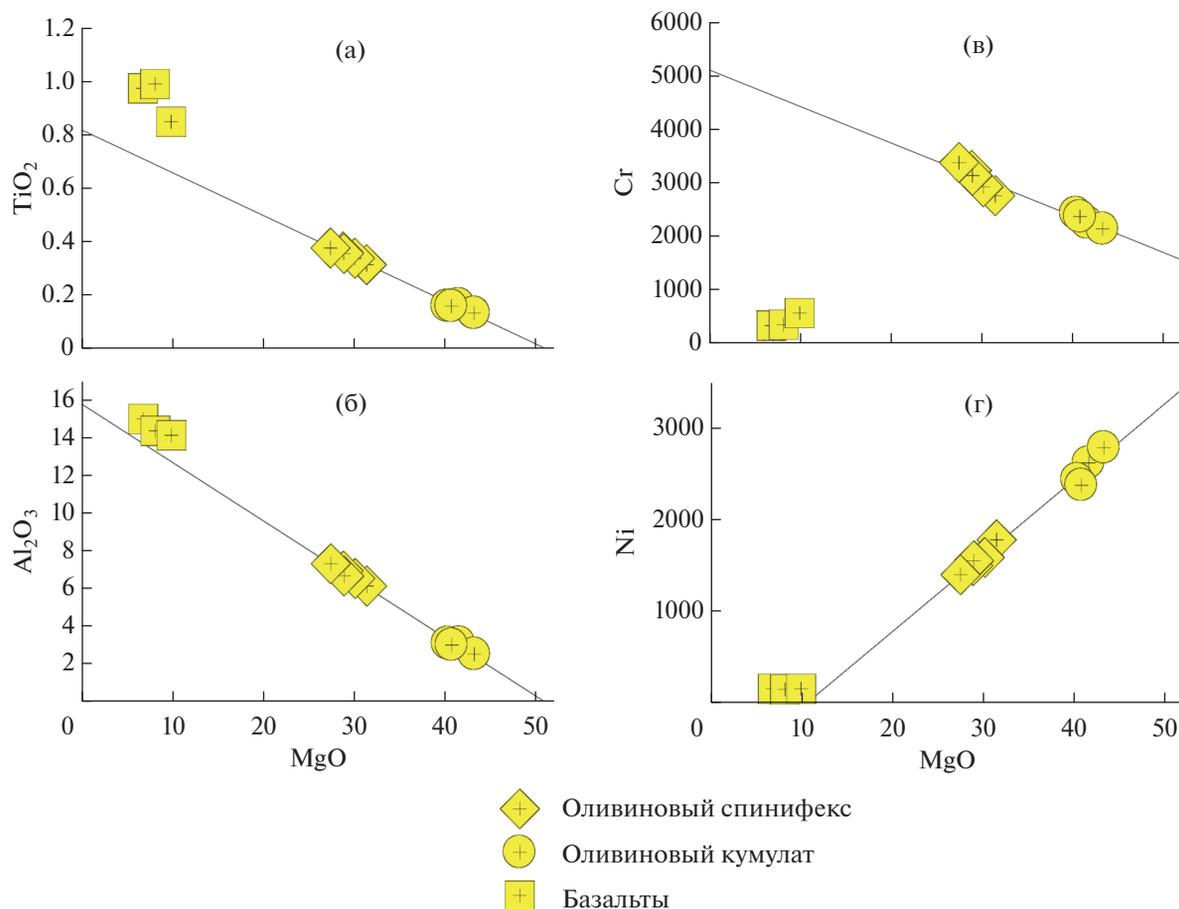


Рис. 5. Вариационные диаграммы содержаний некоторых главных (мас. %) и малых (ppm) элементов относительно содержания MgO (мас. %)

всего, контролировались совместной кристаллизацией металлических сплавов, богатых Os, Ir и Ru, и их гравитационным осаждением в кумулятивной зоне коматиитового потока одновременно с оливином.

В отличие от коматиитов, базальты характеризуются низкими содержаниями Os, Ir и Ru, варьирующими в пределах 0.06–0.12, 0.07–0.08 и 0.12–0.28 ppb соответственно. Содержания этих элементов слабо коррелируют с индексами магматической дифференциации, такими как содержание MgO. Это свидетельствует о том, что вариации Os, Ir и Ru в базальтах контролировались эффективным удалением этих элементов путем фракционирования богатых Os-Ir-Ru металлических сплавов в ходе магматической дифференциации.

Содержания Pt и Pd в коматиитовом потоке варьируют в пределах 3.3–7.7 и 2.8–6.7 ppb соответственно; их концентрации лежат на отчетливо выраженных линейных трендах с отрицательными наклонами, пересекающих MgO-оси в районе ~53 мас. %. Эти тренды, таким образом, совпадают с линиями оливинового контроля, свидетель-

ствуя о недосыщенной сульфидами природе изливавшейся коматиитовой магмы.

В базальтах содержания Pt и Pd варьируют в пределах 6.7–16.8 и 7.7–16.4 ppb соответственно; их концентрации лежат как ниже, так и выше трендов MgO–Pt и MgO–Pd для коматиитов. Это свидетельствует о фракционировании несмешиваемого сульфидного расплава при дифференциации базальтовых магм и, таким образом, предполагает насыщенность этих расплавов сульфидом.

Между содержаниями Re и MgO не выявлено какой-либо значимой корреляции, скорее всего, в связи со вторичными изменениями лав при излиянии их на океаническое дно. Однако, очевидно, что мобилизация Re произошла сразу после излияния лав, и после этого Re-Os изотопная система оставалась закрытой, о чем свидетельствует истинность возраста излияния лав, определяемого Re-Os изохроной.

На диаграммах содержаний ССЭ, нормализованных к CI-хондриту (рис. 8а), образцы коматиитов со спинифекс-структурой выявляют умеренную обогащенность Pt и Pd относительно Os и

Таблица 2. Содержания сильно сидерофильных элементов (ppb) и Re-Os изотопные данные для коматиитов и базальтов

Номер образца	Re	Os	Ir	Ru	Pt	Pd	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	$\gamma^{187}\text{Os}(2904)$
Коматииты (оливиновый спинифекс)									
89151C	0.157	1.813	1.76	5.46	6.86	5.64	0.4185 ± 0.0042	0.12824 ± 7	+0.38
89152C	0.172	1.772	1.67	5.56	7.73	6.17	0.4671 ± 0.0047	0.13067 ± 7	+0.40
89152H	0.160	1.698	1.70	5.65	7.38	6.00	0.4551 ± 0.0046	0.12995 ± 6	+0.28
89153C	0.123	1.183	1.70	5.19	7.67	6.66	0.5001 ± 0.0050	0.13267 ± 7	+0.73
Коматииты (оливиновый кумулат)									
89159C	0.0925	3.227	4.35	7.70	3.76	3.10	0.1379 ± 0.0014	0.11455 ± 6	+0.58
89160C	0.342	5.217	4.84	9.03	3.26	2.83	0.3159 ± 0.0032	0.12337 ± 8	+0.58
89160H	0.250	5.422	4.69	9.32	3.61	3.07	0.2219 ± 0.0022	0.11835 ± 7	+0.24
Базальты									
93150C	1.84	0.1175	0.0752	0.284	6.66	7.79	146.9 ± 1.5	7.3927 ± 41	+3.3
93154C	1.00	0.07238	0.0664	0.140	6.74	7.69	116.9 ± 1.2	5.8976 ± 30	-3.6
94141C	1.12	0.06200	0.0675	0.124	16.8	16.4	197.8 ± 2.0	9.9140 ± 49	+1.8

Примечание. Содержания ССЭ пересчитаны на сухой остаток с использованием значений П.п.п. из табл. 1. Первичные значения $\gamma^{187}\text{Os}$ рассчитаны для времени 2904 млн лет, определяемого Re-Os изохроной и с использованием параметров, приведенных в тексте.

Ir, тогда как образцы коматиитов со структурой оливинового кумулата обогащены Os и Ir относительно Pt и Pd. Такой тип фракционирования Os и Ir относительно Pt и Pd является типичным для коматиитов (например, Puchtel et al., 2004b). В отличие от коматиитов, базальты характеризуются сильным обеднением Os, Ir и Ru относительно Pt и Pd (рис. 8б), что является типичным для архейских базальтов из других регионов (например, Puchtel, Humayun, 2000; Puchtel et al., 2022a).

ОБСУЖДЕНИЕ

Подвижность элементов

Поскольку коматииты и базальты, рассматриваемые в настоящей работе, претерпели вторичные изменения при излиянии на океаническое дно и затем региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации, необходимо оценить возможные эффекты мобильности элементов, которая могла быть результатом воздействия этих процессов. Для решения данной задачи в работе (Puchtel et al., 1999) применялась методика, которая была впервые описана в (Arndt et al., 1977) и впоследствии использована в многочисленных работах по коматиитам (например, Arndt, 1986; Puchtel et al., 1996). Данная методика состоит в нанесении на графики содержаний интересующих компонентов относительно содержания MgO. Если содержания элементов образуют ожидаемые магматические корреляции, например, следуют линиям оливинового контроля, эти элементы рассматриваются как инертные в ходе

постмагматических процессов. Используя эту методику в (Puchtel et al., 1999), авторы пришли к заключению, что незакономерное распределение щелочей, Rb, Sr, Ba, U, Pb и, в меньшей степени, Si и Ca в коматиитах и базальтах СКЗП свидетельствует о мобильности этих элементов, тогда как остальные элементы, представляющие интерес, например Al, Ti, MgO, REE, HFSE, были отнесены этими авторами к инертным.

Используя аналогичный подход для анализа содержаний ССЭ и следуя наблюдениям, описанным в разделе Результаты, мы пришли к заключению, что вариации содержаний Os, Ir, Ru, Pt и Pd в коматиитах и базальтах СКЗП имеют магматическую природу, тогда как Re был подвижен в ходе постмагматических процессов.

Сидерофильные элементы в мантийном источнике коматиитов

В настоящей работе, как и в ряде предыдущих исследований (например, Puchtel et al., 2018, 2020, 2022a), абсолютные и относительные (т.е. Re/Os отношение) содержания ССЭ в мантийном источнике коматиитов СКЗП были рассчитаны с применением проекционной методики (Puchtel et al., 2004b), предполагающей использование Re-Os изотопных данных и содержаний ССЭ для коматиитовых лав, которые образовались из единой коматиитовой магмы и связаны процессами кристаллизационного фракционирования оливина после излияния лав на поверхность.

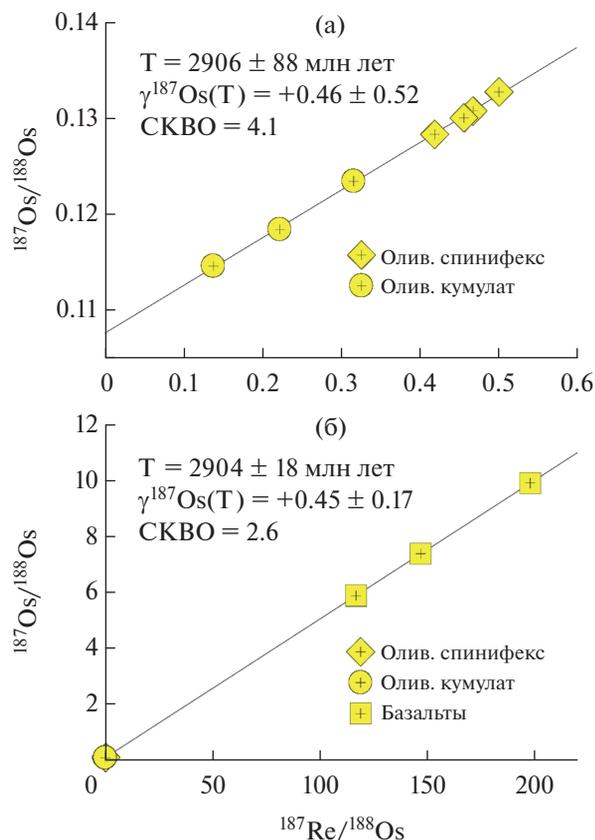


Рис. 6. Re-Os изохронные диаграммы для коматиитов (а) и совместно для коматиитов и базальтов (б) Сумо-зерско-Кенозерского зеленокаменного пояса.

При рассмотрении Re-Os изотопной систематики необходимо иметь в виду, что Os был инертен в ходе вторичных процессов, о чем свидетельствует закономерный характер вариаций концентрации Os относительно содержания MgO как в пределах коматиитового лавового потока, так и в базальтах (рис. 7). Кроме того, Re-Os изохрона с возрастом 2904 ± 18 млн лет, полученная для коматиитов и базальтов, представляет собой точное прямое определение возраста этих вулканитов, который хорошо согласуется с возрастными данными, полученными с использованием литофильных изотопных систем. Данное обстоятельство свидетельствует о том, что, хотя Re и был мобилизован во время вторичных изменений, происшедших после излияния коматиитов и базальтов на океаническое дно, это, очевидно, случилось либо одновременно с, или вскоре после излияния, и затем Re-Os изотопная система оставалась закрытой до настоящего момента. Эти два наблюдения позволяют нам заключить, что первичное отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ ($\gamma^{187}\text{Os} = +0.45 \pm 0.17$), рассчитанное на основе Re-Os изохроны, отвечает таковому в мантийном источнике коматиитов и базальтов СКЗП.

Для того чтобы смоделировать интегрированную по времени эволюцию Re/Os отношения в этом мантийном источнике, было использовано первичное значение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ для расчета минимальной величины $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, требуемой для радиогенного развития системы до этого изотопного состава осмия 2904 млн лет назад, и исходя из предположения об образовании этого мантийного источника вскоре после возникновения Солнечной системы. Расчеты показывают, что для эволюции мантийного источника коматиитов от значения отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.09531$ в Солнечной системе в момент времени 4558 млн лет назад (Shirey, Walker, 1998) до первичного значения отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ на момент времени 2904 млн лет требуется величина отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, равная 0.418 ± 6 . Это интегрированное по времени значение отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ находится в диапазоне такового для хондритовых метеоритов (среднее хондритовое отношение $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, суммированное из работ (Walker et al., 2002; Brandon et al., 2005; Fischer-Gödde et al., 2010), составляет 0.410 ± 51 ($\pm 2\text{SD}$)), а рассчитанное первичное значение $\gamma^{187}\text{Os} = +0.45 \pm 0.17$ для источника коматиитов и базальтов СКЗП также находится в диапазоне вариаций таковых в большинстве источников архейских и протерозойских коматиитов (рис. 9).

Для того чтобы рассчитать содержания ССЭ в мантийном источнике коматиитов СКЗП, необходимо установить степень сульфидного насыщения их первичных магм как в момент отделения от мантийного источника, так и при излиянии на поверхность. Степень сульфидного насыщения коматиитовой магмы является наиболее важным параметром при решении вопроса о том, насколько адекватно содержания ССЭ в коматиитовых лавах отражают таковые в их мантийном источнике. В работе (Steenstra et al., 2020) представлена уточненная модель параметризации для расчета концентрации серы при сульфидном насыщении силикатных расплавов в зависимости от P - T параметров и содержаний главных и редких элементов. Мы использовали эту модель в настоящей работе для определения степени сульфидного насыщения первичной коматиитовой магмы СКЗП.

Для расчета P - T параметров образования первичной коматиитовой магмы, мы использовали параметризационные модели мантийного плавления из (McKenzie, Bickle, 1988; Herzberg et al., 2010) и содержания главных и редких элементов в излившейся коматиитовой лаве из работы (Puchtel et al., 1999). Согласно нашим расчетам, потенциальная температура мантии T_{pot} при плавлении была 1850°C , ликвидусная температура T_{liq} при излиянии магмы на поверхность — 1594°C , глубина начала процесса плавления D_{init} составляла 469 км, что соответствует давлению 15.2 ГПа. Эта

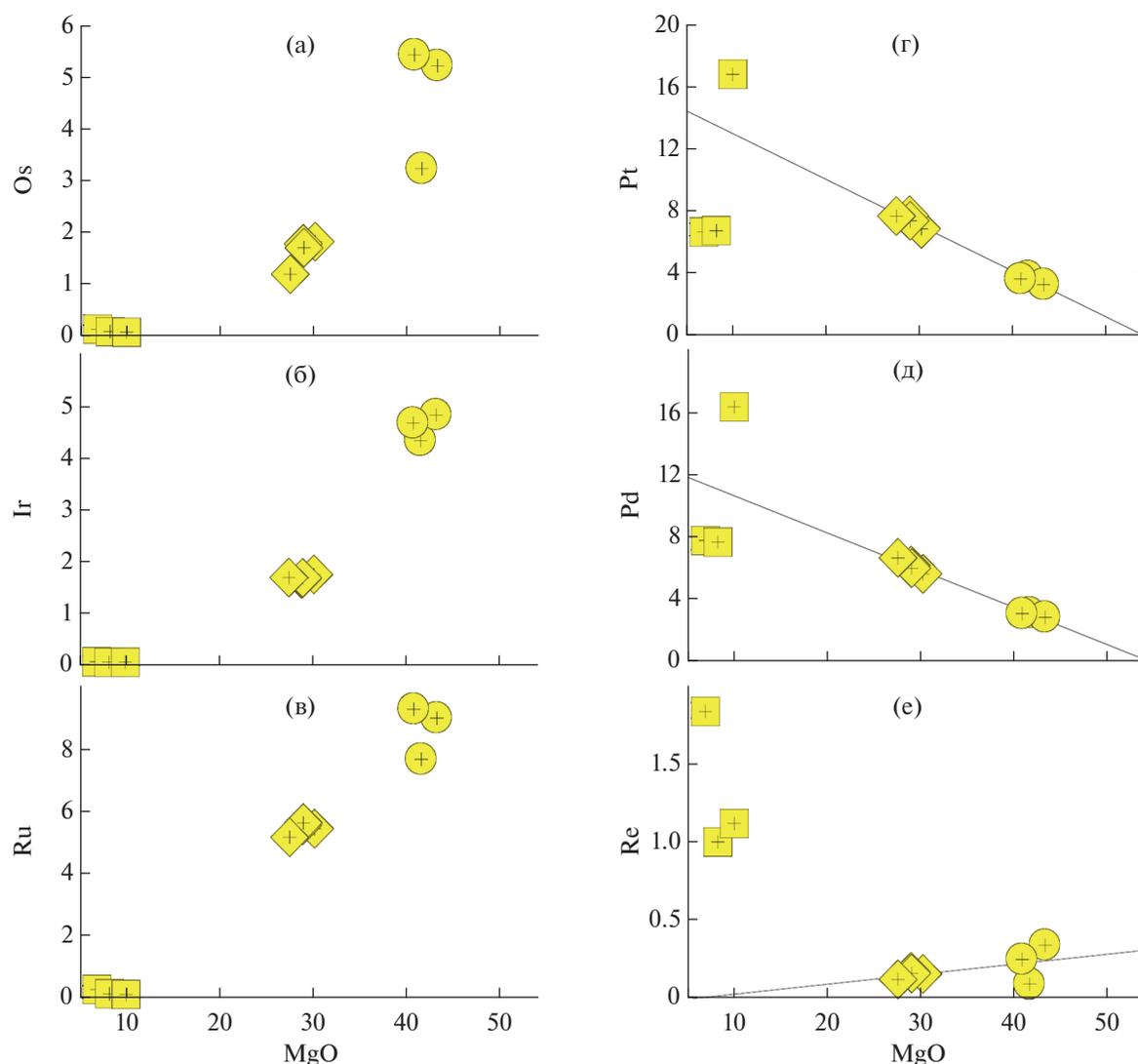


Рис. 7. Вариационные диаграммы содержаний ССЭ (ppb) относительно содержания MgO (мас. %) для коматиитов и базальтов Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса.

оценка, таким образом, определяет максимальную глубину отделения коматиитовой магмы от ее мантийного источника. Очевидно, что при отделении от источника на таких глубинах коматиитовая магма должна была бы быть в равновесии с мажоритовым гранатом в мантийном рестите и, следовательно, должна была бы быть обеднена Al (Ohtani et al., 1984; Herzberg et al., 1988). Поскольку коматииты СКЗП относятся к Al-необедненному типу (Puchtel et al., 1999), их первичные магмы, очевидно, отделялись от мантийного рестита в поле стабильности шпинелевого лерцолиита на глубинах менее 200 км и соответствующих им давлений <6.5 ГПа (Herzberg et al., 1988). Эта глубина консервативно оценивается нами как максимальная глубина завершения процесса плавления и отделения коматиитовой магмы от ее мантийного источника. Температура, при которой

завершилось плавление в коматиитовой системе СКЗП, нами рассчитана как равная 1750°C с использованием параметризационных моделей плавления из (Herzberg, Gazel, 2009; Herzberg et al., 2010). Используя полученные параметры, состав излившейся коматиитовой лавы из работы (Puchtel et al., 1999) и уравнение (4) из работы (Steenstra et al., 2020), концентрации серы, необходимые для сульфидного насыщения коматиитовой магмы при отделении от источника плавления и при излиянии на поверхность, оценены нами в 1380 и 2365 ppm соответственно.

Далее для того, чтобы оценить степень сульфидного насыщения коматиитовой магмы СКЗП, необходима информация о концентрации в ней серы. Для получения этой информации, необходимо знать ее концентрацию в мантийном источнике коматиитов и степень его плавления. Средняя кон-

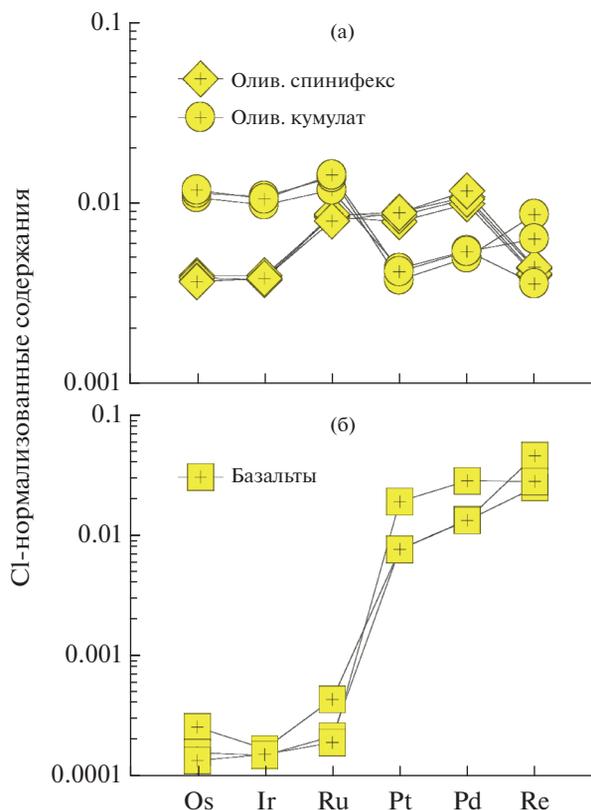


Рис. 8. Нормализованные к углестому хондриту CI содержания ССЭ в образцах коматиитов (а) и базальтов (б) Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Нормализующие значения взяты из работы (Horan et al., 2003).

центрация серы в ВСЗ составляет 250 ± 50 ppm (McDonough, Sun, 1995), а в современной деплетированной мантии (ДМ) — от 195 ± 45 до 206 ± 25 ppm (Nielsen et al., 2014; Sun et al., 2020). Так как мантийный источник коматиитов был обеднен сильно несовместимыми литофильными редкими элементами (Puchtel et al., 1999), в плане концентрации серы он, скорее всего, был более близок к ДМ. Однако, поскольку оценки концентрации серы в ВСЗ и ДМ идентичны в пределах погрешностей, мы использовали значение 250 ± 50 ppm в качестве консервативной оценки максимальной ее концентрации в источнике коматиитов СКЗП.

Для оценки степени частичного плавления, при котором образовалась первичная коматиитовая магма СКЗП, мы использовали валовую модель плавления, а также содержания умеренно несовместимых редких литофильных элементов (например, Nd, Sm) в этой магме и ее мантийном источнике, которые были рассчитаны с помощью проекционной методики (Puchtel et al., 2004b) и коэффициентов распределения для редких элементов между мантийными минеральными фазами и силикатным расплавом (Green, 1994). Учитывая, что сера является умеренно несовместимым элементом при высоких степенях частичного плавления,

при которых, вероятно, образовались коматииты СКЗП, со степенью несовместимости, близкой к таковой для Sm (например, McDonough, Sun, 1995), расчетная концентрация серы в коматиитовой магме составила 395 ppm. Таким образом, концентрация серы в коматиитовой магме была в 3.5 раза ниже, чем ее концентрация при сульфидном насыщении в момент отделения от мантийного источника плавления, и в 6 раз ниже, чем ее концентрация при сульфидном насыщении при излиянии коматиитовой магмы на поверхность. Приведенные выше данные моделирования, таким образом, представляют собой надежное свидетельство сульфидной недосыщенности первичной коматиитовой магмы СКЗП.

Учитывая рассчитанную выше высокую степень сульфидной недосыщенности первичной коматиитовой магмы СКЗП, содержания несовместимых ССЭ Pt и Pd в ее мантийном источнике были рассчитаны путем экстраполяции линий оливнового контроля (рис. 7) для каждого из этих элементов к содержанию MgO в мантии (38.0 мас. %) с использованием программы ISOPLOT. Рассчитанные содержания Pt и Pd составили 4.65 ± 0.31 и 3.88 ± 0.27 соответственно, что равно $58 \pm 7\%$ от суммы содержаний этих элементов относительно

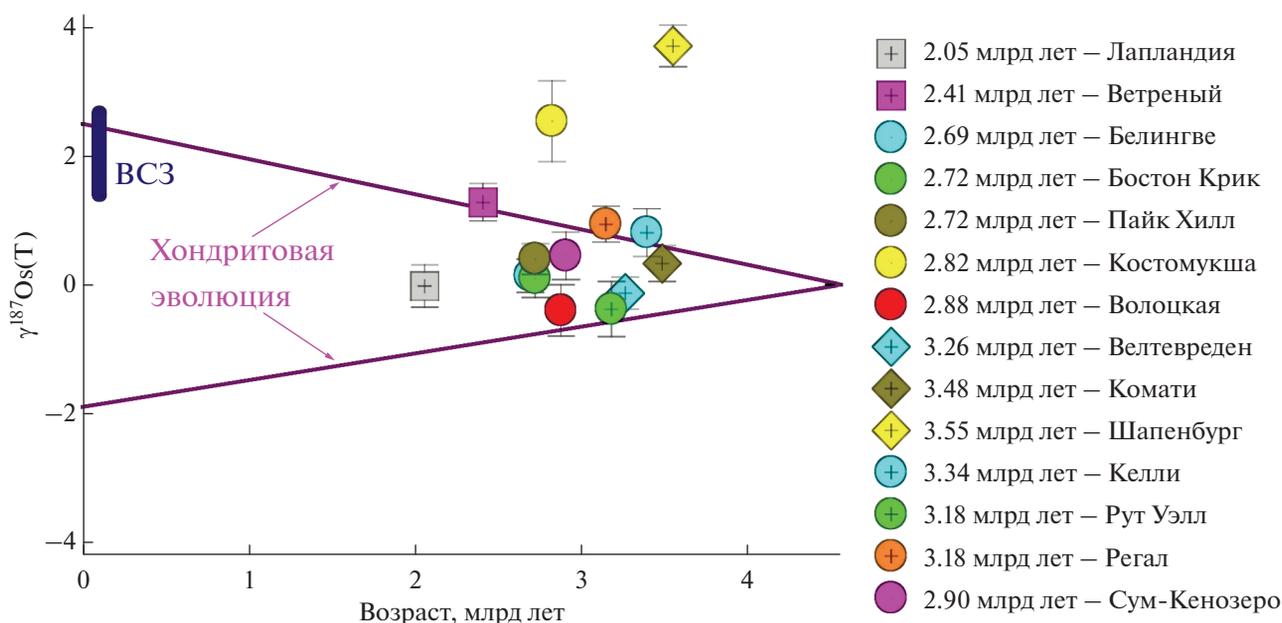


Рис. 9. Диаграмма вариаций первичных изотопных составов $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, выраженных в величинах $\gamma^{187}\text{Os}$, для архейских и протерозойских коматиитовых систем относительно их возраста.

Синяя вертикальная полоса для современной Валовой Силикатной Земли (ВСЗ) отвечает 2SD-погрешности на среднее значение этой величины из (Meisel et al., 2001). Источники данных: Лапландия – (Puchtel et al., 2020); Ветреный Пояс – (Puchtel et al., 2016b); Белингве – (Puchtel et al., 2009b); Пайк Хилл – (Puchtel et al., 2004a, 2009b); Бостон Крик – (Puchtel et al., 2018); Костомукша – (Puchtel et al., 2005); Волоцкая толща – (Puchtel et al., 2007); Велтевреден и Комати – (Puchtel et al., 2014); Шапенбург – (Puchtel et al., 2009a, 2016a), Келли, Рут Уэлл и Регал – (Puchtel et al., 2022a); Сумозеро-Кенозеро – настоящая работа. Os-изотопные данные для хондритовых метеоритов взяты из (Walker et al., 2002; Brandon et al., 2005; Fischer-Gödde et al., 2010) и представлены в виде сегмента, заключенного между двумя фиолетовыми сходящимися наклонными линиями и отвечающего полному диапазону вариаций современных значений величин $\gamma^{187}\text{Os}$, спроецированных во времени к первичному отношению $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ для Солнечной системы. Все погрешности отвечают 2SD от среднего значения.

таковой в оценках (Becker et al., 2006) для современной ВСЗ.

Рассчитанные содержания ССЭ в источнике коматиитов СКЗП мы нанесли как функцию их возраста на рис. 10 и сравнили с данными для других архейских и протерозойских коматиитовых систем, а также с оценками для современной ВСЗ. Рассчитанные содержания ССЭ в коматиитовой системе СКЗП находятся в середине диапазона вариаций для архейских коматиитов, располагаясь несколько ниже глобального тренда увеличения содержаний ССЭ во времени, который определяется всеми полученными на сегодняшний день высококачественными данными для коматиитов из работы (Puchtel et al., 2022a). В то же время эти рассчитанные концентрации ССЭ в источнике коматиитов СКЗП существенно ниже, чем концентрации, рассчитанные для мантийного источника близких по географическому положению и возрасту коматиитов Волоцкой толщи ($82 \pm 6\%$: Puchtel et al., 2007). Новые данные, таким образом, согласуются с нашими более ранними выводами о существенной неоднородности позднеархейской мантии в отношении содержаний ССЭ (рис. 10 и ссылки на работы в подписи к рисунку).

Ограничения на скорости перемешивания ранней мантии в отношении ССЭ

Скорости перемешивания мантии в отношении ССЭ изучались путем отслеживания изменений в содержаниях ССЭ в мантии на протяжении геологического времени (например, Maier et al., 2009; Puchtel et al., 2020, 2022a, 2022b). Поскольку породы лунной материковой коры, сформировавшейся ~4.40 млрд лет назад (Borg et al., 2014), лишь в незначительной степени контаминированы метеоритным веществом (например, Day et al., 2010), процессы поздней аккреции, по всей вероятности, завершились к моменту времени 4.40 млрд лет, т.е. в течение первых ~150 млн лет после образования Солнечной системы. В работе (Puchtel et al., 2022a) использованы рассчитанные содержания ССЭ в источниках архейских и протерозойских коматиитовых систем (см. рис. 10) как функция их возраста и программа ISOPLOT для определения момента времени в прошлом, к которому материал поздней аккреции был полностью гомогенизирован в составе мантии Земли.

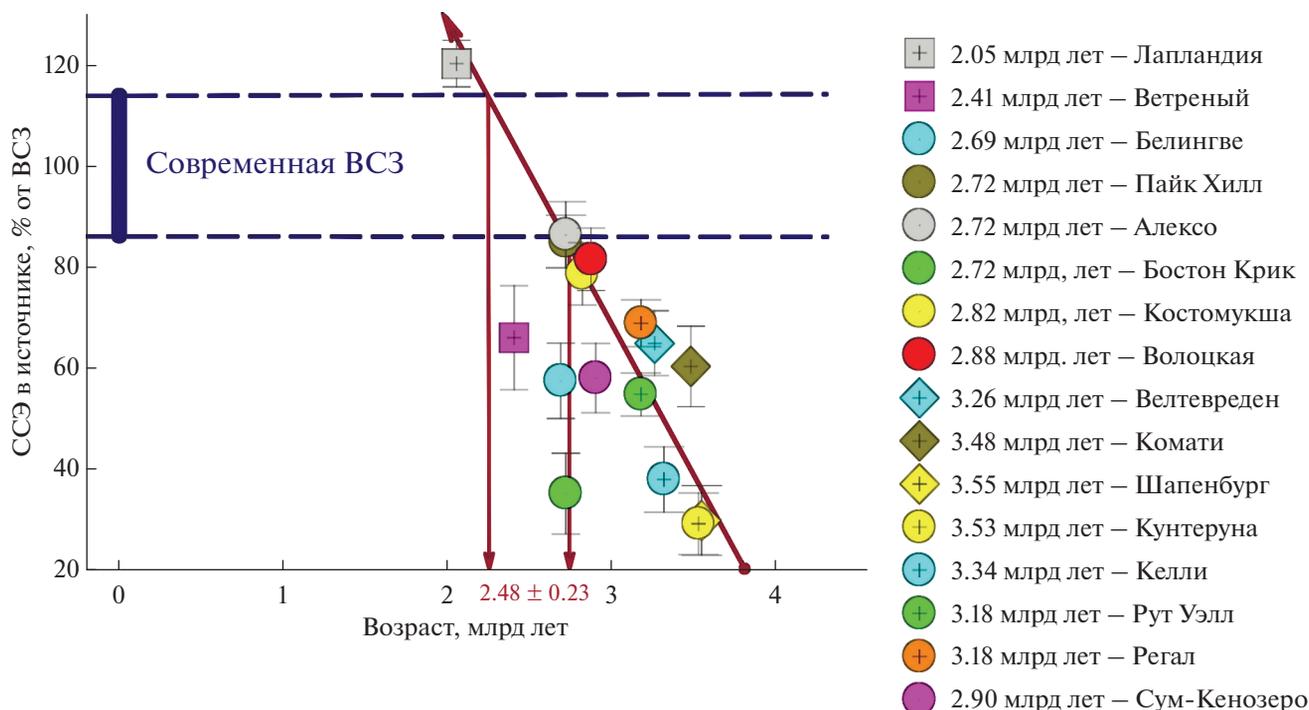


Рис. 10. Рассчитанные общие содержания сильно сидерофильных элементов (СЭ) в источниках архейских и протерозойских коматиитовых систем, показанные в % от таковых в оценках для современной Валовой Силикатной Земли (ВСЭ) из (Becker et al., 2006).

Горизонтальные синие штриховые линии отвечают диапазону вариаций содержаний СЭ в ВСЭ из (Becker et al., 2006). Красная наклонная стрелка является линией регрессии, выполненной с помощью программы ISOPLOT и с использованием всех данных, приведенных на рисунке. Красные вертикальные стрелки являются проекциями на ось абсцисс (возраст) от точек пересечения линии регрессии со штриховыми линиями диапазона вариаций содержаний СЭ в ВСЭ и, таким образом, характеризуют погрешность оценки среднего возраста полной гомогенизации материала поздней аккреции в мантии Земли (2.48 ± 0.23 млрд лет назад). Источники данных: Лапландия – (Puchtel et al., 2020); Ветренный Пояс – (Puchtel et al., 2016b); Белингве – (Puchtel et al., 2009b); Пайк Хилл и Алексо – (Puchtel et al., 2004b, 2009b); Бостон Крик – (Puchtel et al., 2018); Костомукша – (Puchtel, Humayun, 2005); Волоцкая толща – (Puchtel et al., 2007); Велтевреден и Комати – (Puchtel et al., 2014); Шапенбург – (Puchtel et al., 2009a, 2016a), Кунтеруна, Келли, Рут Уэлл и Регал – (Puchtel et al., 2022a); Сумозеро-Кенозеро – настоящая работа.

Эти результаты регрессионного анализа дали цифру 2.5 ± 0.2 млрд лет.

Мы использовали новые данные по содержаниям СЭ для коматиитов СКЗП в совокупности с имеющимися данными для коматиитовых систем по всему земному шару для получения уточненной оценки возраста полной гомогенизации – 2.48 ± 0.23 млрд лет. Новые данные предполагают, что среднее время жизни позднеаккрецированных планетезималей в мантии (до момента полной гомогенизации) составляло 1.92 ± 0.23 млрд лет (т.е. $4.40 - 2.48 = 1.92$), что представляет ограничение на среднюю скорость перемешивания земной мантии в отношении СЭ в катархее и архее. Как полагают некоторые исследователи (Brown, 2007; Brown, Johnson, 2018), этот момент времени в истории Земли (2.48 млрд лет назад) совпадает со временем начала функционирования процессов современной тектоники плит.

Наша оценка средней скорости перемешивания мантии в отношении СЭ предполагает, что большая часть материала поздней аккреции избежала гомогенизации и не была дезинтегрирована в течение ~ 2.0 млрд лет, несмотря на предположительно энергичное конвективное перемешивание мантии в катархее и архее. Очевидно, что для гомогенизации части этого материала требовалось значительно больше среднего времени в ~ 2.0 млрд лет, о чем свидетельствует существование таких коматиитовых источников, как Ветренный, Белингве и Бостон Крик, которые обеднены СЭ и лежат существенно ниже общего тренда на рис. 10. Возможно, что такая неэффективная гомогенизация, до определенной степени, была связана с тем, что тектонические режимы на ранних этапах развития Земли отличались от современного режима тектоники плит (например, O'Neill, Debaille, 2014). Наличие застойного или эпизоди-

ческого субдукционного режима в катархее согласуется с повсеместным присутствием в архейских породах аномалий короткоживущих изотопных систем (например, Puchtel et al., 2016a, 2022a; Carlson et al., 2019; Reimink et al., 2020; Tusch et al., 2021), хотя результаты недавнего моделирования показали, что такие изотопные аномалии могли сохраняться в мантии в течение миллиардов лет даже в условиях мобильного тектонического режима типа современного (Foley, Rizo, 2017).

Nd-Hf-Os изотопный парадокс в свете новых данных

В предыдущих работах (например, Puchtel et al., 2009b, 2020, 2022a) уже отмечалось, что существует очевидный конфликт между данными по радиогенным изотопным системам для литофильных элементов, таким как Sm-Nd и Lu-Hf, и сильно сидерофильной Re-Os изотопной системой для коматиитовых мантийных источников на планете в целом. Например, источники большинства архейских и протерозойских коматиитовых систем, таких как зеленокаменные пояса Абитиби в Канаде и Белингве в Южной Африке (Walker et al., 1988; Gangopadhyay, Walker, 2003; Puchtel et al., 2009b, 2018), Волоцкая толща (Puchtel et al., 2007), зеленокаменные пояса Центрально-Лапландский в Фенноскандии (Hanski et al., 2001; Puchtel et al., 2020) и Кратона Пилбара в Западной Австралии (Puchtel et al., 2022a), характеризуются варьирующими, но положительными первичными значениями $\epsilon^{143}\text{Nd}$ и $\epsilon^{176}\text{Hf}$, и, таким образом, эволюционировали с интегрированными по времени супрахондритовыми значениями Sm/Nd и Lu/Hf отношений. Источники этих коматиитовых систем должны были претерпеть ранние эпизоды плавления и экстракции расплавов, результатом которых явилось фракционирование Sm/Nd и Lu/Hf отношений до супрахондритовых значений, достаточно высоких для того, чтобы эти источники смогли эволюционировать до положительных первичных $\epsilon^{143}\text{Nd}$ и $\epsilon^{176}\text{Hf}$ значений, полученных для этих коматиитовых систем в упомянутых выше работах.

В то же время эти коматиитовые системы характеризуются близкими к хондритовым первичными значениями $\gamma^{187}\text{Os}$ и их источники, таким образом, эволюционировали с близкими к хондритовым величинами Re/Os отношений (см. рис. 9). Поскольку Re является умеренно несовместимым элементом при мантийном плавлении, тогда как Os — от умеренно- до сильно совместимым (например, Rehkämpfer et al., 1997; Mallmann, O'Neill, 2007; Gannoun et al., 2016), можно было

бы ожидать, что эти эпизоды плавления и экстракции расплавов, зафиксированные литофильными изотопными системами, приведут к фракционированию Re/Os отношений в источниках этих коматиитовых систем до субхондритовых величин. Результатом этого явления должно было бы явиться замедление роста ^{187}Os и, как следствие, эволюция коматиитовых источников до отрицательных первичных значений $\gamma^{187}\text{Os}$. Однако отрицательные первичные значения $\gamma^{187}\text{Os}$ не присутствуют в глобальной базе данных для коматиитов (рис. 9).

Это явление было названо Nd-Hf-Os изотопным парадоксом в работе (Puchtel et al., 2022a). И. Пухтель с соавторами (Puchtel et al., 2020, 2022a) предложили решение для этого парадокса путем разработки модели мантийного плавления, в которой мантийные источники коматиитов претерпели ранний (через 100 млн лет после образования Солнечной системы) эпизод низких степеней ($F = 1.5\text{--}2.5\%$) частичного плавления и экстракции расплавов, который привел к фракционированию Sm/Nd и Lu/Hf отношений, но имел ограниченное влияние на Re/Os отношение в связи с существенно более низкой несовместимостью Re по сравнению с Nd и Hf при частичном плавлении мантии. Применяя эту модель мантийного плавления к коматиитовой системе СКЗП и используя модельные параметры, описанные в (Puchtel et al., 2020, 2022a), мы рассчитали максимально допустимую степень мантийного плавления, при которой не возникает конфликта между Nd и Os изотопными системами в источнике коматиитов СКЗП. Рассчитанная степень плавления составила 1.5%, что согласуется с данными для других коматиитовых систем (Puchtel et al., 2022a).

Очевидно, что описанный выше Nd-Hf-Os изотопный парадокс является глобальным по своей природе явлением (Puchtel et al., 2022a, 2022b); предложенный сценарий решения этого парадокса предполагает раннее формирование и последующую полную изоляцию мафической коры, которая имела широкомасштабное распространение и была обогащена несовместимыми редкими литофильными элементами. Расчеты показывают, что такая мафическая кора, сформированная в результате 1.5–2.5% частичного плавления мантии состава BC3, содержала бы (в ppm): 31–27 Nd, 7.1–6.5 Sm, 0.62–0.59 Lu и 5.2–4.7 ppm Hf и имела бы значения отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.140\text{--}0.145$ и $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0166\text{--}0.0174$ (по сравнению с 0.1967 и 0.0336 соответственно, в BC3: Bouvier et al., 2008; Blichert-Toft,

Puchtel, 2010). В соответствии с оценками концентраций редких литофильных элементов в этой ранней мафической коре, ее масса должна была бы составлять $\leq 2.0\%$ от массы ВСЗ, что примерно равно массе слоя D" на границе ядро–мантия. О необходимости существования такой мафической коры в истории Земли ранее уже упоминалось в ряде работ (например, Chase, Patchett, 1988).

Время существования этой ранней мафической коры в мантии до ее полной гомогенизации трудно оценить. Имеющиеся изотопные данные по коматиитам и базальтам допускают ее существование в том или ином виде, по-крайней мере, до конца позднего архея, т.е. до того времени, когда в мантии все еще присутствовали изотопные аномалии ^{142}Nd (Debaille et al., 2013). Однако, вероятнее всего, эта кора не просуществовала в мантии до настоящего времени, о чем свидетельствуют хондритовые изотопные составы ^{138}Ce , 142 , ^{143}Nd и ^{176}Hf в современной ВСЗ (Jackson, Carlson, 2012; Horan et al., 2018; Willig, Stracke, 2019; Willig et al., 2020; Hyung, Jacobsen, 2020).

Как альтернатива, данная ранняя мафическая кора могла служить источником формирования древнейших тоналит-грандземит-гранодиоритовых (ТТГ) комплексов (Carlson et al., 2019), таких как Нуваджитук ТТГ (O'Neil et al., 2008, 2016; Touboul et al., 2014), гнейсовый комплекс Акаста (Roth et al., 2014; Willbold et al., 2015; Reimink et al., 2018) или ТТГ Водлозерского блока на Фенноскандинавском щите (Puchtel et al., 2016b), которые характеризуются присутствием ярко выраженных положительных изотопных аномалий ^{142}Nd и ^{182}W , предположительно, унаследованных от их древних мафических предшественников.

ВЫВОДЫ

(1) Коматииты являются надежным источником информации об эволюции содержаний ССЭ и Re-Os изотопного состава ранней мантии Земли. Эта информация является крайне важной для нашего понимания таких фундаментальных процессов, как планетарная аккреция, первичная дифференциация Земли и взаимодействие между ядром и мантией.

(2) Re-Os изотопные данные для образцов коматиитов и базальтов из самых нижних толщ СКЗП определяют точную изохрону с возрастом 2904 ± 18 млн лет и первичное значение отношения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ ($\gamma^{187}\text{Os}(2904) = +0.45 \pm 0.17$). Эта датировка является первым **прямым**

определением возраста нижних основных-ультраосновных толщ СКЗП.

(3) Мантийный источник коматиитов и базальтов СКЗП эволюционировал с интегрированным по времени отношением $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.418 \pm 6$; эта величина находится в пределах среднего валового хондритового значения отношения $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.410 \pm 51$ (2SD) и согласуется с хондритовой эволюцией большинства коматиитовых мантийных источников на планете.

(4) Мантийный источник коматиитов СКЗП содержал $58 \pm 7\%$ от содержания ССЭ в современной ВСЗ. Эта величина находится в середине диапазона вариаций содержаний ССЭ в позднеархейских и протерозойских коматиитовых системах; новые данные являются дальнейшим свидетельством существенной гетерогенности мантии в отношении содержаний ССЭ в архее и протерозое.

(5) Оценка среднего момента времени полной гомогенизации материала поздней аккреции в мантии Земли, полученная на основе анализа глобальной базы данных по содержанию ССЭ в источниках архейских и протерозойских коматиитов, составляет 2.48 ± 0.23 млрд лет. Эти данные предполагают, что средняя продолжительность жизни аккрецированных планетезималей в мантии до полной их гомогенизации составляла 1.92 ± 0.23 млрд лет. Данная оценка является ограничением на среднюю скорость перемешивания мантии Земли в отношении ССЭ в катархее и архее.

Благодарности. Автор благодарен рецензентам И.В. Чернышеву и А.В. Гирнису за конструктивные замечания. Автор также выражает глубокую благодарность В.В. Куликовой и В.С. Куликову за организацию и проведение полевых работ на Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе и познавательные дискуссии на предмет геологии и происхождения коматиитов Карелии.

Финансовые источники. Работа была финансирована из средств гранта по петрологии и геохимии EAR 1754186, полученного автором от Национального Научного Фонда США.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Arndt N.T. Differentiation of komatiite flows // J. Petrol. 1986. V. 27. № 2. P. 279–301.
- Arndt N.T., Naldrett A.J., Pyke D.R. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario // J. Petrol. 1977. V. 18. P. 319–369.
- Becker H., Horan M.F., Walker R.J. et al. Highly siderophile element composition of the Earth's primitive upper mantle: Constraints from new data on peridotite massifs and xenoliths // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 17. P. 4528–4550.

- Birck J.L., Roy-Barman M., Capman F.* Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples // *Geostandards Newsletter*. 1997. 20. № 1. P. 19–27.
- Blichert-Toft J., Puchtel I.S.* Depleted mantle sources through time: Evidence from Lu-Hf and Sm-Nd isotope systematics of Archean komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 297. № 3–4. P. 598–606.
- Borg L.E., Gaffney A.M., Shearer C.K.* A review of lunar chronology revealing a preponderance of 4.34–4.37 Ga ages // *Meteorit. Planet. Sci.* 2014. V. 50. № 4. P. 715–732.
- Bottke W.F., Morbidelli A., Jedicke R. et al.* Debaised Orbital and Absolute Magnitude Distribution of the Near-Earth Objects // *Icarus*. 2002. V. 156. № 2. P. 399–433.
- Bottke W.F., Levison H.F., Nesvorny D., Dones L.* Can planetesimals left over from terrestrial planet formation produce the lunar Late Heavy Bombardment? // *Icarus*. 2007. V. 190. № 1. P. 203–223.
- Bottke W.F., Walker R.J., Day J.M.D. et al.* Stochastic Late Accretion to Earth, the Moon, and Mars // *Science*. 2010. V. 330. № 6010. P. 1527–1530.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.* 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.* 2008. V. 273. № 1–2. P. 48–57.
- Brandon A.D., Humayun M., Puchtel I.S., Zolensky M.* Re-Os isotopic systematics and platinum group element composition of the Tagish Lake carbonaceous chondrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. № 6. P. 1619–1631.
- Brenan J.M., McDonough W.F., Ash R.* An experimental study of the solubility and partitioning of iridium, osmium, and gold between olivine and silicate melt // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237. № 3–4. P. 855–872.
- Brown M.* Metamorphism, plate tectonics, and the supercontinent cycle // *Earth Sci. Frontiers* 2007. V. 4. № 1. P. 1–18.
- Brown M., Johnson T.* Secular change in metamorphism and the onset of global plate tectonics // *Amer. Mineral.* 2018. V. 103. № 2. P. 181–196.
- Carlson R.W., Garçon M., O'Neil J. et al.* The nature of Earth's first crust // *Chemical Geol.* 2019. V. 530. 119321.
- Chase C.G., Patchett P.J.* Stored mafic/ultramafic crust and early Archean mantle differentiation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 91. № 1–2. P. 66–72.
- Chou C.-L.* Fractionation of siderophile elements in the earth's upper mantle // *Proceedings of the 9th Lunar and Planetary Science Conference*. 1978. P. 219–230.
- Chou C.-L., Shaw D.M., Crockett J.H.* Siderophile trace elements in the Earth's oceanic crust and upper mantle // *J. Geoph. Res.* 1983. V. 88. S2. P. A507–A518.
- Cohen A.S., Waters F.G.* Separation of osmium from geological materials by solvent extraction for analysis by thermal ionisation mass spectrometry // *Analytica Chimica Acta*. 1996. V. 332. № 2–3. P. 269–275.
- Creaser R.A., Papanastassiou D.A., Wasserburg G.J.* Negative Thermal Ion Mass-Spectrometry of Osmium, Rhenium, and Iridium // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. № 1. P. 397–401.
- Day J.M.D., Walker R.J.* Highly siderophile element depletion in the Moon // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 423. P. 114–124.
- Day J.M.D., Pearson D.G., Taylor L.A.* Highly siderophile element constraints on accretion and differentiation of the Earth–Moon system // *Science*. 2007. V. 315. № 5809. P. 217–219.
- Day J.M.D., Walker R.J., James O.B., Puchtel I.S.* Osmium isotope and highly siderophile element systematics of the lunar crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 289. № 3–4. P. 595–605.
- Debaille V., O'Neill C., Brandon A.D. et al.* Stagnant-lid tectonics in early Earth revealed by ¹⁴²Nd variations in late Archean rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 373. P. 83–92.
- Fischer-Gödde M., Becker H., Wombacher F.* Rhodium, gold and other highly siderophile element abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2010. V. 74. № 1. P. 356–379.
- Fischer-Gödde M., Becker H., Wombacher F.* Rhodium, gold and other highly siderophile elements in orogenic peridotites and peridotite xenoliths // *Chemical Geol.* 2011. V. 280. № 3–4. P. 365–383.
- Foley B.J., Rizo H.* Long-term preservation of early formed mantle heterogeneity by mobile lid convection: Importance of grain size evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 475. P. 94–105.
- Gangopadhyay A., Walker R.J.* Re-Os systematics of the ca. 2.7 Ga komatiites from Alexo, Ontario, Canada // *Chemical Geol.* 2003. V. 196. № 1–4. P. 147–162.
- Gannoun A., Burton K.W., Day J.M.D. et al.* Highly siderophile element and Os isotope systematics of volcanic rocks at divergent and convergent plate boundaries and in intraplate settings // *Rev. Mineral. Geochem.* 2016. V. 81. P. 651–724.
- Green T.H.* Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later // *Chemical Geol.* 1994. V. 117. № 1–4. P. 1–36.
- Hanski E., Huhma H., Rastas P., Kamenetsky V.S.* The Paleoproterozoic komatiite-picrite association of Finnish Lapland // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 5. P. 855–876.
- Herzberg C., Gazel E.* Petrological evidence for secular cooling in mantle plumes // *Nature*. 2009. V. 458. № 7238. P. 619–622.
- Herzberg C., Feigenson M., Scuba C., Ohtani E.* Majorite fractionation recorded in the geochemistry of peridotites from South Africa // *Nature*. 1988. V. 332. № 6166. P. 823–826.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J.* Thermal history of the Earth and its petrological expression // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 292. № 1–2. P. 79–88.
- Horan M.F., Walker R.J., Morgan J.W. et al.* Highly siderophile elements in chondrites // *Chemical Geol.* 2003. V. 196. № 1–4. P. 5–20.

- Horan M.F., Carlson R.W., Walker R.J. et al.* Tracking Hadean processes in modern basalts with ^{142}Nd -Neodymium // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 484. P. 184–191.
- Hyung E., Jacobsen S.B.* The $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ variations in mantle-derived rocks provide constraints on the stirring rate of the mantle from the Hadean to the present // *Proceedings of the National Academy of Sciences.* 2020. 202006950.
- Jackson M.G., Carlson R.W.* Homogeneous superchondritic $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in the mid-ocean ridge basalt and ocean island basalt mantle // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2012. V. 13. № 6. Q06011.
- Kimura K., Lewis R.S., Anders S.* Distribution of gold and rhenium between nickel-iron and silicate melts; implications for abundance of siderophile elements on the Earth and Moon // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1974. V. 38. № 5. P. 683–701.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Sergeev S.A. et al.* Archaean rocks from southeastern Karelia (Karelian granite-greenstone terrain) // *Precamb. Res.* 1993. V. 62. № 4. P. 375–397.
- Ludwig K.R.* ISOPLOT 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publ. 2003. № 4. 70 p.
- Maier W.D., Barnes S.J., Campbell I.H. et al.* Progressive mixing of meteoritic veneer into the early Earth's deep mantle // *Nature.* 2009. V. 460. № 7255. P. 620–623.
- Mallmann G., O'Neill H.St.C.* The effect of oxygen fugacity on the partitioning of Re between crystals and silicate melt during mantle melting // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2007. V. 71. № 11. P. 2837–2857.
- Marchi S., Canup R.M., Walker R.J.* Heterogeneous delivery of silicate and metal to the Earth by large planetesimals // *Nature Geosci.* 2018. V. 11. P. 77–81.
- McDonough W.F., Sun S.S.* The composition of the Earth // *Chemical Geol.* 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
- McKenzie D., Bickle M.J.* The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere // *J. Petrol.* 1988. V. 29. № 3. P. 625–679.
- Meisel T., Walker R.J., Irving A.J., Lorand J.P.* Osmium isotopic compositions of mantle xenoliths: A global perspective // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 65 № 8. P. 1311–1323.
- Mertzman S.A.* K-Ar results from the southern Oregon – northern California Cascade range // *Oregon Geol.* 2000. V. 62. № 4. P. 99–122.
- Nielsen S.G., Shimizu N., Lee C.T.A., Behn M.D.* Chalcophile behavior of thallium during MORB melting and implications for the sulfur content of the mantle // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2014. V. 15. № 12. P. 4905–4919.
- Ohtani E.* Generation of komatiite magma and gravitational differentiation in the deep upper mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. № 2. P. 261–272.
- O'Neill C., Debaille V.* The evolution of Hadean-Eoarchaean geodynamics // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. V. 406. P. 49–58.
- O'Neil J., Carlson R.W., Francis D., Stevenson R.K.* Neodymium-142 evidence for Hadean mafic crust // *Science.* 2008. V. 321. № 5897. P. 1828–1831.
- O'Neil J., Rizo H., Boyet M. et al.* Geochemistry and Nd isotopic characteristics of Earth's Hadean mantle and primitive crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 442. P. 194–205.
- Popov M.G., Sukholetova G.N., Morozov S.A.* Geology of the Kamennoozero area // Ed. V.I. Robonen. *Geology of the Early Precambrian of Karelia, Petrozavodsk*, 1979. P. 76–95.
- Puchtel I.S., Humayun M.* Platinum group elements in Kostomuksha komatiites and basalts: Implications for oceanic crust recycling and core-mantle interaction // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2000. V. 64. № 24. P. 4227–4242.
- Puchtel I.S., Humayun M.* Platinum group element fractionation in a komatiitic basalt lava lake // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2001. V. 17. № 65. P. 2979–2993.
- Puchtel I.S., Humayun M.* Highly siderophile element geochemistry of ^{187}Os -enriched 2.8 Ga Kostomuksha komatiites, Baltic Shield // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2005. V. 69. № 6. P. 1607–1618.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K. et al.* Petrology of a 2.41 Ga remarkably fresh komatiitic basalt lava lake in Lion Hills, central Vetroeny Belt, Baltic Shield // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 124. P. 273–290.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Amelin Yu.V. et al.* Combined mantle plume – island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozero greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. № 21. P. 3579–3595.
- Puchtel I.S., Brandon A.D., Humayun M.* Precise Pt-Re-Os isotope systematics of the mantle from 2.7 Ga komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004a. V. 224. № 1–2. P. 157–174.
- Puchtel I.S., Humayun M., Campbell A. et al.* Platinum group element geochemistry of komatiites from the Alexo and Pyke Hill areas, Ontario, Canada // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2004b. V. 68. № 6. P. 1361–1383.
- Puchtel I.S., Brandon A.D., Humayun M., Walker R.J.* Evidence for the early differentiation of the core from Pt-Re-Os isotope systematics of 2.8 Ga komatiites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 237. № 1–2. P. 118–134.
- Puchtel I.S., Humayun M., Walker R.J.* Os-Pb-Nd isotope and highly siderophile and lithophile trace element systematics of komatiitic rocks from the Volotsk suite, SE Baltic Shield // *Precamb. Res.* 2007. V. 158. № 1–2. P. 119–137.
- Puchtel I.S., Walker R.J., Anhaeusser C.R., Gruau G.* Re-Os isotope systematics and HSE abundances of the 3.5 Ga Schapenburg komatiites, South Africa: Hydrous melting or prolonged survival of primordial heterogeneities in the mantle? // *Chemical Geol.* 2009a. V. 262. № 3–4. P. 355–369.
- Puchtel I.S., Walker R.J., Brandon A.D., Nisbet E.G.* Pt-Re-Os and Sm-Nd isotope and HSE and REE systematics of the 2.7 Ga Belingwe and Abitibi komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2009b. V. 73. № 20. P. 6367–6389.
- Puchtel I.S., Walker R.J., Touboul M. et al.* Insights into Early Earth from the Pt-Re-Os isotope and highly sidero-

- phile element abundance systematics of Barberton komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2014. V. 125. P. 394–413.
- Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Touboul M. et al.* The coupled ^{182}W - ^{142}Nd record of early terrestrial mantle differentiation // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2016a. V. 17. № 6. P. 2168–2193.
- Puchtel I.S., Touboul M., Blichert-Toft J. et al.* Lithophile and siderophile element systematics of the mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016b. V. 180. P. 227–255.
- Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Touboul M., Walker R.J.* ^{182}W and HSE constraints from 2.7 Ga komatiites on the heterogeneous nature of the Archean mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2018. V. 228. P. 1–26.
- Puchtel I.S., Mundl-Petermeier A., Horan M. et al.* Ultra-depleted 2.05 Ga komatiites of Finnish Lapland: Products of grainy late accretion or core-mantle interaction? // *Chemical Geol.* 2020. V. 554. 119801.
- Puchtel I.S., Nicklas R.W., Slagle J. et al.* Early global mantle chemical and isotope heterogeneity revealed by the komatiite-basalt record: The Western Australia connection // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2022a. V. 320. P. 238–278.
- Puchtel I.S., Blichert-Toft J., Horan M.F. et al.* The komatiite testimony to ancient mantle heterogeneity // *Invited Rev. Article. Chemical Geol.* 2022b. V. 594. 120776
- Rehkämper M., Halliday A.N.* Development and application of new ion-exchange techniques for the separation of the platinum-group and other siderophile elements from geological samples // *Talanta*. 1997. V. 44. № 4. P. 663–672.
- Reimink J.R., Chacko T., Carlson R.W. et al.* Petrogenesis and tectonics of the Acasta Gneiss Complex derived from integrated petrology and ^{142}Nd and ^{182}W extinct nuclide geochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 494. P. 12–22.
- Reimink J.R., Mundl-Petermeier A., Carlson R.W. et al.* Tungsten isotope composition of Archean crustal reservoirs and implications for terrestrial $\mu^{182}\text{W}$ evolution // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2020. V. 21. № 7. e2020GC009155.
- Richter K., Walker R.J., Warren P.H.* Significance of highly siderophile elements and osmium isotopes in the lunar and terrestrial mantles // Eds. K. Richter, R.M. Canup. *Origin of the Earth and Moon*. University of Arizona Press. Tucson, AZ, 2000. P. 291–322.
- Roth A.S.G., Bourdon B., Mojzsis S.J. et al.* Combined ^{147}Sm - ^{143}Nd , ^{142}Nd constraints on the longevity and residence time of early terrestrial crust // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2014. V. 15. № 6. P. 2329–2345.
- Shirey S.B., Walker R.J.* The Re-Os isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. V. 26. P. 423–500.
- Smoliar M.I., Walker R.J., Morgan J.W.* Re-Os ages of Group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites // *Science*. 1996. V. 271. № 5762. P. 1099–1102.
- Sokolov V.A.* *Volcanism of Archean Greenstone Belts in Karelia*. Leningrad: Nauka, 1981. 152 p.
- Steenstra E.S., Berndt J., Klemme S. et al.* An experimental assessment of the potential of sulfide saturation of the source regions of eucrites and angrites: Implications for asteroidal models of core formation, late accretion and volatile element depletions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2020. V. 269. P. 39–62.
- Sun Z., Xiong X., Wang J. et al.* Sulfur abundance and heterogeneity in the MORB mantle estimated by copper partitioning and sulfur solubility modelling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 538. 116169.
- Touboul M., Liu J., O'Neil J. et al.* New insights into the Hadean mantle revealed by ^{182}W and highly siderophile element abundances of supracrustal rocks from the Nuvvuagittuq Greenstone Belt, Quebec, Canada // *Chemical Geol.* 2014. V. 383. P. 63–75.
- Turekian K.K., Clark S.P.* Inhomogeneous accumulation of the earth from the primitive solar nebula // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 6. P. 346–348.
- Tusch J., Münker C., Hasenstab E. et al.* Convective isolation of Hadean mantle reservoirs through Archean time // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2021. V. 118. № 2. e2012626118.
- Walker R.J.* Highly siderophile elements in the Earth, Moon and Mars: Update and implications for planetary accretion and differentiation // *Chemie der Erde/Geochemistry* 2009. V. 69. № 2. P. 101–125.
- Walker R.J.* Siderophile element constraints on the origin of the Moon // *Philos. Trans. Roy. Soc. London*. 2014. V. 372. 20130258.
- Walker R.J.* Siderophile elements in tracing planetary formation and evolution // *Geochem. Perspectives*. 2016. V. 5. № 1. P. 1–145.
- Walker R.J., Shirey S.B., Stecher O.* Comparative Re-Os, Sm-Nd and Rb-Sr isotope and trace element systematics for Archean komatiite flows from Munro Township, Abitibi belt, Ontario // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. № 1–2. P. 1–12.
- Walker R.J., Horan M.F., Morgan J.W. et al.* Comparative ^{187}Re - ^{187}Os systematics of chondrites: Implications regarding early solar system processes // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66. № 23. P. 4187–4201.
- Walker R.J., Horan M.F., Shearer C.K., Papike J.J.* Low abundances of highly siderophile elements in the lunar mantle: Evidence for prolonged late accretion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224. № 3–4. P. 399–413.
- Willbold M., Mojzsis S.J., Chen H.W., Elliott T.* Tungsten isotope composition of the Acasta Gneiss Complex // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 419. P. 168–177.
- Willig M., Stracke A.* Earth's chondritic light rare earth element composition: Evidence from the Ce-Nd isotope systematics of chondrites and oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2019. V. 509. P. 55–65.
- Willig M., Stracke A., Beier C., Salters V.J.M.* Constraints on mantle evolution from Ce-Nd-Hf isotope systematics // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2020. V. 272. P. 36–53.

Re-Os Isotope and HSE Abundance Systematics of the 2.9 Ga Komatiites and Basalts from the Sumozero-Kenozero Greenstone Belt, SE Fennoscandian Shield: Implications for the Mixing Rates of the Mantle

I. S. Puchtel

Department of Geology, University of Maryland, College Park, MD 20742 USA

Rhenium-Os isotope and highly siderophile element (HSE, including Re, Os, Ir, Ru, Pt, and Pd) abundance systematics of Archean komatiites can be used to estimate the stirring rates of the mantle for the HSE and the timing of homogenization of late accreted materials within the mantle. In this study, we report Re-Os isotope and HSE abundance data for ~2.9 Ga komatiites and basalts from the Sumozero-Kenozero greenstone belt in the SE Fennoscandian Shield. The lavas are characterized by excellent preservation of the primary textural, chemical, and Re-Os isotope characteristics. The Re-Os isotopic data for spinifex-textured and cumulate komatiite and massive basalt samples from the lowermost sequences define a precise 10-point isochron (MSWD = 2.6) with an age of 2904 ± 18 Ma and an initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.10758 \pm 18$ ($\gamma^{187}\text{Os}(2904) = +0.45 \pm 0.17$). This is the first direct age determination for the Sumozero-Kenozero lower komatiite-basalt sequences. Our modeling indicates that the mantle source of the komatiites and basalts evolved with a time-integrated $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.418 \pm 6$. This ratio is well within the uncertainty of the bulk chondritic average $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os} = 0.410 \pm 51$ (2SD), also consistent with the chondritic evolution of the majority of komatiite mantle sources observed globally. The mantle source of the Sumozero-Kenozero komatiites has been calculated to contain the total HSE abundances of $58 \pm 7\%$ of those in the estimates for modern BSE. This estimate is in the middle of the range for other late Archean and Proterozoic komatiite systems. Using the estimated HSE abundances in the sources of komatiite systems as a function of their ages and ISOPLOT regression analysis, we calculated the average time in the past by which the late accreted materials have been completely homogenized within the mantle to be 2.48 ± 0.23 Ga. These data require that residence times of the late accreted planetesimals within the mantle, before complete homogenization, were on average 1.92 ± 0.23 Ga. This estimate represents a constraint on the average mixing rates of the terrestrial mantle in terms of the HSE in the Hadean and the Archean.

Keywords: komatiites, grainy late accretion, highly siderophile elements, Re-Os isotope systematics, mixing rates of the mantle for the HSE, Sumozero-Kenozero Greenstone Belt

УДК 549.08:550.93:552.163

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОРОНИТОВЫХ МЕТАГАББРОНОРИТОВ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (CA-ID-TIMS) ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОН-БАДДЕЛЕИТОВЫХ АГРЕГАТОВ¹

© 2022 г. Е. Б. Сальникова^{a, *}, А. В. Степанова^b, П. Я. Азимов^a, М. А. Суханова^a, А. Б. Котов^a, С. В. Егорова^b, Ю. В. Плоткина^a, Е. В. Толмачева^a, А. В. Кервинен^b, Н. В. Родионов^c, В. С. Степанов^b

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^bИнститут геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск, Россия

^cВсероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: katesalnikova@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.12.2021 г.

После доработки 28.03.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Оценка возраста кристаллизации и метаморфических преобразований базитов, развитых в пределах полициклических докембрийских областей, является сложной задачей. В широком диапазоне температур и давлений (от зеленосланцевой до гранулитовой фаций) магматический бадделеит может частично или полностью замещаться цирконом, в результате чего образуются агрегаты, центральные части которых сложены бадделеитом, заключенным в цирконовую поликристаллическую оболочку. Определение возраста каждой из фаз агрегатов позволяет получить информацию как о возрасте магматического события, так и наложенного метаморфизма, однако является нетривиальной задачей. На примере Амбарнского габброноритового массива Беломорской провинции (Фенноскандинавский щит), для пород которого, известных в российской литературе как “друзиты”, характерны двупироксеновые коронарные структуры на границе оливин–плаггиоклаз, проведены U-Th-Pb (SHRIMP-II) и U-Pb (ID-TIMS) геохронологические исследования бадделеита и циркон-бадделеитовых агрегатов. Петрологическое изучение пород свидетельствует о синхронном формировании коронарных структур на границе оливин–плаггиоклаз и оболочек циркона вокруг бадделеита. Возраст кристаллизации габброноритов Амбарнского массива определен по результатам U-Pb (ID-TIMS) датирования единичных зерен бадделеита и составляет 2411 ± 6 млн лет. Применение методики “дискретной химической абразии” позволило установить, что возраст формирования оболочек циркона вокруг бадделеита составляет 1911 ± 35 млн лет. Полученные результаты показывают, что формирование коронарных структур происходило в результате метаморфизма пород в условиях гранулитовой фации в ходе лапландско-кольской орогении через 500 млн лет после кристаллизации пород.

Ключевые слова: бадделеит, циркон, метаморфизм, высокотемпературный отжиг, кислотная обработка, U-Pb геохронологические исследования, габбронориты, коронарные структуры, Беломорская провинция

DOI: 10.31857/S0869590322060061

ВВЕДЕНИЕ

Проблема образования коронарных структур в базитах является предметом дискуссий на протяжении нескольких десятилетий (Kushiro, Yoder, 1966; Grant, 1988; Turner, Stüwe, 1992). Существуют две главные гипотезы формирования коронарных структур — магматическая (субсолидусная) (Turner,

Stüwe, 1992; Humphreys, 2011) и метаморфическая (Ларикова, 2000; Алексеев и др., 1999; Beckman et al., 2017; Faryad et al., 2015; Gallien et al., 2012). Морфологическое и композиционное сходство коронарных структур разного генезиса усложняет задачу расшифровки условий их формирования, а отсутствие подходящих методов датирования локальных процессов в базитах не позволяло определить наличие или отсутствие временного

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322060061 для авторизованных пользователей.

разрыва в кристаллизации пород и процессах формирования коронарных структур.

При определении возраста кристаллизации и метаморфизма базитов используют два главных минерала-геохронометра — бадделеит и циркон (Kouvo, 1977; Krogh et al., 1987; Heaman, LeCheminant, 1993). Известно, что бадделеит при взаимодействии с насыщенным кремнеземом флюидом достаточно легко подвергается растворению, являясь главным источником циркония для образующихся вокруг него оболочек циркона (Davidson, van Breemen, 1988). Причем, эти оболочки могут формироваться как на стадии остывания и кристаллизации расплавов, так и в результате метаморфизма пород (Beckman et al., 2017). Магматический бадделеит (ZrO_2) может полностью или частично замещаться цирконом ($ZrSiO_4$) при метаморфизме в широком диапазоне температур и давлений (от зеленосланцевой до гранулитовой фаций) (Davidson, van Breemen, 1988; Heaman, LeCheminant 1993; Amelin et al., 1999; Rioux et al., 2010), в результате образуются зерна, центральные части которых сложены бадделеитом, заключенным в поликристаллическую оболочку, выполненную цирконом. Возраст бадделеита таких зерен соответствует возрасту кристаллизации породы, а возраст циркона — возрасту метаморфизма. Следовательно, получение информации о возрасте каждой фазы позволило бы расшифровать историю формирования и преобразования базитов.

Одним из районов, где в базитах широко распространены коронарные структуры является Беломорская провинция Фенноскандинавского щита. К реперным комплексам Беломорской провинции относятся интрузии оливиновых габброноритов с коронарными структурами, включавшиеся ранее в комплекс лерцолитов-габброноритов (Степанов, 1981). Возраст кристаллизации и метаморфизма оливиновых габброноритов в Беломорской провинции на протяжении нескольких десятилетий оставался дискуссионным (Stepanova et al., 2022 и ссылки в этой работе), но благодаря U-Pb (ID-TIMS) датированию единичных зерен бадделеита была получена оценка возраста кристаллизации 2404 ± 11 млн лет (Степанова и др., 2020). Вместе с тем возраст формирования коронарных структур и их связь с процессами метаморфических преобразований пород оставались неопределенными, а модели формирования самих структур противоречивыми. Результаты ранних геохронологических исследований, выполненных классическим ID-TIMS методом, позволяли предполагать, что возраст кристаллизации базитов и возраст их метаморфических преобразований совпадали в пределах ошибки и составляли около 2.4 млрд лет (Балаганский и др., 1997; Vogdanova, Bibikova, 1993). Формирование в породах друзитовых структур рас-

сматривалось как субсолидусный процесс, происходивший в результате кристаллизации расплавов в условиях нижней коры (Степанов, 1981; Шарков и др., 2004). Позднее, на основании результатов локального датирования цирконов методом SIMS было установлено, что в базитах Беломорской провинции широко проявлен метаморфизм с возрастом около 1.9 млрд лет, а признаки проявления более раннего метаморфизма не обнаружены (Бибикова и др., 2004). Однако модель, предполагающая существование раннего палеопротерозойского метаморфизма, субсинхронного с внедрением интрузий базитов, продолжает привлекать исследователей. Метаморфизм с возрастом около 2.4 млрд лет предполагался для кианитовых эклогитов и даек габброноритов района с. Гридино (Слабунов и др., 2006, 2011), мафических даек района Колвицы (Balagansky et al., 2001), метабазитов в районе Салмы (Dokukina et al., 2021).

В настоящей статье приведены результаты петрологических, геохимических и геохронологических (U-Th-Pb и U-Pb) исследований оливиновых габброноритов Амбарнского массива. Для единичных зерен бадделеита определен U-Pb возраст (ID-TIMS методом) их кристаллизации. Для того чтобы получить оценку возраста циркона, формирующего оболочку вокруг бадделеита в поликристаллических циркон-бадделеитовых агрегатах, была использована уникальная методика “дискретной химической абразии” (Rioux et al., 2010), позволившая разделить фазы циркона и бадделеита. Она основана на принципиально различной устойчивости циркона и бадделеита в кислотах — бадделеит, в отличие от циркона, растворяется в концентрированной соляной кислоте. В отличие от методики ступенчатого выщелачивания, традиционно применяемой для уменьшения степени дискордантности циркона (“химическая абразия” по Mattinson, 2005), эта методика включает двухэтапную процедуру кислотной обработки. Используя различные кислоты, возможно изолировать одну фазу поликристаллических агрегатов от другой, определить изотопный состав Pb и U каждой из них и, таким образом, оценить как возраст магматического бадделеита, так и циркона, образовавшегося при метаморфизме. Следует отметить, что в мировой практике подобные исследования единичны.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ АМБАРНСКОГО МАССИВА

Беломорская провинция расположена в восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1). В ее составе преобладают мезо- и неоархейские аккреционные и коллизионные комплексы (Ранний докембрий ..., 2005; Слабунов, 2008 и ссылки в этой работе; Hölttä et al., 2008; Dokukina, Mints, 2019). Тектоническая структура Беломорской про-

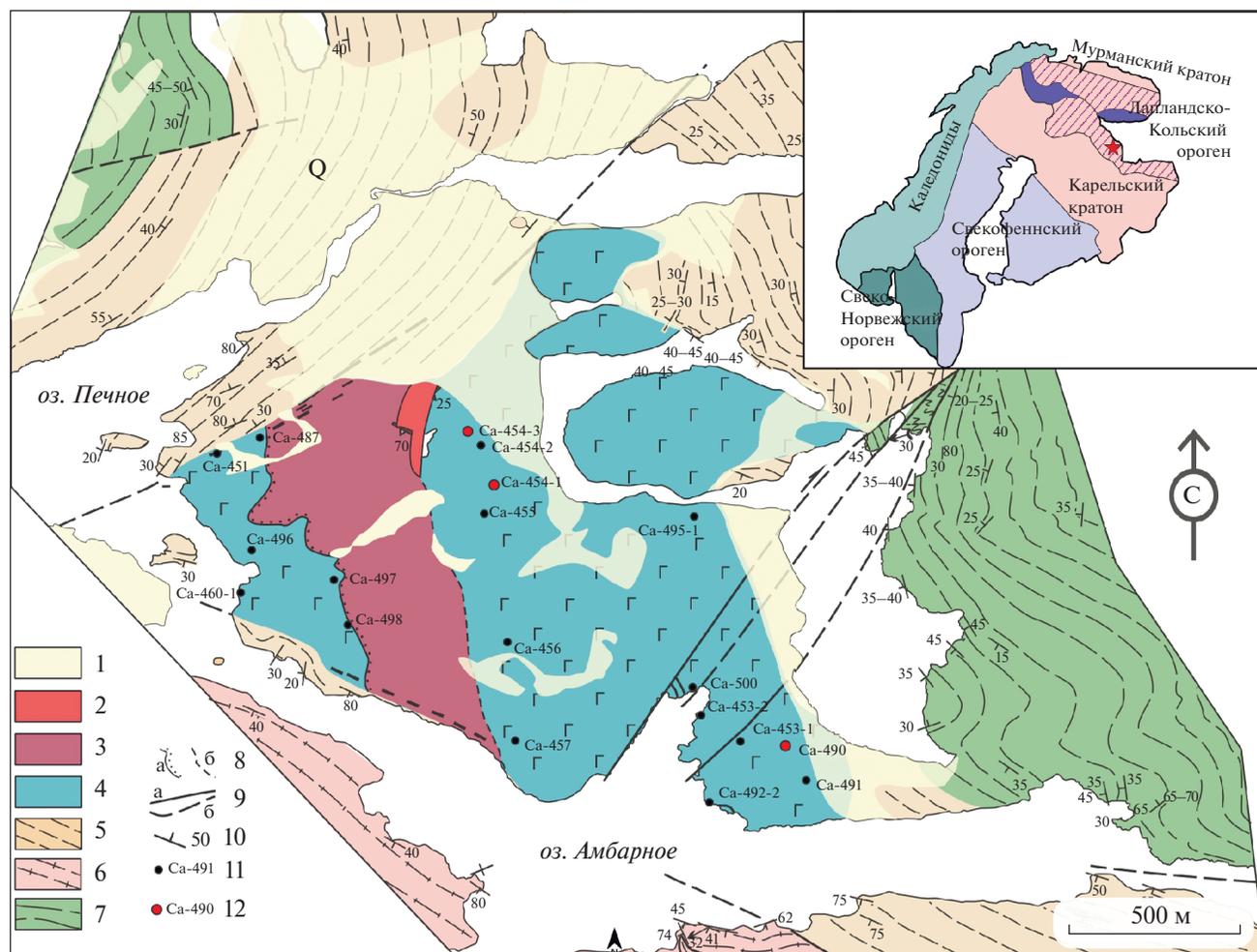


Рис. 1. Схема геологического строения Амбарного массива (Stepanova et al., 2021).

1 – четвертичные отложения. Палеопротерозой: 2 – микроклиновые граниты и пегматиты, 3 – метагаббро Печного массива 2.2 млрд лет (Stepanova et al., 2021 с изменениями), 4 – оливиновые габбронориты Амбарного массива, архей: 5 – тоналитовые гнейсы, 6 – кианитовые гнейсы, 7 – гранатые амфиболиты, 8 – контакты: а – прослеженные, б – предполагаемые; 9 – разломы: а – прослеженные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания сланцеватости, 11 – точки опробования, 12 – детально изученные образцы.

На врезке – схема тектонического районирования Фенноскандинавского щита (Hölttä et al., 2008; Bogdanova et al., 2016). Фиолетовым цветом в пределах Лапландско-Кольского орогена показаны гранулитовые комплексы.

винции описывается как серия покровов, среди которых выделяются ковдозерский, сложенный преимущественно тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами, чупинский, в составе которого преобладают высокоглиноземистые парагнейсы и хетоламбинский, сложенный ТТГ-гнейсами и амфиболитами (Миллер, Милькевич, 1995; Слабунов, 2008).

В начале палеопротерозоя Беломорская провинция находилась в зоне влияния мантийных плюмов, с которыми связано формирование нескольких крупных магматических провинций, фрагменты их питающей системы сохранились в виде многочисленных малых интрузий и даек основного состава. Малые интрузии базитов в Беломорской провинции рассматриваются как тек-

тонические фрагменты более крупных тел и роев мафических даек (Stepanova, Stepanov, 2010) или как самостоятельные “бескорневые” интрузии, сформированные в результате внедрения расплавов в вязкопластичные породы нижней коры (Шарков и др., 2004). Анализ результатов геохронологических исследований в Беломорской провинции показал наличие нескольких импульсов основного магматизма с возрастом 2.5, 2.45, 2.4, 2.3, 2.2, 2.1 млрд лет (Stepanova et al., 2022).

В среднем палеопротерозое (2.00–1.86 млрд лет назад) коровые комплексы Беломорской провинции испытали интенсивную тектоно-метаморфическую переработку в ходе формирования Лапландско-Кольского коллизионного орогена (ЛКО, Daly et al., 2006) (рис. 1), а сама Беломорская

провинция рассматривается как его юго-западный форланд (Балаганский и др., 2006; Бабарина и др., 2017). Метаморфические преобразования в ходе лапландско-кольской орогении достигали условий высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фации, редко эклогитовой фации (Бибикова и др., 2004; Березин и др., 2013; Скублов и др., 2016; Li et al., 2017; Melnik et al., 2021), что стало причиной частичной или полной перекристаллизации пород в Беломорской провинции, в том числе палеопротерозойских интрузивных базитов. Для них характерно наличие коронарных структур (кайм) на границе первичных магматических темноцветных минералов и плагиоклаза. В отечественной литературе коронарные структуры в базитах Беломорской провинции получили название “друзитовых”, а породы на протяжении десятилетий назывались “друзиты” (Федоров, 1896; Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Несмотря на то, что всеми исследователями признавалась метаморфическая природа гранатсодержащих (поздних) коронарных структур, генезис двупироксеновых (ранних) коронарных структур вокруг оливина на протяжении многих лет оставался спорным.

Амбарнский массив расположен в центральной части Беломорской провинции (рис. 1) в Гридинско-Амбарнинском домене (Бабарина и др., 2017). В этом районе архейские комплексы представлены тоналитовыми гнейсами, кианит-гранат-биотитовыми гнейсами и амфиболитами с возрастом около 2.8 млрд лет (Сыстра, 1978; Слабунов, 2008), в них выделяется несколько этапов складчатых деформаций и разрывных нарушений (Сыстра, 1978; Stepanova et al., 2021). В гнейсах и амфиболитах развиты парагенезисы высокотемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений, возникшие при интенсивной метаморфической переработке в период 1890–1850 млн лет, после пика лапландско-кольской орогении, проявленной во всем Беломорском поясе (Бибикова и др., 2004; Слабунов и др., 2016; Скублов и др., 2017). Интрузии базитов в этом районе варьируют по возрасту от 2.5 до 2.1 млрд лет и представлены дифференцированными интрузиями габбро-анортитов (2.51 млрд лет), оливиновыми габброноритами (2.41 млрд лет), габбро (2.22 млрд лет) и дайками Fe-Ti габбро (2.12 млрд лет) (Stepanova et al., 2021, 2022). Палеопротерозойские интрузивные базиты в этой части Беломорской провинции в большинстве случаев сохраняют массивность, их контакты часто ограничены разрывными нарушениями (рис. 1). Наиболее поздние тектонические события синхронны с внедрением пегматитовых жил, секущих палеопротерозойские базиты (Сыстра, 1978).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Изучение состава минералов проводилось на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN VEGA II LSH с приставкой для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа (ЭДС) Inca Energy-350 в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Состав минералов анализировался в напыленных углеродом (толщина напыления 20 нм) полированных шлифах при ускоряющем напряжении 20 кВ и постоянном токе электронного пучка 15 ± 0.05 нА. Рабочее расстояние — 15 мм, время накопления спектра — 70 с. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов. Ошибки измерений составили для концентраций свыше 10 мас. % — до 2 отн. %; 5–10 мас. % — до 5 отн. %; от 1 до 5 мас. % — до 10 отн. %.

Содержание петрогенных и редких элементов определялось на рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B.V.) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, г. Москва). Анализ породообразующих элементов проводился в стекловатых дисках, полученных при сплавлении 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Анализ микроэлементов выполнен из прессованных образцов. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов в породах определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Thermo Scientific XSeries 2 в ЦКП КарНЦ РАН по стандартной методике (Светов и др., 2015). Разложение образцов проводилось путем кислотного растворения в открытой системе. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов BHVO-2, 1412. Результаты измерения стандартных образцов приведены в Supplementary² 1, ESM_1.xlsx.

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: ESM_1.xlsx — Результаты измерения стандартных образцов; ESM_2.xlsx — Химический состав пород Амбарнского массива; ESM_3.pdf — Минералого-петрографические особенности оливиновых габброноритов; ESM_4.xlsx — Состав породообразующих минералов оливиновых габброноритов; ESM_5.xlsx — Содержания рассеянных элементов в бадделеите и цирконе из габбро-пегматитов; ESM_6.xlsx — Составы минералов, использованные для расчета P-T параметров.

Выделение бадделеита и бадделеит-цирконовых агрегатов проводилось с применением водной методики (Söderlund, Johansson, 2002) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Из образца массой около 1 кг, отобранного из линзовидного обособления габбро-пегматитов в оливиновых габброноритах Амбарнского массива, были выделены единичные зерна бадделеита и циркон-бадделеитовые агрегаты. Поликристаллические агрегаты изучались методами электронной микроскопии (SE и BSE) и в режиме катодolumинесценции с помощью СЭМ TESCAN VEGA3 в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург), анализировались на СЭМ TESCAN VEGA II с ЭДС Inca 350 в ЦКП КарНЦ РАН. Изучение поверхности бадделеит-цирконовых агрегатов проводилось с использованием лазерного сканирующего 3D микроскопа Keyence VK-X100 в ЦКП КарНЦ РАН.

Содержания элементов-примесей в цирконе и бадделеите определяли методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) с помощью вторично-ионного масс-спектрометра Cameca IMS 4f в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН (ЯФ ФТИАН РАН, г. Ярославль) по методике, изложенной в (Носова и др., 2002; Федотова и др., 2008).

U-Th-Pb изотопные исследования (SHRIMP-II)

Локальный изотопный анализ U и Pb выполнен на вторично-ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ФГБУ "ВСЕГЕИ" (г. Санкт-Петербург). Размер анализируемой области кристаллов составлял ~20 мкм, что позволило определить изотопный состав индивидуальных фаз бадделеита и циркона в исследуемых циркон-бадделеитовых агрегатах. Для определения участков, пригодных для анализа, были использованы CL- и BSE-изображения. Данные обрабатывались согласно процедуре, описанной в (Williams, 1998) с использованием программ Squid-1.13a (Ludwig, 2005) и Isoplot-3.75 (Ludwig, 2012). Pb/U отношение в цирконе нормализовалось на значение 0.0665 для $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ в стандартном цирконе Temora-2, соответствующем возрасту 416.8 млн лет (Black et al., 2004). Измеряемые значения $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ отношения в бадделеите нормализовались на значение 0.3765, соответствующее стандарту Phalaborwa ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2063 \pm 3$ млн лет, Heaman, 2009). Поскольку бадделеит относится к минералам с пониженным Th/U отношением, коррекция на обыкновенный свинец осуществлялась для него по ^{208}Pb -методу (Hinthorne et al., 1979). Концентрации свинца, урана и тория были определены относительно стандартного циркона 91500 с известным содержанием урана 81.2 ppm (Wiedenbeck et al., 1995).

U-Pb (ID-TIMS) исследования

U-Pb изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН. На первом этапе исследований были использованы наиболее прозрачные, однородные единичные кристаллы бадделеита и циркон-бадделеитовых агрегатов, подвергнутые многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне, 1N HNO₃ или 3N–6N HCl. При этом после каждой ступени зерна промывались особо чистой водой. Химическое разложение выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973) в тефлоновых капсулах, помещенных в резервуар для разложения системы Parr, при этом ^{235}U - ^{202}Pb трассер добавлялся непосредственно перед разложением.

На следующем этапе проводилось разделение фаз циркона и бадделеита в агрегатах с помощью методики "дискретной химической абразии" (Rioux et al., 2010), основанной на различной устойчивости этих фаз в кислотах. Для проведения экспериментов использовали как 6N HCl (предварительная кислотная обработка при температуре 210°C в течение 48 ч), так и 35N HF (220°C и 110°C в течение 30 и 60 мин). Предварительная кислотная обработка проводилась в тефлоновых бомбах в термостате. Обработке 6N HCl в большинстве экспериментов предшествовал высокотемпературный отжиг при 850°C в течение 48 ч в муфельной печи "SNOL E5CC" в керамических тиглях. Добавление изотопного индикатора к выщелоку производилось после предварительной кислотной обработки, а к остатку цирконовой оболочки – перед финальным разложением, которое проводилось при температуре 220°C в течение 24 ч с использованием 35N HF. Аликвоты выщелоков и нерастворенные остатки далее анализировались по стандартной методике (Krogh, 1973).

Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре TRITON TI при помощи счетчика ионов. Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 1–5 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась с использованием программ "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 2012). При расчете возрастов применялись общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jäger, 1977). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ.

СОСТАВ ПОРОД АМБАРНСКОГО МАССИВА

Амбарнский массив обнажается на берегах озер Амбарное и Печное в 2 км к востоку от пос. Амбарный на площади 1 × 1.5 км (рис. 1). Контакты массива с вмещающими гнейсами и амфиболитами тектонически переработаны или перекрыты чет-

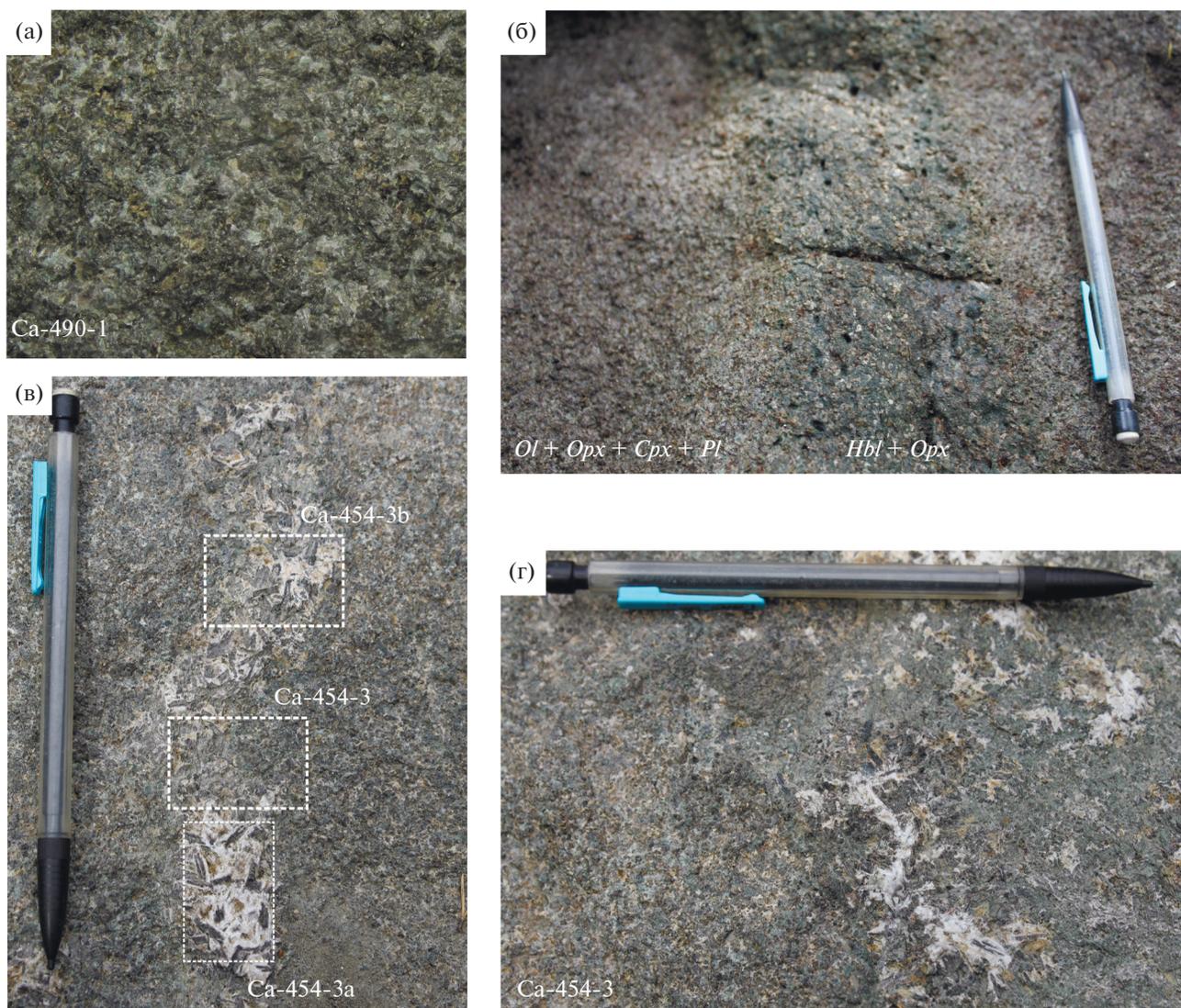


Рис. 2. Фотографии обнажений габброноритов Амбарнского массива.

(а) – наиболее типичные для массива оливиновые габбронориты хорошей сохранности с голубым плагиоклазом, соответствующие обр. Са-490-1, ширина поля зрения 5 см; (б) – зона амфиболитизации в оливиновых габброноритах; (в) – шлиры габбро-пегматита в оливиновых габброноритах, пунктиром показано примерное положение изученных шлифов; (г) – пегматоидный габбронорит, соответствующий обр. Са-454-3, из которой были выделены бадделлит и циркон-бадделлитовые агрегаты.

вертичными отложениями. В центральной части интрузив прорывается силлом метагаббро с возрастом 2.2 млрд лет (Stepanova et al., 2021) (рис. 1). В составе массива преобладают среднезернистые массивные оливиновые габбронориты с голубым плагиоклазом (рис. 2а), и ранее он рассматривался в составе палеопротерозойского (2.41–2.45 млрд лет) комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорской провинции (Сыстра, 1978; Степанов, 1981; Арестова, 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 1998). Массив дифференцирован слабо, лишь в северной части установлены единичные выходы пород с признаками магматической расслоенности – маломощными слоями ортопироксеновых, хромито-

вых и плагиоклазовых кумулатов. В единичных случаях габбронориты содержат шлиры габбро-пегматитов (рис. 2в, 2г).

Породы Амбарнского массива относятся к базитам нормального ряда толеитовой серии. Концентрации MgO снижаются от 23 мас. % в меланократовых оливиновых габброноритах до 14 мас. % в безоливиновых разновидностях. Характерны высокие содержания Cr, Ni, низкие – CaO, Al₂O₃, TiO₂ (см. Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Габбро-пегматиты характеризуются наиболее высокими концентрациями SiO₂, TiO₂, Zr и минимальным содержанием MgO (7.7 мас. %) (Supplementary 2, ESM_2.xlsx).

Реликтовые магматические минералы в породах Амбарнского массива представлены ортопироксеном, клинопироксеном, оливином, хромитом, плагиоклазом, биотитом. Ортопироксен (*OrxI*) формирует крупные идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы с прямой зональностью ($X_{Mg} = 0.85-0.77$). Клинопироксен образует мелкие ксеноморфные включения в *OrxI* (*SrxI*, авгит, $X_{Mg} = 0.90-0.87$) и идиоморфные зерна, в большинстве случаев с хорошо выраженной прямой зональностью (*SrxII*, авгит, $X_{Mg} = 0.87-0.77$). Объем реликтовых магматических пироксенов в породах достигает 30% (рис. 3а). В большинстве случаев они характеризуются хорошей сохранностью, в том числе сохраняют первичные двойниковые структуры и редко подвержены амфиболлизации (рис. 3а). Для реликтовых пироксенов характерно наличие тонких вростков хромита (в *Orx*) и ильменита (в *Srx*), обуславливающие их коричневую или серую окраску в шлифах. Оливин в породах сохранился в виде округлых включений в *OrxI* ($X_{Mg} = 0.84-0.80$) и в виде крупных реликтовых ксеноморфных зерен ($X_{Mg} = 0.67-0.63$) (рис. 3а). Количество оливина в меланократовых оливиновых габброноритах составляет до 20 об. %, в наиболее лейкократовых разновидностях оливин отсутствует. Плагиоклаз формирует крупные таблитчатые зерна, имеющие состав An_{58-64} в центральных частях и An_{26} в краевых частях. Средний плагиоклаз (An_{36}) формирует мелкие лейсты, а кислый плагиоклаз (An_{12-17}) кристаллизуется в интеркумулусе совместно с *Vt* и *Kfs*. В меланократовых разновидностях хромит является главной рудной фазой и образует мелкие зерна, ассоциирующие с оливином или ортопироксеном. В лейкократовых разновидностях присутствуют магнетит и ильменит в виде крупных зерен со структурами распада.

Габбро-пегматиты формируют мелкие шпирь и линзовидные тела мощностью менее 10 см, сложенные плагиоклазом, орто- и клинопироксеном, биотитом (рис. 2г). В интерстициях крупных зерен плагиоклаза кристаллизовались альбит, кварц, калиевый полевой шпат, акцессорные апатит, бадделит, циркон.

Во всех породах Амбарнского массива проявлены коронарные структуры. Вокруг оливина, на границе с плагиоклазом, формируются “многослойные” короны (рис. 3б, 3в, Supplementary 3, ESM_3.pdf для обр. Са-454-1). Внутренняя кайма сложена радиально-ориентированными удлиненными зернами ортопироксена и клинопироксена. Внешняя часть корон в меланогабброноритах сложена симплектитовыми сростаниями клинопироксена, реже светло-зеленого паргаситового амфибола, и зеленоватой глиноземистой шпинели (рис. 3а–3в), а в более лейкократовых габброноритах – гранатом или гранатом и паргаситовым

амфиболом, иногда также с вростками шпинели. В отличие от других габброноритовых массивов Беломорья, в породах Амбарнского массива короны с гранатом редки. Одновременно с образованием корон вокруг оливина в плагиоклазе оливиновых габброноритов появляются субмикроскопические вростки глиноземистой шпинели (0.5–5 мкм, редко до 10 мкм), придающие плагиоклазу в шлифе бурый (темно-коричневый) цвет, а в образцах – голубой или зеленоватый. Вместе с формированием этих вростков происходит замещение раннего (магматического) плагиоклаза *PI* (An_{45-64}) новообразованным (метаморфическим) плагиоклазом *PII* (An_{15-36}). Толщина внутренних (ранних) кайм и поздних (внешних) кайм сильно изменчива, в некоторых случаях поздняя кайма практически отсутствует, в других – разрастается, практически нацело замещая и раннюю кайму, и оливин, и плагиоклаз. Разные типы корон могут одновременно присутствовать в одном образце, что, вероятно, связано с локальными неоднородностями габброноритов и вариациями состава исходных минералов, вступающих в реакции. По мере разрастания корон исходный оливин полностью замещается агрегатом мелких изометричных зерен новообразованного ортопироксена (*OrxII*). Ортопироксены коронарных структур бесцветны и микроскопически хорошо отличаются от магматических пироксенов: не содержат вростков хромита, структур распада и двойников. По составу эти ортопироксены существенно менее магнезиальны ($X_{Mg} = 0.68-0.72$), богаче глиноземом, не содержат Cr и Ca (см. Supplementary 4, ESM_4.xlsx). Клинопироксены корон представлены диопсидом ($X_{Mg} = 0.80$) и не содержат Cr и Ti. В пегматоидных габброноритах (обр. Са-454-3, рис. 2в) коронарные структуры формируются на границе между пироксенами и плагиоклазом и сложены только гранатом.

В большей части массива метаморфические преобразования габброноритов ограничиваются появлением реакционных кайм. Более полные метаморфические преобразования в Амбарнском массиве проявлены локально и приурочены к приконтактным зонам и к узким зонам флюидной переработки вдоль разрывных нарушений, где развиты массивные серовато-зеленые паргаситовые породы с ортопироксеном, биотитом и антофиллитом (рис. 2б). Наряду с метаморфическим ортопироксеном, образующим скелетные зерна, бесцветные в шлифах, в них нередко встречаются крупные реликтовые зерна магматического ортопироксена, которые частично сохраняют коричневую окраску в шлифах и по трещинам замещаются мелким агрегатом новообразованного амфибола. Равновесный плагиоклаз в таких породах отсутствует, но иногда встречается гранат,

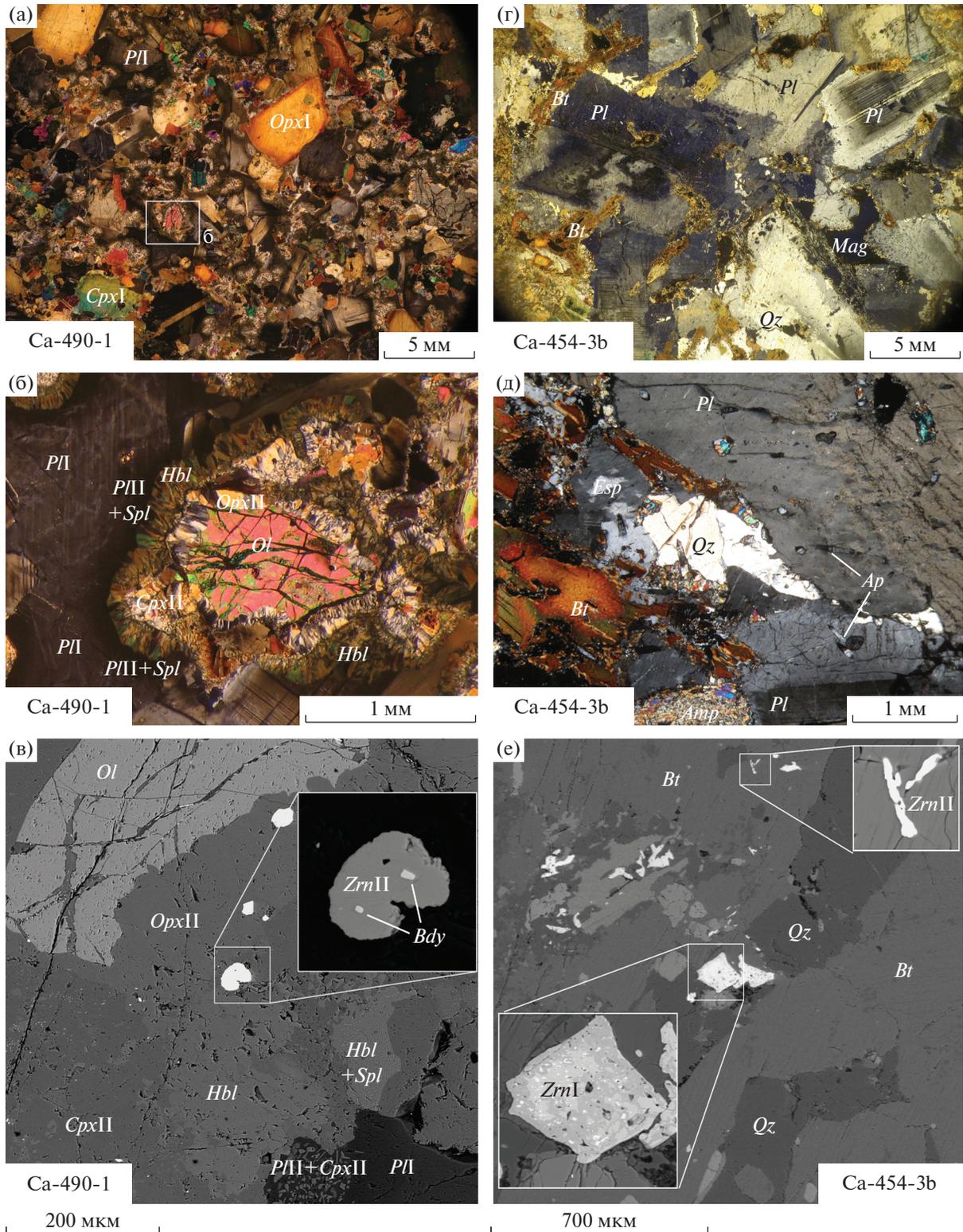


Рис. 3. Петрографические особенности оливиновых габбро-норитов Амбарского массива. (а–в) оливиновый габбро-норит, обр. Са-490-1: (а) – обзорная фотография шлифа; (б) – деталь (а), зерно оливина, окруженное многослойной *Prg–Spl–Cpx–Opx* короной; (в) – детали строения короны вокруг оливина и положение циркон-бадделейтового агрегата в ней. (г, д) – габбро-пегматит, обр. Са-454-3б; (е) – реликтовый магматический и метаморфический циркон в габбро-пегматите. (а, б, г, д) – поляризационный микроскоп, николи скрещены; (в), (е) – сканирующий электронный микроскоп, обратно-отраженные электроны (BSE). Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

который может ретроградно вновь замещаться плагиоклазом.

БАДДЕЛЕИТ И ЦИРКОН В ПОРОДАХ АМБАРНСКОГО МАССИВА

Реликтовый магматический циркон кристаллизовался в лейкократовых габброноритах и наиболее лейкократовой части пегматоидных обособлений и, в большинстве случаев, характеризуется высокой степенью метамиктности (рис. 3в). Бадделеит в шлифах установлен в оливиновых и оливинсодержащих габброноритах, где он формирует зерна, частично или полностью замещенные цирконом (рис. 3в, Supplementary 3, ESM_3.pdf для обр. Са-454-1). Из пробы пегматоидных габброноритов, содержащих линзовидные обособления габбропегматита (обр. Са-454-3, рис. 2г), были выделены несколько единичных зерен неизмененного бадделеита и циркон-бадделеитовые агрегаты. Неизмененный бадделеит образует таблитчатые и удлиненные псевдо-призматические кристаллы размером до 80 мкм. Изученные кристаллы прозрачны, окрашены в темно-коричневый цвет, сохраняют блеск и штриховку на гранях. Однако в большинстве случаев бадделеит в породах Амбарнского массива замещается цирконом с образованием циркон-бадделеитовых поликристаллических агрегатов. Циркон-бадделеитовые агрегаты сохраняют удлиненный облик и размер (50–80 мкм) исходных кристаллов бадделеита, обладают светлой окраской и, как правило, полупрозрачны или замутнены (рис. 4). Центральные части агрегатов выполнены бадделеитом. Сохранившиеся фрагменты зерен бадделеита характеризуются размером от 10 до 50 мкм, имеют неправильную форму и неравномерную коричневую окраску, часто трещиноваты (рис. 4). Поликристаллические оболочки сложены бесцветными столбчатыми зернами циркона, растущими перпендикулярно поверхности бадделеита (см. ниже рис. 6). Граница бадделеит–циркон неровная, ступенчато-волнистая, с большим количеством каналов разного размера, выходящими за пределы бадделеитовой фазы (рис. 4, 5). Каналы заполнены минеральной компонентой, окраска которой плавно изменяется от коричневой до бесцветной. Соотношение размера ядра и толщины оболочки в агрегатах варьирует: встречаются и зерна с очень тонкой субмикронной оболочкой, и зерна, практически полностью состоящие из поликристаллического циркона (рис. 4, 5). Электронно-микроскопическое изучение оливиновых габброноритов показало, что бадделеит-цирконовые агрегаты во всех случаях располагаются во внутренней части коронных структур первого типа (безгранатовых, сложенных пироксенами). Морфология и строение цирконовой оболочки вокруг бадделеита в габбро-пегматите и в оливиновом габбронорите

морфологически идентичны внутренней ортопироксеновой каймы вокруг оливина (рис. 3б, 3в, 4, 5).

Концентрации элементов-примесей изучены в наиболее крупных реликтовых фрагментах зерен бадделеита, в мощных цирконовых оболочках и зернах, практически полностью сложенных цирконом (рис. 7, Supplementary 5, ESM_5.xlsx).

Для бадделеита в поликристаллических агрегатах характерны концентрации (в ppm): U 790–1900, Th 8–37, Hf 10500–14100, Y 145–400. Содержание Ti в бадделеите составляет 3300–7300 ppm. Бадделеит характеризуется высокими концентрациями и фракционированным характером распределения REE с резким обогащением тяжелыми PЗЭ ($[Yb/Gd]_n = 15–52$), слабо деплетированными легкими PЗЭ ($[Sm/La]_n = 0.72–1.15$) и положительной Ce-аномалией ($Ce/Ce^* = 1.7–7.4$) (рис. 7в). Циркон, формирующий оболочки вокруг бадделеита, отличается более низкой концентрацией U (165–760 ppm) и высокой Th (26–245 ppm) и близкими концентрациями Hf (9300 до 12400 ppm) и Y (120–460 ppm). Концентрации PЗЭ в цирконе ниже, чем в бадделеите, и характеризуются слабым обогащением легкими PЗЭ ($[Sm/La]_n = 0.27–0.86$), обогащением тяжелыми PЗЭ ($[Yb/Gd]_n = 15–31$) и отсутствием выраженной положительной Ce-аномалии ($Ce/Ce^* = 1.1–1.6$) (рис. 7в).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

U-Th-Pb изотопные исследования

На первом этапе геохронологического изучения габброноритов Амбарнского массива были выполнены U-Th-Pb изотопные исследования (SHRIMP-II) семнадцати циркон-бадделеитовых агрегатов, в результате которых были проанализированы как ядра, сложенные бадделеитом (табл. 1, №№ 1–19), так и оболочки, образованные поликристаллическим цирконом (табл. 1, №№ 20–26; рис. 8). Как видно из табл. 1 и рис. 8, бадделеит характеризуется как прямой, так и обратной возрастной дискордантностью (–3–9%), типичной при измерении методом SIMS из-за матричного (ориентационного) эффекта (Wingate, Compston, 2000), достаточно высокими содержаниями урана (86–880 ppm) и свинца (32–350 ppm) и низким значением Th/U отношения 0.01–0.02. Среднее значение возраста ($^{207}Pb/^{206}Pb$), рассчитанное для шести наименее дискордантных участков ($D < 2\%$) (1.2, 3.1, 9.1, 12.1, 11.1, 15.1) ядер, составляет 2374 ± 29 млн лет (СКВО = 1.3) (рис. 8, табл. 1).

Циркон, образующий оболочки, характеризуется умеренным содержанием урана (94–300 мкг/г) и Pb (25–88 мкг/г), а значение Th/U отношения составляет 0.2–0.5. Циркон, как и бадделеит, отли-

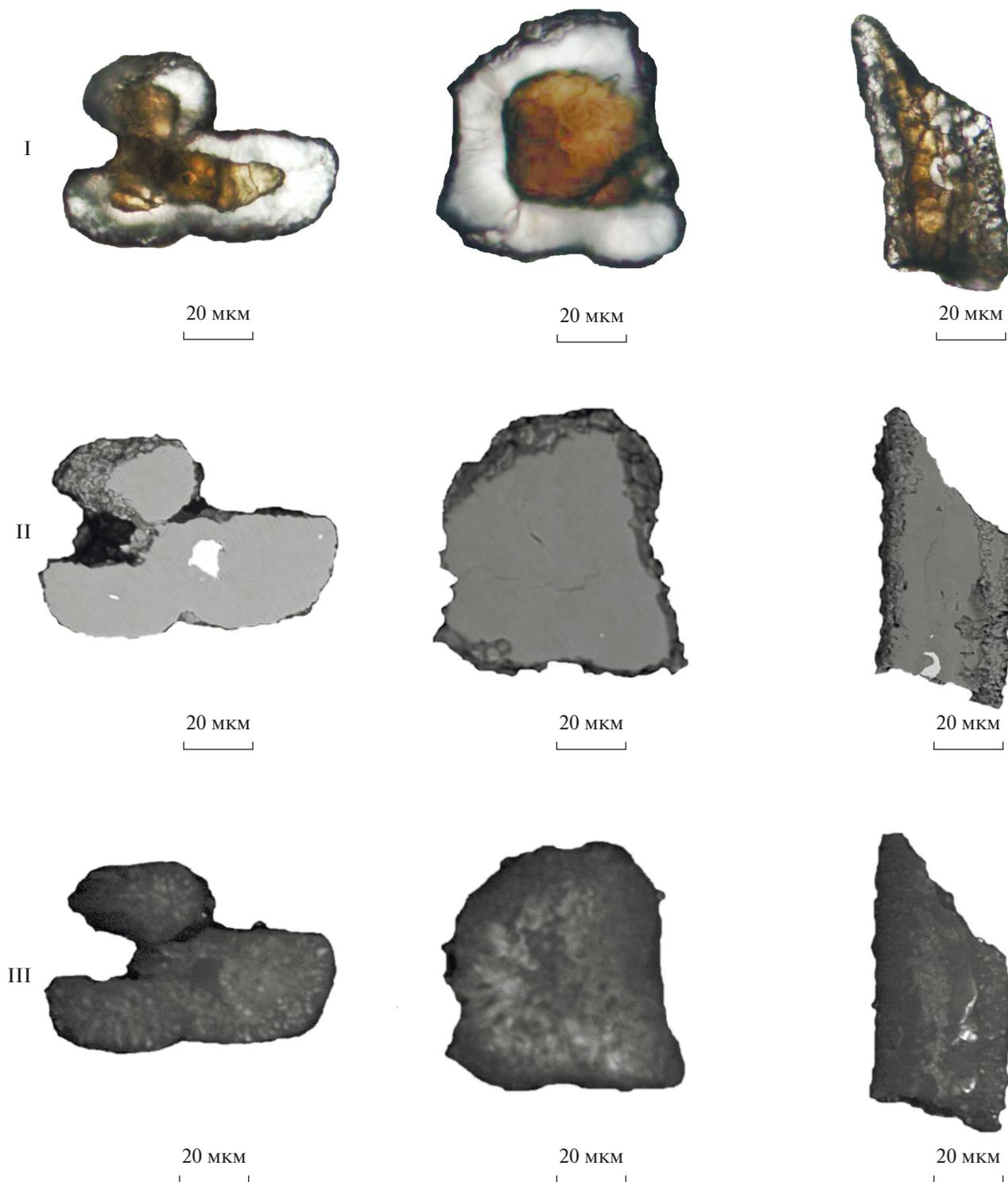


Рис. 4. Микрофотографии циркон-бадделейтовых агрегатов (обр. Са-454-3), не подвергнутых высокотемпературному отжигу (I – оптический микроскоп; II – BSE; III – CL).

чается как прямой, так обратной возрастной дискордантностью (рис. 8), а значение его возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) находится в интервале 1792–2079 млн лет. Среднее значение возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), рас-

считанное для трех анализов циркона (табл. 1, №№ 20, 25, 26), дискордантность которого не превышает 2%, составляет 1848 ± 29 млн лет (СКВО = 0.74).

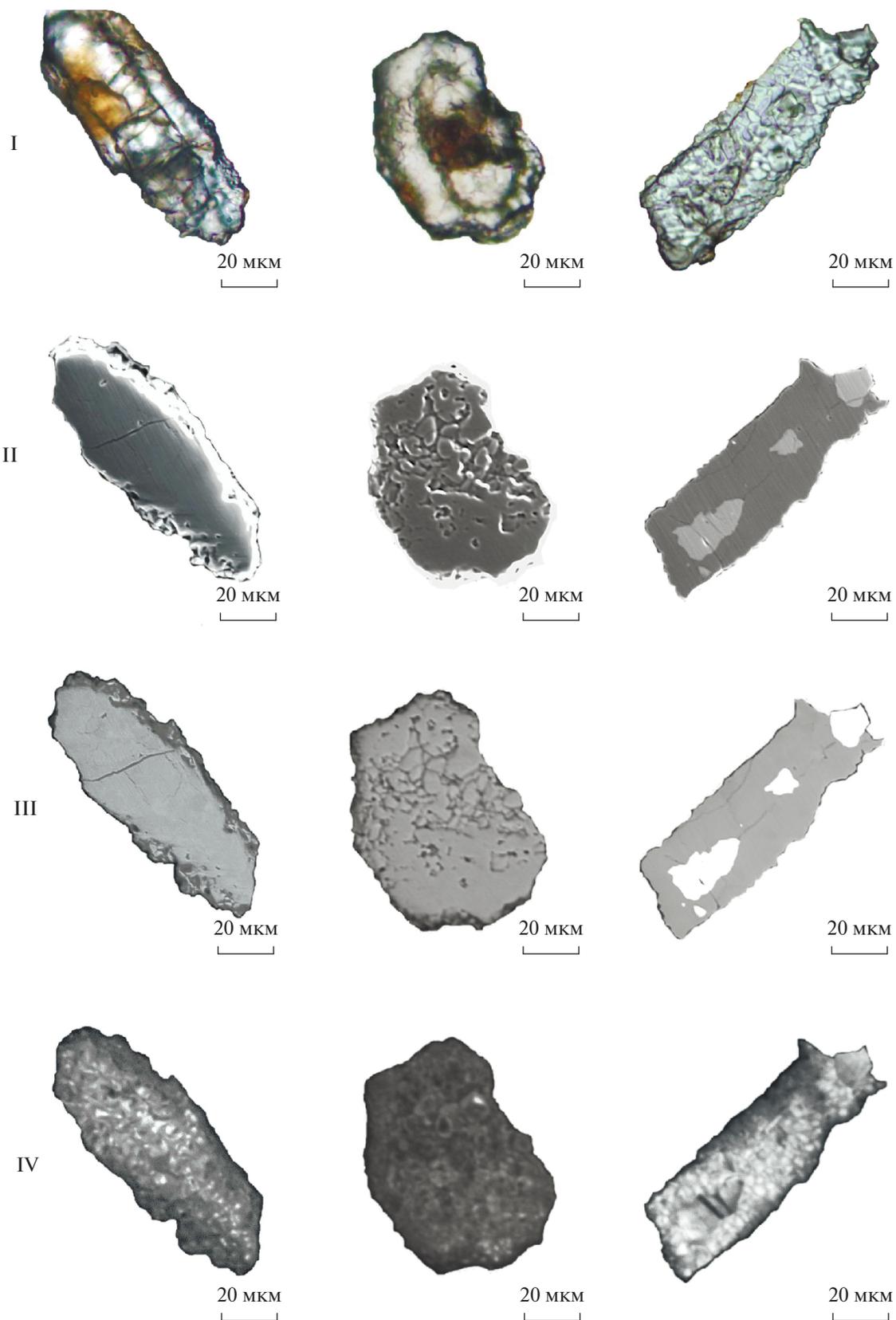


Рис. 5. Микрофотографии циркон-бадделеитовых агрегатов (обр. Са-454-3), подвергнутых высокотемпературному отжигу (I – оптический микроскоп; II – SE; III – BSE; IV – CL).

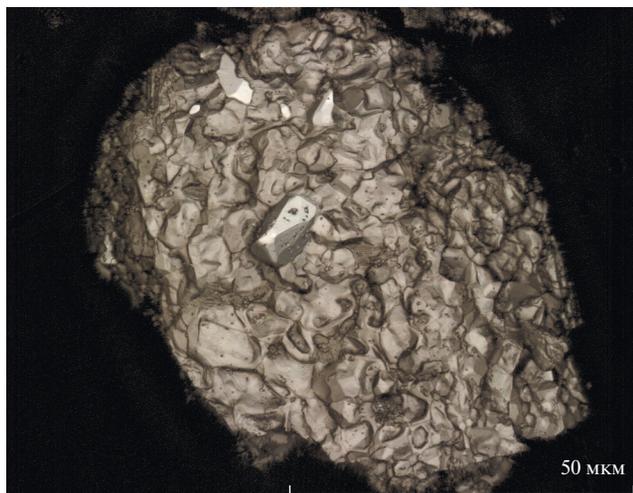


Рис. 6. Поверхность циркон-бадделеитового агрегата из обр. Са-454-3 ($\times 100$, лазерный 3D микроскоп Keyence VK990).

U-Pb (ID-TIMS) изотопные исследования

Для U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований на первом этапе были использованы как единичные кристаллы бадделеита (табл. 2, №№ 1, 2), так и циркон-бадделеитовые агрегаты (табл. 2, №№ 3–6; рис. 9а). Неизменный бадделеит (табл. 2, №№ 1–2) характеризуется незначительной возрастной дискордантностью (1%) или конкордантен. Величина конкордантного возраста единичного кристалла бадделеита (табл. 2, № 2; рис. 9б) составляет 2411 ± 6 млн лет (СКВО = 0.91) (рис. 9б).

Единичные циркон-бадделеитовые агрегаты и их микронавески (табл. 2, №№ 3–6) отличаются как прямой возрастной дискордантностью: $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) < T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) < T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$, так и обратной: $T(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) > T(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) > T(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$. При этом не наблюдается зависимости положения точек от способа предварительной очистки зерен от поверхностных загрязнений (H_2O , 1N HNO_3 или 3N–6N HCl) (рис. 9а).

С целью химического разделения бадделеитовой и цирконовой фаз циркон-бадделеитовых агрегатов была выполнена серия экспериментов с использованием различных кислот (HCl , HF) и разной температурой обработкой (табл. 2, №№ 7–22).

Первая серия экспериментов включала предварительный высокотемпературный отжиг при 850°C в течение 48 ч и последующую обработку 6N HCl (так называемая, “дискретная химическая абразия” по Riox et al., 2010). Выщелоки, полученные в результате первой серии экспериментов, характеризуются различной степенью дискордантности (табл. 2, №№ 7–9), а их возрасты ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) составляют 2212–2359 млн лет. Наибольшей дискордантностью обладает выщелок (табл. 2, № 9) из циркон-бадделеитовых агрега-

тов, для удаления поверхностных загрязнений которых использовалась 3N HCl . Наиболее близко к фигуративным точкам изотопного состава неизменного бадделеита располагается точка № 7 (табл. 2) изотопного состава выщелока из зерен, для предварительной очистки которых не использовались кислоты (рис. 9а).

Остатки, полученные в результате “дискретной химической абразии” 6N HCl (табл. 2, №№ 12–14), имеют существенно более молодые величины возрастов ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1893–2037 млн лет (рис. 10).

Во второй серии экспериментов была осуществлена кислотная обработка 6N HCl без предварительного высокотемпературного отжига. Выщелоки 6N HCl из зерен, не подвергавшихся высокотемпературному отжигу (табл. 2, №№ 10, 11), характеризуются значительно более молодыми величинами возрастов 1942–2137 млн лет, по сравнению с выщелоками, полученными в ходе первой серии экспериментов. Остатки, полученные в результате кислотного выщелачивания в этой серии экспериментов (табл. 2, №№ 21, 22), несмотря на внешнюю сохранность, содержат малое количество радиогенного свинца.

В третьей серии экспериментов проводилась обработка исходных циркон-бадделеитовых агрегатов концентрированной HF при температурах 110°C и 220°C и разным времени экспозиции. Выщелоки, полученные после обработки зерен HF при температуре 110°C с экспозицией 30 и 60 мин характеризуются как прямой (табл. 2, №№ 15, 16), так и обратной дискордантностью (табл. 2, № 17), а величины возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (табл. 2, №№ 15, 16) составляют 2070 и 2219 млн лет, что указывает на присутствие в выщелоке радиогенного свинца различного возраста. Остатки после этой обработки сохраняли внешний облик, так же как и случае первой и второй серий экспериментов. Остаток после выщелачивания HF в течение 30 мин (табл. 2, № 18) отличается сравнительно древним значением возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 2284 млн лет. Увеличение температуры кислотной обработки до 220°C приводит к полному растворению исходных кристаллов, соответственно, выщелоки HF при $T = 220^\circ\text{C}$ в первом приближении можно рассматривать в качестве аналогов исходных проанализированных зерен. Так же как исходные агрегаты, они характеризуются как прямой, так и обратной дискордантностью (рис. 9а).

Десять фигуративных точек, соответствующих изотопному составу половины проанализированных выщелоков и остатков (№№ 7, 10, 11, 13, 15, 18, 20), одной микронавески (№ 3) исходных бадделеит-цирконовых агрегатов, а также двум неизменным кристаллам бадделеита (№№ 1, 2), аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2439 ± 29 млн лет, а нижнее – 1881 ± 33 млн лет (СКВО = 2.6) (рис. 9а). Наличие удовлетворительной регрессии дает основание полагать, что

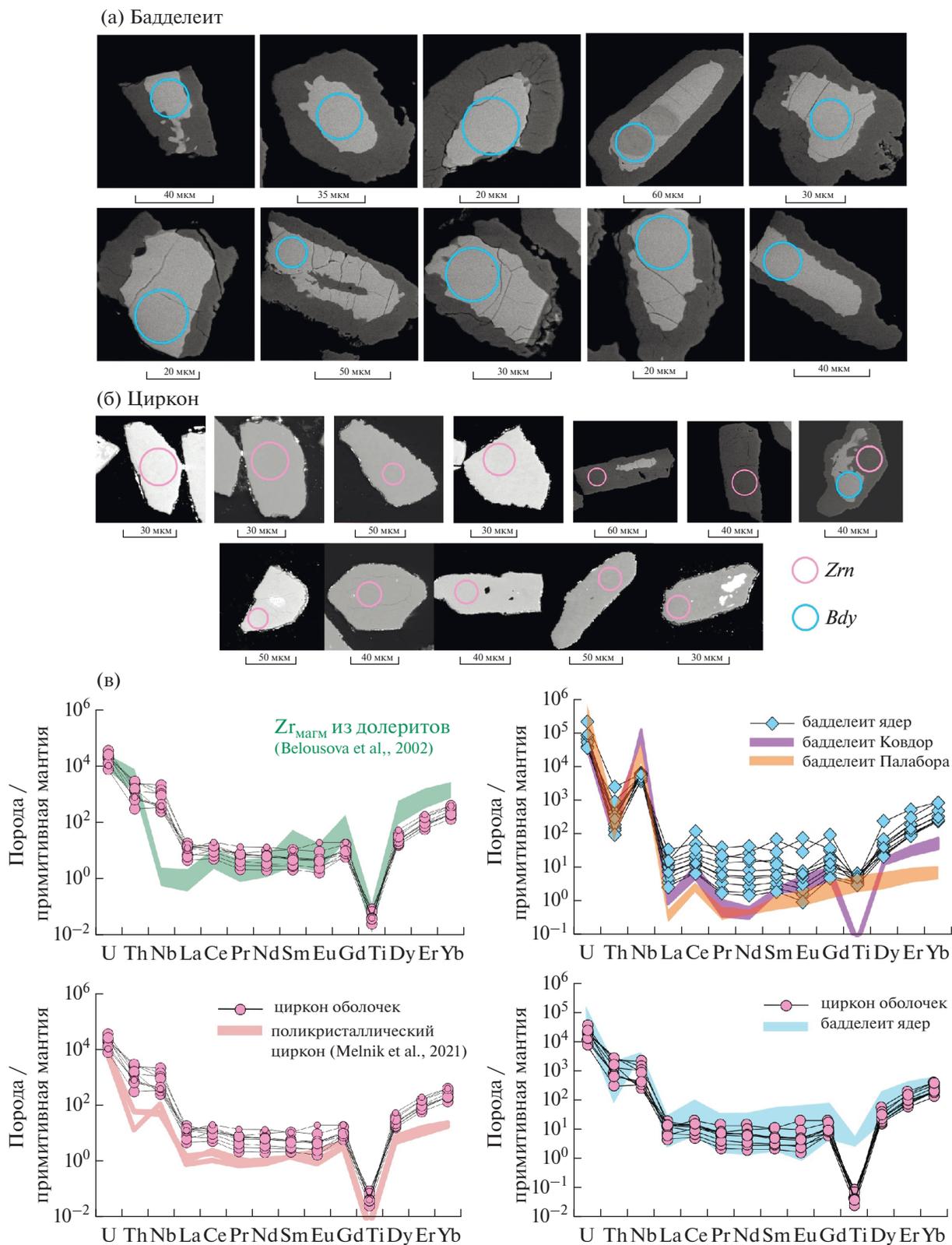


Рис. 7. Положение точек анализа состава (SIMS) бадделеита (а) и циркона (б) в бадделеит-цирконовых агрегатах. Положение точек анализа показано кружками, размер которых соответствует 20 мкм, изображения в BSE.

(в) Характер распределения элементов-примесей в цирконе и бадделеите. Нормирование по (McDonough, Sun, 1995). Поля составов магматического и метаморфического циркона приведены по (Belousova et al., 2002; Rubatto et al., 2002; Melnik et al., 2021). Состав бадделеита Палаборы и Ковдора приведен по (Reischmann et al., 1995; Rodionov et al., 2012).

Таблица 1. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) изотопных исследований циркон-бадделейтовых агрегатов (обр. Са-454-3)

№ ан.	Номер образца	$^{206}\text{Pb}_{\text{св}}$ %	Содержания, мкг/г			$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	Изотопные отношения				Rho	Возраст			D, %				
			$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, ±%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, ±%	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ±%	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ± млн лет		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ± млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ± млн лет						
1	Са454-3_1.1 bd	0.00	60	168	1	0.01	0.1502	1.5	8.58	3.7	0.414	3.3	2295	±34	2235	±63	2348	±25	5
2	Са454-3_1.2 bd	0.04	260	704	7	0.01	0.1515	0.7	8.98	3.3	0.430	3.2	2336	±30	2306	±62	2363	±12	2
3	Са454-3_2.1 bd	0.00	130	378	3	0.01	0.1516	1.0	8.38	3.4	0.401	3.3	2273	±31	2172	±60	2364	±16	9
4	Са454-3_3.1 bd	0.15	126	327	7	0.02	0.1508	1.6	9.29	4.0	0.447	3.6	2367	±37	2382	±71	2355	±27	-1
5	Са454-3_4.1 bd	0.18	94	264	2	0.01	0.1513	1.2	8.64	3.5	0.414	3.3	2301	±32	2234	±62	2360	±20	6
6	Са454-3_5.1 bd	0.00	91	251	2	0.01	0.1488	1.7	8.68	3.7	0.423	3.3	2305	±34	2273	±63	2332	±29	3
7	Са454-3_6.1 bd	0.17	94	237	3	0.01	0.1513	1.6	9.59	3.7	0.460	3.3	2396	±34	2439	±67	2360	±27	-3
8	Са454-3_7.1 bd	0.00	32	86	1	0.01	0.1557	2.2	9.21	4.2	0.429	3.5	2359	±39	2302	±68	2409	±37	5
9	Са454-3_8.1 bd	0.32	52	146	2	0.02	0.1519	1.6	8.63	3.9	0.412	3.4	2300	±35	2225	±64	2367	±28	6
10	Са454-3_9.1 bd	0.12	202	521	3	0.01	0.1538	0.9	9.55	3.9	0.450	3.7	2392	±36	2396	±75	2388	±15	0
11	Са454-3_9.2 bd	0.00	221	625	4	0.01	0.1534	0.8	8.70	3.3	0.411	3.2	2307	±30	2222	±60	2384	±13	7
12	Са454-3_10.1 bd	0.00	138	363	3	0.01	0.1548	1.0	9.47	3.4	0.443	3.3	2384	±32	2366	±65	2400	±16	1
13	Са454-3_11.1 bd	0.00	98	254	3	0.01	0.1505	1.2	9.31	3.6	0.448	3.3	2369	±33	2388	±66	2352	±21	-2
14	Са454-3_12.1 bd	0.00	67	177	3	0.02	0.1509	1.4	9.17	3.7	0.441	3.3	2355	±34	2353	±66	2356	±25	0
15	Са454-3_12.2 bd	0.20	60	150	1	0.01	0.1528	1.6	9.87	3.8	0.468	3.4	2423	±35	2477	±69	2378	±27	-4
16	Са454-3_12.3 bd	0.00	62	157	1	0.01	0.1525	1.5	9.72	3.7	0.462	3.4	2408	±34	2449	±68	2374	±26	-3
17	Са454-3_13.1 bd	0.06	349	876	7	0.01	0.1524	0.6	9.75	3.3	0.464	3.2	2412	±30	2457	±65	2373	±10	-3
18	Са454-3_14.1 bd	0.18	86	230	2	0.01	0.1543	1.3	9.31	3.6	0.437	3.3	2369	±33	2339	±65	2395	±22	2
19	Са454-3_15.1 bd	0.16	72	190	2	0.01	0.1500	1.4	9.17	3.6	0.443	3.3	2355	±33	2365	±66	2346	±24	-1
20	Са454_3.2 zr	0.08	88	298	112	0.39	0.1136	1.1	5.37	1.4	0.343	0.8	1881	±12	1901	±13	1858	±20	-2
21	Са454_12.4 zr	0.00	65	196	110	0.58	0.1286	1.1	6.88	1.5	0.388	1.0	2096	±13	2113	±17	2079	±20	-2
22	Са454_16.1 zr	0.00	37	127	46	0.37	0.1095	9.1	5.12	9.2	0.334	1.2	1807	±82	1183	±20	1792	±170	-5
23	Са454_16.2 zr	0.09	25	94	31	0.34	0.1152	1.7	4.95	2.6	0.311	2.0	1748	±31	1811	±22	1883	±31	8
24	Са454_17.1 zr	0.39	42	146	29	0.20	0.1352	2.3	6.23	2.9	0.334	1.8	2009	±25	1860	±29	1860	±29	16
25	Са454_14.1 zr	0.22	35	123	23	0.19	0.1130	1.6	5.15	2.5	0.331	1.9	1844	±21	1841	±30	1841	±30	0
26	Са454_15.1 zr	0.10	32	111	58	0.53	0.1138	1.7	5.16	2.5	0.329	1.9	1846	±21	1832	±30	1832	±30	2

Примечание. Погрешности приведены для интервала 1σ. Pb_c и Pb* – обычная и радиогенная составляющие соответственно. Ошибка калибровки стандарта не более 1%. Коррекция на обыкновенный свинец проведена по измеренному ^{206}Pb для циркона и “ ^{206}Pb -методом” – для бадделейта; Rho – коэффициент корреляции отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

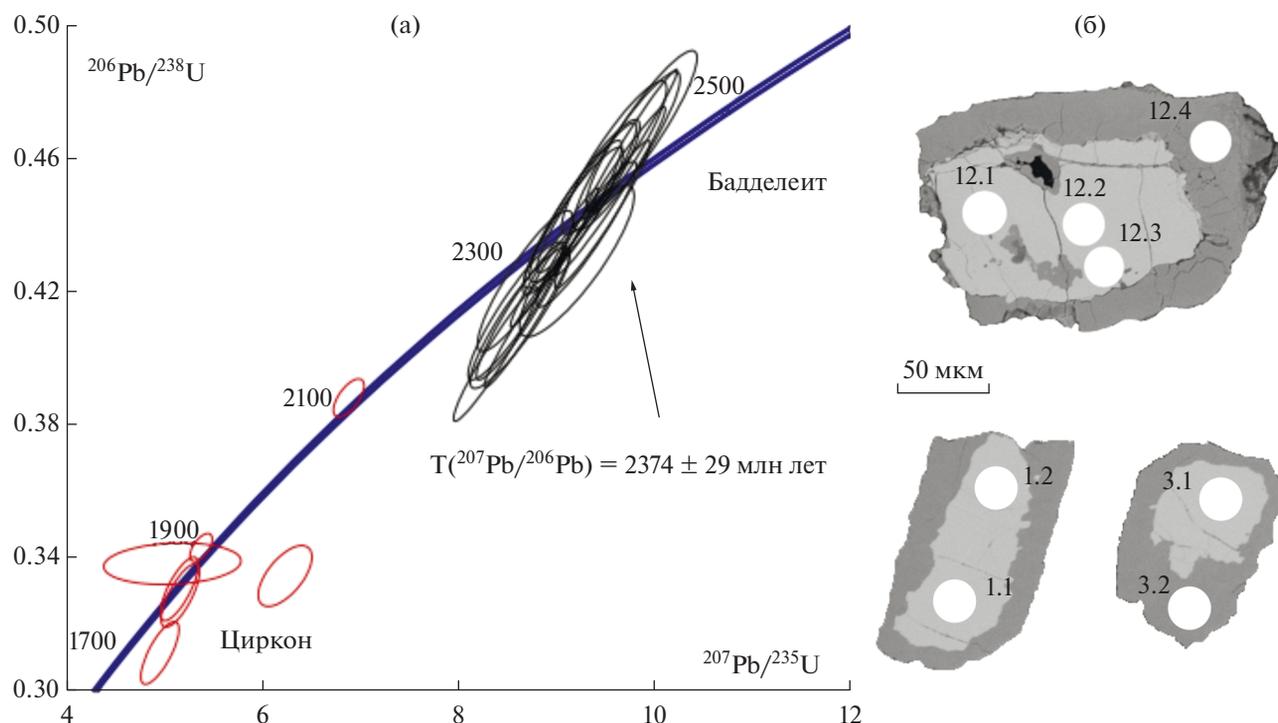


Рис. 8. (а) Диаграмма с конкордией для циркон-бадделейитовых агрегатов из габброноритов Амбарского массива (обр. Са-454-3, SHRIMP-II).

(б) Положение участков ядер и оболочек циркон-бадделейитового агрегата, анализированных с помощью вторично-ионного микрозонда SHRIMP-II (BSE).

аппроксимирующие ее аналитические точки отражают одноактную историю преобразования исходных циркон-бадделейитовых агрегатов.

Для оценки возраста метаморфизма нам представляется корректным использовать только фазы, отражающие изотопный состав новообразованного циркона и имеющие минимальную возрастную дискордантность (<5%). Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для точек изотопного состава №№ 10, 13 и 15, соответствует возрасту 1911 ± 35 млн лет (верхнее пересечение составляет 2456 ± 160 млн лет, СКВО = 0.70) (рис. 9в). Следует отметить, что точка изотопного состава вышелока № 10 располагается практически на конкордии (степень дискордантности составляет 0.6%), а величина его возраста $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 1942 ± 3 млн лет и совпадает в пределах погрешности со значением возраста, определяемого нижним пересечением дискордии (рис. 9в).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Реконструкция истории Амбарского массива на основании изучения геологии и позиции циркон-бадделейитовых агрегатов в породах

Амбарский массив – один из типичных массивов, сложенных оливиновыми габброноритами с реакционными каймами (“друзитами”) в Беломорской провинции (Степанов, 1981; Шарков

и др., 1997, 2004; Lobach-Zhuchenko et al., 1998; Алексеев и др., 1999; Ларикова, 2000). Повсеместное распространение в породах массива двупроксеновых коронарных структур на границе оливина и плагиоклаза делает его удобным объектом для расшифровки условий и возраста формирования коронарных структур в базитах Беломорской провинции и для решения проблемы их происхождения.

Формирование корон, как и других реакционных структур, отражает изменение парагенезисов при смене термодинамических условий. Такое изменение может быть связано с (1) остыванием в супрасолидусных условиях и реакцией образовавшихся минералов с остаточным расплавом, (2) остыванием в субсолидусных условиях и преобразованием магматических минеральных ассоциаций (автометаморфизмом) и (3) наложением на породы регионального метаморфизма. Основной механизм формирования корон – реакция при встречной диффузии компонентов в условиях ограниченного массопереноса в системе (Ashworth, Shepley, 1997; Ogilvie, Gibson, 2017; Goergen, Whitney 2012). Эти условия достигаются при малом количестве флюида и низкой флюидопроницаемости породы, а ориентировка зерен пироксенов определяется направлением диффузионного массопереноса. Из-за низкой скорости

Таблица 2. Результаты U-Pb (ID-TIMS) изотопных исследований бадделита и циркон-бадделитовых агрегатов (обр. Са-454-3)

№ ан.	Размерная фракция (мкм) и характеристика зерен	U/Pb*	Pb ^c /Pb ^r	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^b	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	Vdy 1 зер.	2.2	0.022	405	0.1534 ± 2	0.0114 ± 1	9.3451 ± 307	0.4419 ± 11	0.76	2373 ± 8	2359 ± 6	2384 ± 4
2	Vdy 1 зер.	2.0	0.098	308	0.1561 ± 3	0.0119 ± 1	9.7420 ± 286	0.4526 ± 10	0.79	2411 ± 7	2407 ± 5	2414 ± 3
3	Zm-Vdy 5 зер., б/цв., (6N HCl)	2.1	0.200	197	0.1321 ± 2	0.0580 ± 1	6.8495 ± 152	0.3759 ± 6	0.78	2092 ± 5	2057 ± 3	2127 ± 3
4	Zm-Vdy 5 зер., б/цв., (1N HNO ₃)	2.7	0.020	638	0.1303 ± 1	0.0337 ± 1	6.4805 ± 145	0.3607 ± 7	0.87	2043 ± 5	1985 ± 4	2102 ± 2
5	Zm-Vdy 3 зер., св-кор., (1N HNO ₃)	2.5	0.006	298	0.1340 ± 3	0.0278 ± 1	7.4883 ± 326	0.4053 ± 14	0.82	2172 ± 9	2193 ± 8	2151 ± 4
6	Zm-Vdy 1 зер., б/цв., (6N HCl)	2.4	0.024	149	0.1260 ± 8	0.0451 ± 1	7.3510 ± 692	0.4232 ± 29	0.75	2155 ± 20	2275 ± 15	2043 ± 11
7	Zm-Vdy 5 зер., ВО, (H ₂ O), выщ 6N HCl	0.5	1.000	28	0.1512 ± 13	0.2779 ± 1	9.0685 ± 979	0.4351 ± 23	0.60	2345 ± 25	2329 ± 12	2359 ± 15
8	Zm-Vdy 5 зер., ВО, (0.1N HNO ₃), выщ 6N HCl	2.4	0.093	339	0.1388 ± 5	0.0210 ± 1	7.2297 ± 153	0.3779 ± 6	0.83	2140 ± 5	2066 ± 4	2212 ± 2
9	Zm-Vdy 3 зер., ВО, (3N HCl), выщ 6N HCl	2.9	0.258	158	0.1432 ± 1	0.0419 ± 1	4.9087 ± 462	0.2487 ± 5	0.93	1804 ± 17	1432 ± 3	2266 ± 2
10	Zm-Vdy 5 зер., (H ₂ O), выщ 6N HCl	1.8	0.337	111	0.1190 ± 1	0.0962 ± 1	5.7288 ± 171	0.3491 ± 7	0.75	1936 ± 4	1930 ± 4	1942 ± 3
11	Zm-Vdy 5 зер., (H ₂ O), выщ 6N HCl	2.6	0.008	1398	0.1329 ± 1	0.0313 ± 1	6.8785 ± 120	0.3754 ± 6	0.91	2096 ± 4	2055 ± 4	2137 ± 1
12	Zm-Vdy 5 зер., ВО, остаток от выщ №8	2.8	0.007	167	0.1159 ± 7	0.0696 ± 1	5.5621 ± 515	0.3482 ± 24	0.76	1910 ± 18	1926 ± 13	1893 ± 11
13	Zm-Vdy 3 зер., ВО, остаток от выщ №9	2.6	0.004	487	0.1257 ± 2	0.0741 ± 1	6.3183 ± 189	0.3646 ± 8	0.84	2021 ± 6	2004 ± 5	2037 ± 3
14	Zm-Vdy 5 зер., ВО, остаток от выщ №7	2.2	0.287	100	0.1160 ± 8	0.0892 ± 1	5.0450 ± 417	0.3154 ± 13	0.56	1827 ± 15	1767 ± 7	1896 ± 12
15	Zm-Vdy 6 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF110°60м	2.7	0.005	681	0.1279 ± 2	0.0311 ± 1	6.5005 ± 177	0.3685 ± 9	0.88	2046 ± 6	2022 ± 5	2070 ± 2
16	Zm-Vdy 5 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF110°30м	1.9	0.094	370	0.1394 ± 1	0.2685 ± 1	7.3708 ± 128	0.3836 ± 6	0.85	2157 ± 4	2093 ± 3	2219 ± 2
17	Zm-Vdy 6 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF110°60м	2.3	0.025	144	0.1302 ± 7	0.0368 ± 2	7.3251 ± 658	0.4081 ± 29	0.81	2152 ± 20	2206 ± 16	2101 ± 10
18	Zm-Vdy 5 зер., остаток от выщ №16	1.5	0.354	48	0.1446 ± 14	0.0854 ± 1	8.1969 ± 999	0.4110 ± 31	0.67	2253 ± 29	2220 ± 17	2284 ± 17
19	Zm-Vdy 7 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF220°60м	2.5	0.001	510	0.1208 ± 2	0.0510 ± 1	6.6088 ± 271	0.3968 ± 15	0.92	2061 ± 8	2154 ± 8	1968 ± 3
20	Zm-Vdy 7 зер., (0.1N HNO ₃), выщ HF220°30м	1.5	0.388	68	0.1325 ± 17	0.0793 ± 2	6.9050 ± 999	0.3778 ± 71	0.81	2099 ± 49	2066 ± 39	2132 ± 24
21	Zm-Vdy 5 зер., (H ₂ O), остаток от выщ №10	0.7	—	26	0.1113	0.2712	3.5800	0.2333	0.61	1545	1352	1820
22	Zm-Vdy 5 зер., (H ₂ O), остаток от выщ №11	1.7	0.30	41	0.1301 ± 36	0.1341 ± 2	6.813 ± 0.284	0.380 ± 11	0.75	2087 ± 83	2075 ± 62	2100 ± 49

Примечание. *Навеска бадделита не определялась; Pb_c — обычный свинец; Pb_r — общий свинец; ^aизмеренные изотопные отношения; ^bизотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho — коэффициент корреляции ошибок отношения ²⁰⁷Pb/²³⁵U—²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величина ошибок (2σ) соответствует последним значащим цифрам. Vdy, Zm-Vdy — бадделит, циркон-бадделитовые агрегаты; (6N HCl) — способ удаления поверхностных загрязнений; ВО — предварительный высокотемпературный отжиг; выщ 6N HCl — выщелок, полученный с помощью 6N HCl; выщ HF110°60м — выщелок, полученный в результате обработки HF при 110°C в течение 60 мин, выщ HF110°30м, выщ HF220°60м, выщ HF220°30м — при 110°C в течение 30 мин, при 220°C в течение 60 мин, при 220°C в течение 30 мин соответственно.

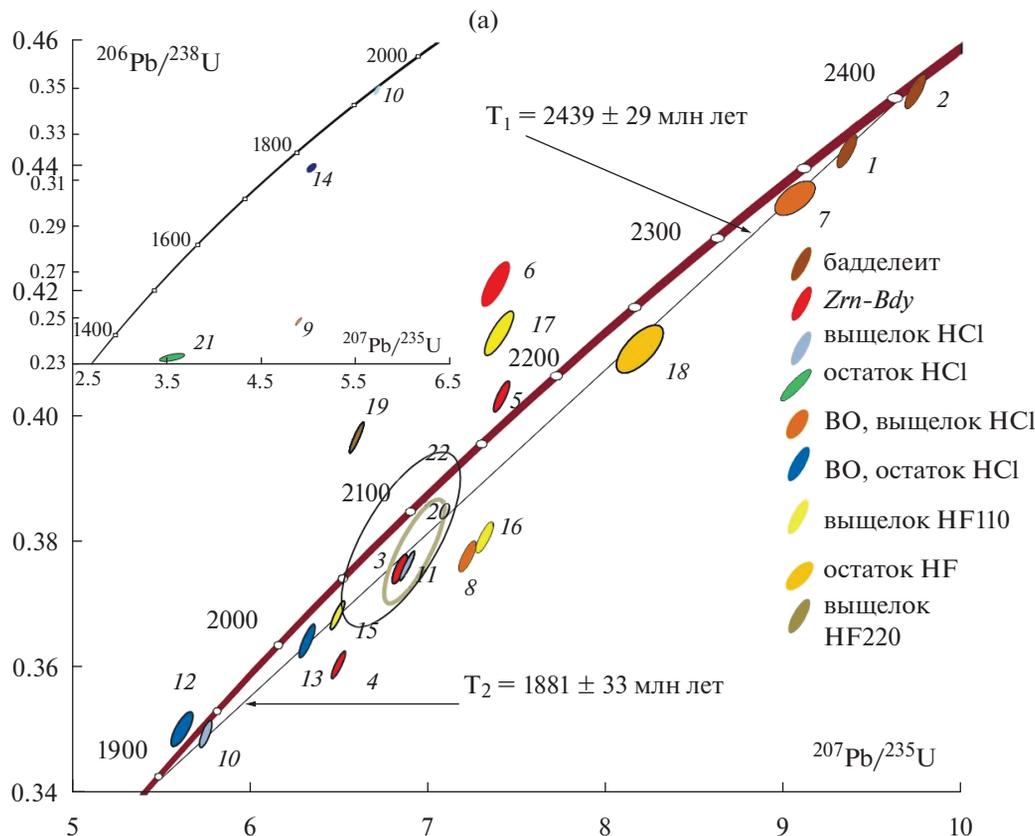
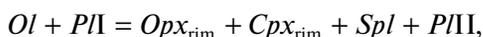


Рис. 9. Диаграммы с конкордией, на которых представлены результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований.

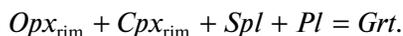
(а) — вся совокупность экспериментальных точек для бадделеита, циркон-бадделеитовых агрегатов и фаз, полученных в результате “дискретной химической абразии”, обр. Са-454-3; (б) — точки изотопного состава единичных зерен бадделеита из образцов габброноритов Са-454-3 (Амбарнский массив) и Са-738-1 (массив оз. Северное Каменное); (в) — экспериментальные точки, преимущественно характеризующие изотопный состав циркона оболочек циркон-бадделеитовых агрегатов. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

массопереноса степень локальности минеральных равновесий в коронах выше, чем в полностью преобразованной метаморфической породе без реликтов ранних парагенезисов, а уравнивание минеральных ассоциаций происходит медленнее. Эти обстоятельства и связанная с ними значительная вариативность составов минералов затрудняют определение температуры и давления их формирования (Ashworth et al., 2001, 2004).

Формирование ранних дупироксеновых коронарных структур вокруг оливина на его границе с плагиоклазом в метагабброноритах Беломорской провинции происходит в результате минеральной реакции:



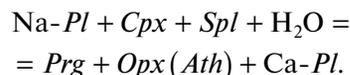
обычной в оливинсодержащих метабазитах, а поздние гранатовые каймы образуются за счет реакции ранних кайм с плагиоклазом:



Образование паргасита совместно с гранатом за счет внутреннего слоя короны может быть описано реакцией:



а без граната — реакцией:



Во всех этих реакциях происходит диффузионный перенос компонентов, включая кремнезем, что объясняет наблюдаемую реакцию:



Анализ топологии фазовой диаграммы в системе, валовый состав которой соответствует паре *An + Fo* (Kushiro, Yoder, 1966), показывает, что наблюдаемые реакции не могут происходить в супрасолидусных условиях, а при остывании первая из реакций возможна только в диапазоне давлений 7–8 кбар, что существенно выше, чем оценки давлений при которых происходила кристаллизация габброноритов.

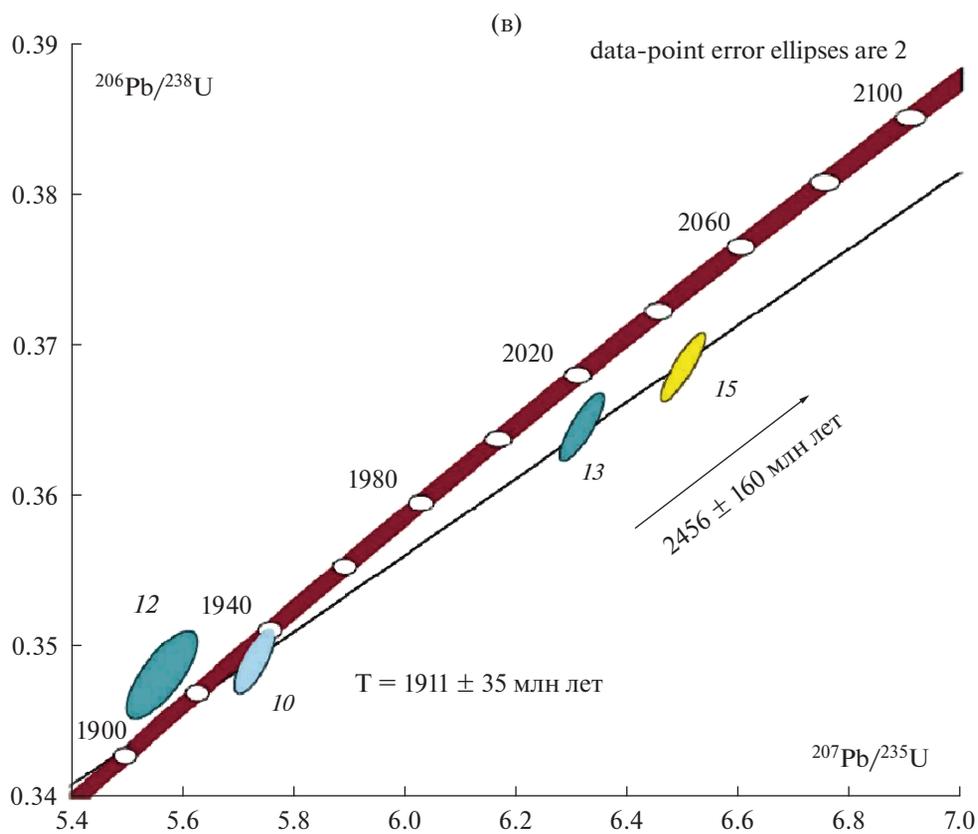
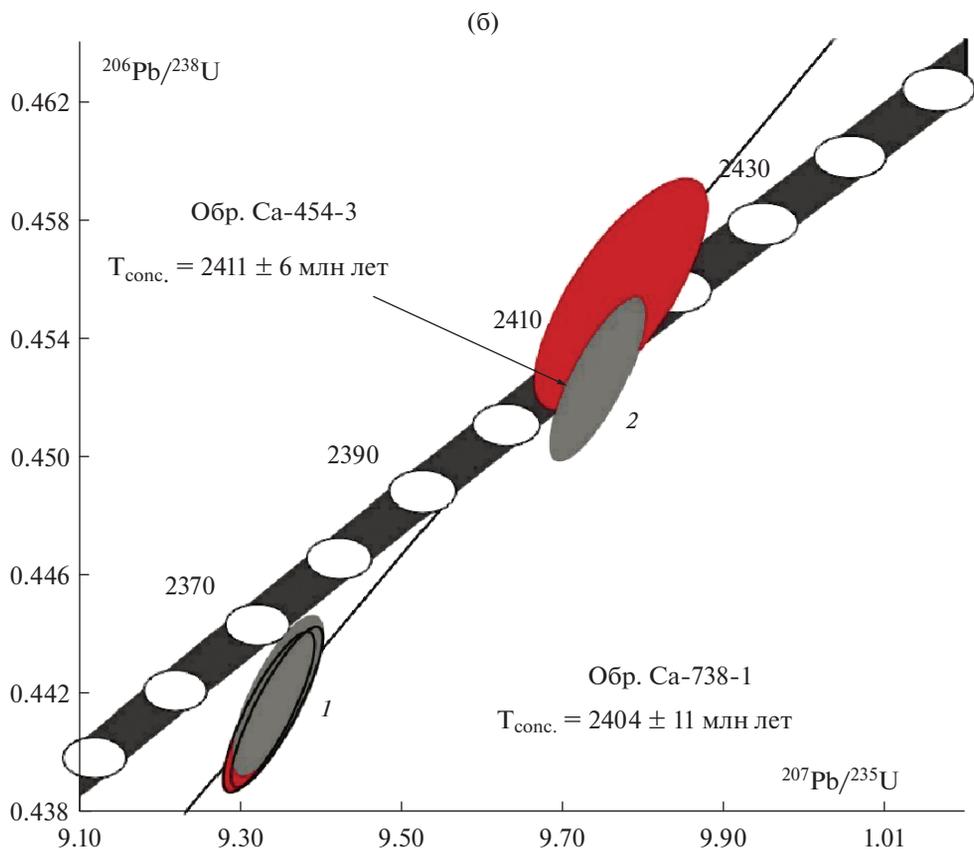


Рис. 9. Окончание

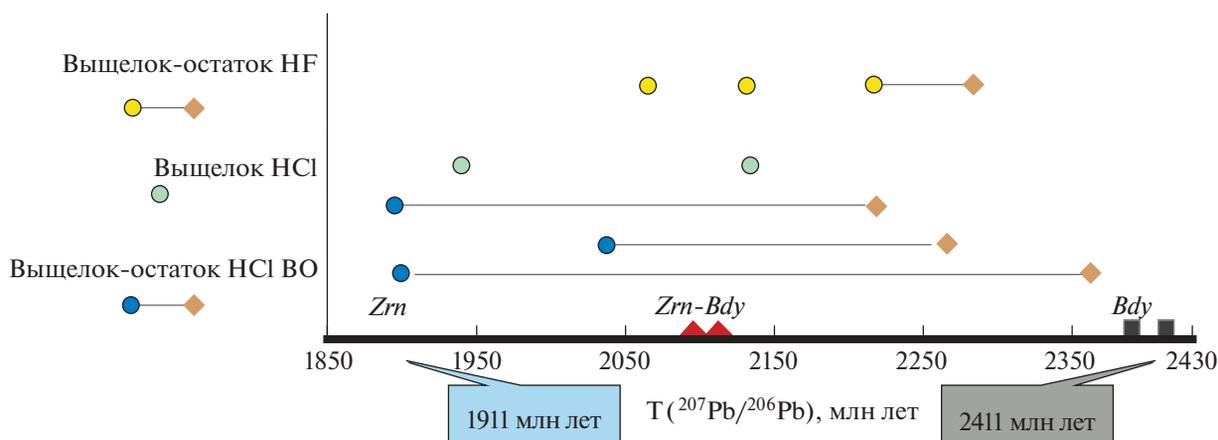


Рис. 10. Схема, демонстрирующая различия значений возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) бадделеита, выщелочков и остатков, полученных в результате применения “дискретной химической абразии” циркон-бадделеитовых агрегатов из габброноритов Амбарнского массива. *Zrn*, *Bdy*, *Zrn-Bdy* – циркон, бадделеит, циркон-бадделеитовые агрегаты; *BO* – предварительный высокотемпературный отжиг.

ритов в Беломорской провинции (Егорова, 2017). В то же время достаточно просто объяснить наблюдаемые реакции метаморфическими преобразованиями, которые должны протекать в две стадии: гранулитовый метаморфизм низких–умеренных давлений (формирование двупироксеновых кайм) и гранулитовый или амфиболитовый метаморфизм высоких давлений (формирование гранатсодержащих кайм). Подобные двухстадийные короны, связанные с полиметаморфизмом, известны во многих метаморфических комплексах (Agbossoumonde et al., 2004; Bethune, Davidson, 1997; Johnson, Carlson, 1990; Ghosh et al., 2021). Безводные минеральные ассоциации соответствуют гранулитовым парагенезисам, амфиболсодержащие – парагенезисам, переходным от гранулитовой к амфиболитовой фациям метаморфизма. Вариации типов кайм определяются большим набором факторов: *P-T* условиями протекания реакций, присутствием в системе флюида и его составом, составом самой породы. Так, присутствие граната возможно в более железистых породах или в результате преобразований при больших давлениях, а в более магнезиальных породах его альтернативой в тех же условиях может быть ассоциация *Orx + Spl* или *Cpx + Spl*.

Нами выполнены оценки термодинамических параметров формирования магматических парагенезисов и реакционных структур Амбарнского массива (рис. 11). Расчеты проведены методами классической термометрии с использованием программ *PTQuick* (Симаков, Доливо-Добровольский, 2009) и *PTQ_Avg* (Доливо-Добровольский, 2016). Формирование ранней магматической высокомагнезиальной минеральной ассоциации *Ol + OrxI + CpxI + Pl* происходило при температурах 1050–1150°C (*Cpx-Orx* термометры: Bertrand, Mercier, 1985; Putirka, 2008; Wells, 1977; Wood, Ban-

po, 1973) и давлениях 4–6 кбар (*Cpx-Orx-Ol-Pl* барометр: Fumagalli et al., 2017). Оценки условий образования двупироксеновых коронарных структур по тем же термометрам и барометру дают значения 680–900°C, 6.5–8.5 кбар. Оценка давления с большой точностью невозможна, так как она основана на содержании Al_2O_3 в клинопироксене, которое в изучаемых породах низкое, что приводит к большим ошибкам расчетов. Рассчитанные параметры подтверждают формирование ранних корон в условиях гранулитового метаморфизма низких–умеренных давлений.

Оценка температуры кристаллизации циркона, заместившего бадделеит, выполненная с использованием сольвусного термометра *Ti-в-цирконе* (Ferry, Watson, 2007) составляет от $843 \pm 43^\circ\text{C}$ (Supplementary 5, *ESM_5.xlsx*). Поскольку необходимые для точного определения температуры с применением этого термометра кварц и рутил в породе отсутствуют, а значения a_{SiO_2} и a_{TiO_2} неизвестны, то невозможно оценить, насыщен ли циркон титаном. В этом случае полученное значение должно рассматриваться как минимальная оценка температуры формирования циркона и подтверждает формирование цирконовой оболочки вокруг бадделеита в условиях гранулитовой фации. Таким образом, оценки условий образования циркона согласуются с оценками температур формирования коронарных структур, полученных по слагающим их пороодообразующим минералам.

Морфологические и геохимические особенности бадделеита и циркона в оливиновых габброноритах

Бадделеит, типичный аксессуарный минерал интрузивных базитов, обычно локализован в ин-

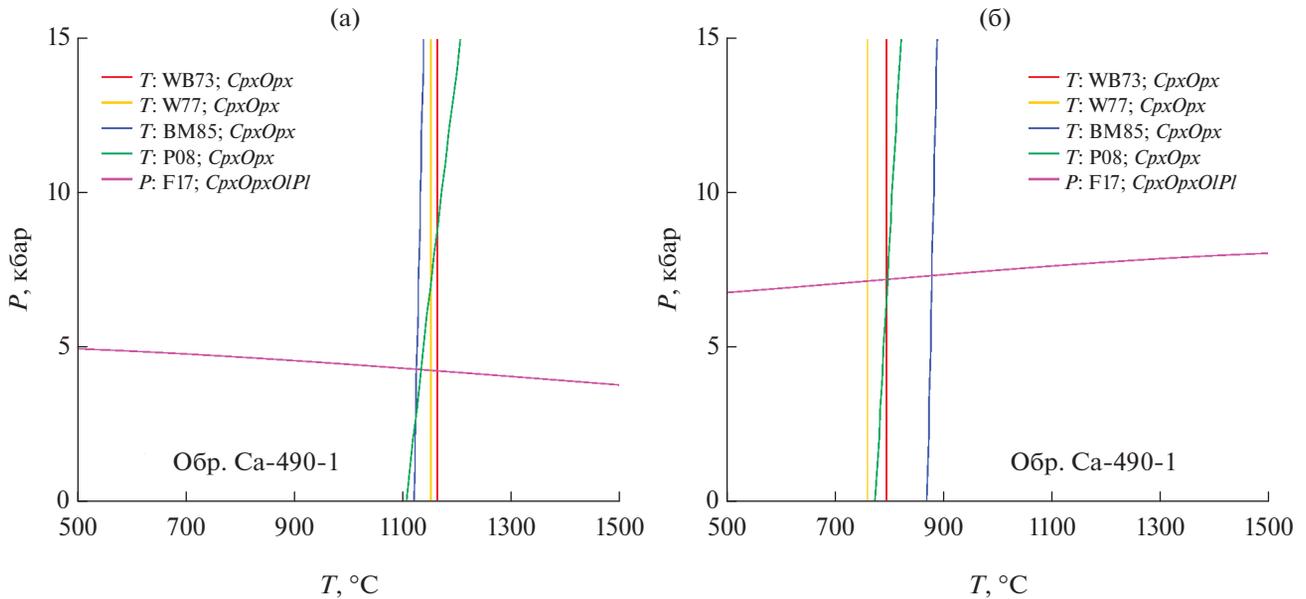


Рис. 11. Результаты термобарометрического изучения метаморфизованных габброноритов Амбарнского массива: (а) – реликтовая магматическая ассоциация $OrxI + CpxI + Ol + Pl$, (б) ранняя метаморфическая ассоциация: $OrxII + CpxII + PlI + Spl \pm OII$. Используемые инструменты: дупироксеновые термометры (WB73: Wood, Banno, 1973; W77: Wells, 1977; BM85: Bertrand, Mercier, 1985; P08: Putirka, 2008), дупироксен-оливин-плаггиоклазовый барометр (F17: Fumagalli et al., 2017). Для расчетов использованы составы минералов, приведенные в Supplementary 6, ESM_6.xlsx.

терстициях крупных зерен породообразующих минералов и формирует табличатые и удлиненные псевдо-призматические кристаллы размером 30–100 мкм (Söderlund et al., 2013; Beckman et al., 2017). В габброноритах Беломорской провинции, бадделеит имеет типичные для базитов морфологию и размер зерен, однако преобладают в этих породах циркон-бадделеитовые агрегаты (рис. 4), характерные для метаморфизованных габброидов. Согласно проведенным ранее исследованиям (Beckman et al., 2017; Beckman, Möller, 2018), оболочка циркона вокруг бадделеита может формироваться на любом этапе метаморфических преобразований базитов, однако максимальный рост поликристаллического циркона соответствует наиболее раннему этапу метаморфизма пород, когда бадделеит является главным источником циркония.

Изучение габброноритов Амбарнского массива показало, что циркон-бадделеитовые агрегаты и поликристаллический циркон в габброноритах локализованы в центральной части коронарной структуры вокруг оливина (рис. 3в, 12; Supplementary 3, ESM_3.pdf для обр. Ca-454-1). По строению и морфологии цирконовые оболочки вокруг бадделеита (рис. 4) аналогичны ортопироксеновым коронам вокруг оливина (рис. 3в), что позволяет предполагать их синхронное формирование в результате диффузионного привноса SiO_2 , выво-

бождающегося при разложении анортитового компонента плаггиоклаза. Важно отметить, что во всех случаях цирконовые короны вокруг бадделеита наблюдаются только в составе дупироксеновых коронарных структур и отсутствуют в составе гранатовых и амфиболовых кайм. Можно предположить, что это объясняется возможностью рассеяния циркония в кристаллических решетках граната и амфибола, препятствующей формированию циркона на соответствующем этапе метаморфизма в условиях низких содержаний циркония в породе.

Анализ распределения элементов-примесей в бадделеите подтверждает магматическую природу бадделеита и сохранность его состава. При этом наиболее крупные ядра бадделеита имеют характер распределения рассеянных элементов, наиболее близкий к бадделеиту Палаборы и Ковдора (рис. 7в). Анализ вариаций концентраций элементов-примесей в цирконе показывает отсутствие сходства с магматическим цирконом (рис. 7в), что свидетельствует в пользу метаморфической природы цирконовой оболочки и исключает субсолидусную природу коронарных структур вокруг оливина. Обогащение циркона HREE предполагает отсутствие равновесия с гранатом, что согласуется с положением циркон-бадделеитовых агрегатов в безгранатовых коронарных структурах (рис. 3в, 12). Обогащение циркона LREE, вероят-

но, является результатом участия Si-содержащего флюида в формировании коронарных структур и оболочек циркона (Xia et al., 2010).

Результаты геохронологических исследований

Использование локальных U-Th-Pb изотопных исследований (SHRIMP-II) не позволило получить надежные оценки возраста отдельных фаз циркон-бадделеитовых агрегатов. Это обусловлено, очевидно, сложностью в выборе однородных ненарушенных участков как в пределах трещиноватых ядер, так и в оболочках, имеющих микроблочную структуру, “интерстиции” в которых часто выполнены бадделеитом (рис. 4). Кроме того, дискордантность реликтового бадделеита, преобразованного в результате флюидной переработки, связанной с наложенным метаморфизмом, накладывает ограничения на получение точных оценок возраста.

Результаты экспериментов, направленных на “химическое” разделение бадделеита и циркона, продемонстрировали высокую эффективность подхода, предложенного М. Рио с соавторами (Rioux et al., 2010), которые использовали 6N HCl для кристаллов, предварительно подвергнутых высокотемпературному отжигу при 850°C в течение 48 ч. Применение только кислотной обработки (6N HCl, 15N HF) с целью разделения фаз не имеет смысла, поскольку зерна, не подвергавшиеся предварительному высокотемпературному отжигу, значительно менее резистентны и, соответственно, селективному растворению будут подвергаться как ядра, сложенные бадделеитом, так частично или полностью оболочки, выполненные поликристаллическим цирконом, который в силу высокой дефектности кристаллической решетки (микроблочность) обладает низкой устойчивостью. В то же время нужно учитывать и некоторую вероятность частичного растворения в HCl метамиктных участков и в цирконе, подвергнутом высокотемпературному отжигу. Не исключено, что наблюдаемая дискордантность выщелоков (табл. 2, № 8) после кислотной обработки HCl, изотопный состав которых должен соответствовать бадделеиту, который, как правило, не обнаруживает существенных посткристаллизационных потерь Pb и U, обусловлена именно этим фактом. Очевидно, циркон оболочек (табл. 2, № 14) мог испытывать частичные потери Pb в посткристаллизационное время. Вероятно, и обратная дискордантность исходных циркон-бадделеитовых агрегатов может также объясняться различной степенью селективных потерь Pb и U в различных фазах этих агрегатов.

В целом результаты “дискретной химической абразии” позволяют сделать вывод о том, что в результате селективного растворения 6N HCl в остатках остается преимущественно радиогенный свинец цирконовых оболочек (рис. 10). В то же время различная степень дискордантности остатков (рис. 9а) указывает, с одной стороны, на возможность неполного растворения бадделеитовой фазы (табл. 2, № 13), а, с другой – на нарушение сохранности изотопных отношений в оболочках, частично представляющих собой смесь кристаллической и метамиктной фаз и демонстрирующих различное поведение U-Pb системы, в том числе в результате кислотной обработки.

Верхнее пересечение дискордии, рассчитанной для фигуративных точек, соответствующих изотопному составу большей части проанализированных выщелоков и остатков, отвечает возрасту 2439 ± 9 млн лет, близкому к возрасту единичных зерен бадделеита из оливиновых габброноритов Амбарнского массива габброноритов 2411 ± 6 млн лет. Для того чтобы корректно оценить возраст образования оболочек, мы использовали только изотопные данные для остатка (табл. 2, № 13) и выщелоков (табл. 2, №№ 10, 15), имеющих минимальную возрастную дискордантность (0.6–5%), что позволяет нам рассматривать значение возраста, определяемого нижним пересечением дискордии, рассчитанной для точек их состава, 1911 ± 35 млн лет (СКВО = 0.70), в качестве оценки возраста метаморфизма, с которым связано их образование. К сожалению, на данном этапе исследований погрешность этой оценки возраста сравнительно велика, что создает определенные ограничения при реконструкции температурно-временных моделей эволюции Беломорской провинции в палеопротерозое.

Возраст палеопротерозойского гранулитового метаморфизма пород Беломорской провинции

Результаты геологических, петрологических, геохимических и геохронологических исследований Амбарнского массива не противоречат традиционным представлениям (Сыстра, 1978; Степанов, 1981; Арестова, 2004) о его принадлежности к палеопротерозойскому комплексу лерцолитов-габброноритов Беломорской провинции. U-Pb (ID-TIMS) возраст единичных зерен неизменного бадделеита составляет 2411 ± 6 млн лет, что в пределах погрешности совпадает с возрастом 2404 ± 11 млн лет, полученным ранее для бадделеита из оливиновых габброноритов оз. Северное Каменное, расположенного в этом же районе Беломорской провинции (Степанова и др., 2020)

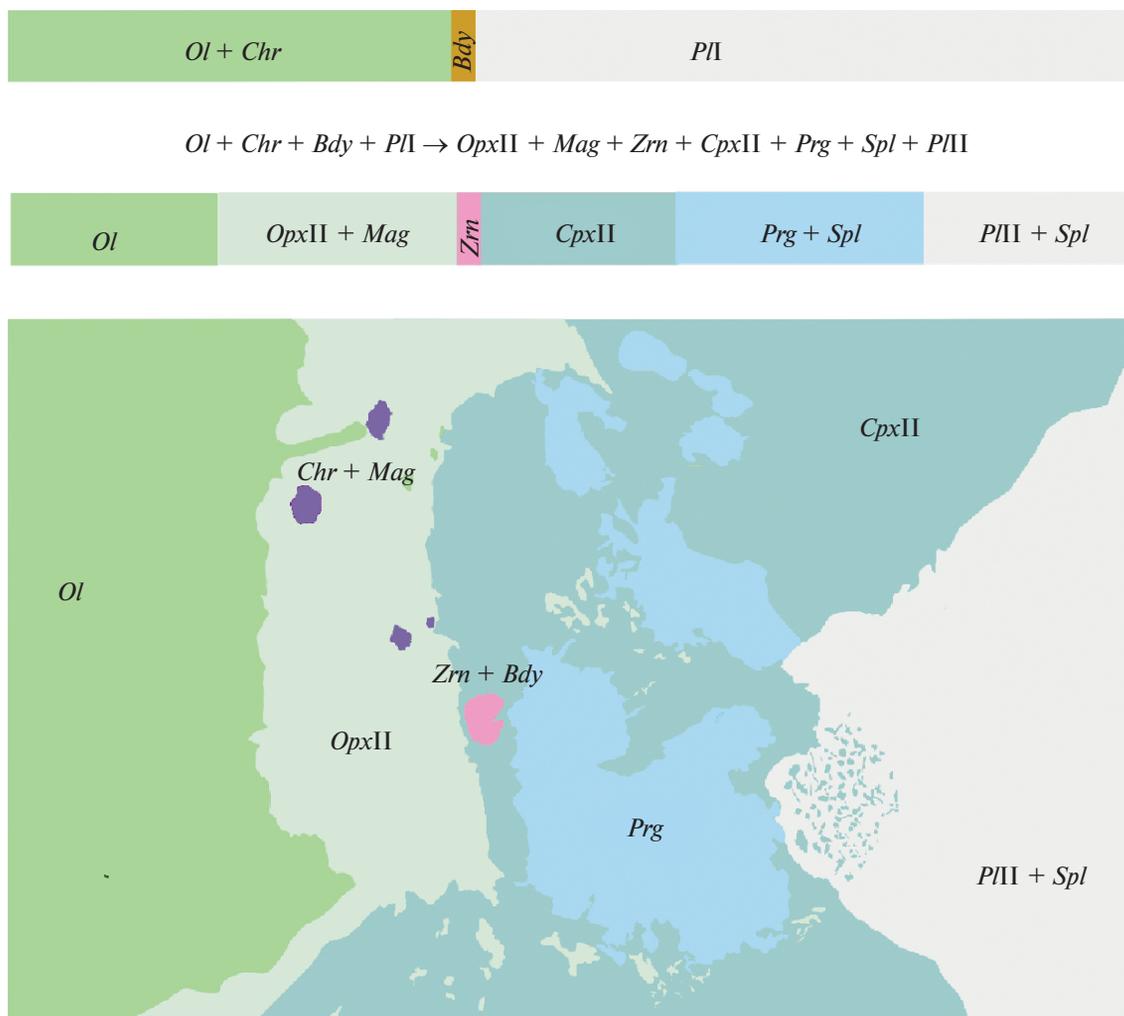


Рис. 12. Модель формирования коронарных структур на границе оливин–плагиоклаза в породах Амбарского массива.

(рис. 9б). Эти данные подтверждают существование дискретного эпизода мантийного магматизма с возрастом 2,4 млрд лет в восточной части Фенноскандинавского щита и широкое распространение базитов этой возрастной группы в Беломорской провинции.

Совокупность петрологических, минералогических и геохронологических данных позволяет сделать вывод о том, что возраст гранулитового метаморфизма, наложенного на габбронориты Амбарского массива, составляет 1911 ± 35 млн лет, что соответствует ранней стадии Лапландско-Кольской коллизионной орогении (Daly et al., 2006). Признаки проявления позднепалеопротерозойского гранулитового метаморфизма обнаружены и в других районах Беломорской провинции (Азимов и др., 2017а, 2017б; Устинова и др., 2021). Ранее позднепалеопротерозойские значения возраста метаморфизма габброноритов Беломорской про-

винции с коронарными структурами были установлены Н.Л. Алексеевым с соавторами (Алексеев и др., 1999) Sm-Nd методом. Близкие к установленным нами значения параметров метаморфизма ($820\text{--}900^\circ\text{C}$ и $5.5\text{--}6$ кбар) и возраста ($\sim 1924\text{--}1927$ млн лет) были получены для пород Лапландского гранулитового пояса, находящегося в осевой части того же Лапландско-Кольского орогена, С.А. Бушминым и Ю.М. Лебедевой с соавторами (Бушмин и др., 2009; Лебедева и др., 2012).

Несмотря на то, что степень сохранности палеопротерозойских гранулитовых парагенезисов в породах Беломорской провинции значительно ниже, чем в Лапландских гранулитах, которые не испытали значимых структурно-метаморфических преобразований, связанных с событиями моложе 1900 млн лет (Каулина, 2009), имеющиеся к настоящему времени данные о возрасте и условиях метаморфических преобразований в Беломорской

провинции свидетельствуют в пользу значительно более широкого, чем предполагалось ранее (Ранний..., 2005), распространения палеопротерозойского метаморфизма гранулитовой фации, связанного с формированием Лапландско-Кольского орогена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты геологических, петрологических и геохронологических исследований коронитовых метагабброноритов Амбарнского массива в центральной части Беломорской провинции Фенноскандинавского щита позволяют сделать следующие выводы:

1. Возраст кристаллизации пород, определенный на основании результатов U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований единичных зерен бадделеита, составляет 2411 ± 6 млн лет.

2. Применение методики “дискретной химической абразии” позволило получить оценку возраста (U-Pb, ID-TIMS) метаморфизма гранулитовой фации 1911 ± 35 млн лет, с которым связано образование двупироксеновых коронарных структур на границе оливин-плагиоклаз в габброноритах и оболочек циркона вокруг бадделеита.

3. Этап метаморфических преобразований оливиновых габброноритов Беломорской провинции на 500 млн лет моложе возраста их становления и, очевидно, связан с процессами формирования Лапландско-Кольского орогена.

Благодарности. Авторы выражают глубокую благодарность Л.Я. Арановичу и К.Н. Шатагину (ИГЕМ РАН) за ценные замечания, которые позволили значительно улучшить статью.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437) и НИР №№ FMUW-2022-0002, FMUW-2022-0003, FWME-2019-0060.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Слабунов А.И., Степанова А.В. и др. Палеопротерозойские высокобарные гранулиты Беломорской провинции Фенноскандии: петрологические свидетельства коллизии “континент-континент” // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Материалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017а. С. 13–17.

Азимов П.Я., Степанова А.В., Егорова С.В. и др. Ранний позднепалеопротерозойский гранулитовый метаморфизм низких-умеренных давлений в Беломорской провинции Фенноскандии // Геодинамика раннего докембрия: сходство и различия с фанерозоем. Мате-

риалы научной конференции и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017б. С. 17–21.

Алексеев Н.Л., Лобач-Жученко С.Б., Богомолов Е.С. и др. Фазовые и изотопные (Nd) равновесия в друзитах массива Толстик и района Тупой губы, Северо-Западное Беломорье, Балтийский щит // Петрология. 1999. Т. 7. № 1. С. 3–23.

Арестова Н.А. Эволюция базит-ультрабазитового магматизма Балтийского щита интервала 3.4–2.4 млрд лет. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2004. 305 с.

Бабарина И.И., Степанова А.В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.

Балаганский В.В., Кудряшов Н.М., Балашов Ю.А. и др. О возрасте друзитового массива Жемчужный, Северо-Западное Беломорье: U-Pb изотопные данные и геологические следствия // Геохимия. 1997. № 2. Р. 158–168.

Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Д.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: Роснедра, Геокарт, 2006. С. 158–171.

Березин А.В., Скублов С.Г., Марин Ю.Б. и др. Новое проявление эклогитов в Беломорском подвижном поясе: геология, условия метаморфизма и изотопный возраст // Докл. АН. 2013. Т. 223. С. 64–75.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А. и др. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконового геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 227–244.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В. и др. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb-SHRIMP-II-датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 792–796.

Доливо-Добровольский Д.В. PTQ_Avg: дополнение к программе PTQuick для вычисления “простых средних” – точек кратчайших среднеквадратичных расстояний до всех линий, построенных на 2D диаграммах. 2016. URL: <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/ptqavg>

Егорова С.В. Палеопротерозойские габбронориты Беломорской и Карельской провинций Фенноскандинавского щита: сравнительный анализ состава, условий формирования и метаморфических преобразований. Дисс. ... геол.-мин. наук. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2017. 221 с.

Ларикова Т.Л. Формирование друзитовых (коронарных) структур вокруг оливина и ортопироксена при метаморфизме габброидов Северного Беломорья, Карелия // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 430–448.

- Лебедева Ю.М., Бушмин С.А., Глебовицкий В.А. Термодинамические условия метасоматоза в высокотемпературных и высокобарических зонах сдвиговых деформаций (Кандалакшско-Умбинская зона, Кольский полуостров) // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 2. С. 191–195.
- Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–93.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Наркисова В.В., Симакин С.Г. Элементы-примеси в клинопироксенах из палеозойских вулканитов Тагильской островной дуги Среднего Урала // Геохимия. 2002. № 3. С. 254–268.
- Ранний докембрий Балтийского щита // Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю. и др. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. КарНЦ РАН. 2015. № 7. С. 173–192.
- Симаков С.К., Доливо-Добровольский Д.В. PTQuick: программа для определения условий равновесия минеральных парагенезисов методами классической геотермобарометрии. 2009. URL: <http://dimadd.ru/ru/Programs/ptquick>
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. и др. Возраст протолита эклогитов южной части Пезжострова, Беломорский пояс: протолит метабазитов как индикатор времени эклогитизации // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 640–653.
- Скублов С.Г., Азимов П.Я., Ли С.-Х. и др. Полиметаморфизм чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Фенноскандия) по данным изотопно-геохимического (U-Pb, REE, O) исследования циркона // Геохимия. 2017. № 1. С. 3–16.
- Слабунов А.И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. 298 с.
- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибилова Е.В. и др. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. № 6. С. 3–32.
- Слабунов А.И., Володичев О.И., Скублов С.Г., Березин А.В. Главные стадии формирования палеопротерозойских эклогитизированных габбро-норитов по результатам U-Pb (SHRIMP) датирования цирконов и изучения их генезиса // Докл. АН. 2011. Т. 42. С. 238–242.
- Слабунов А.И., Азимов П.Я., Глебовицкий В.А. и др. Архейская и палеопротерозойская мигматизации пород Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: петрология, геохронология, геодинамические следствия // Докл. АН. 2016. Т. 467. № 1. С. 71–74.
- Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.
- Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др. Интрузивные базиты крупной магматической провинции 2400 млн лет в Беломорском подвижном поясе: первые U-Pb ID-TIMS данные по бадделейту // Докл. АН. 2020. Т. 493. № 2. С. 56–60.
- Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978. 180 с.
- Устинова В.В., Максимов О.А., Егорова С.В. Метабазиты Келейногубского массива Беломорского подвижного пояса Фенноскандинавского щита: состав, строение и условия метаморфизма // Вест. Воронежского гос. ун-та. Серия: Геология. 2021. № 3. С. 25–37.
- Федоров Е.С. О новой группе изверженных пород // Изв. Московского сельскохозяйств. ин-та. 1896. Кн. 1. С. 168–189.
- Федотова А.А., Бибилова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 503–522.
- Шарков Е.В., Красивская И.С., Чистяков А.В. Диспергированный мафит-ультрамафитовый магматизм подвижных зон раннего палеопротерозоя Балтийского щита на примере друзитового (коронитового) комплекса Беломорья // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 632–655.
- Agbossoumondé Y., Guillot S., Ménot R.-P. Pan-African subduction–collision event evidenced by high-*P* coronas in metanorites from the Agou massif (southern Togo) // Precamb. Res. 2004. V. 135. № 1–2. P. 1–21. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.06.005>
- Amelin Yu., Li Ch., Naldrett A.J. Geochronology of the Voisey's Bay intrusion, Labrador, Canada, by precise U-Pb dating of coexisting baddeleyite, zircon, and apatite // Lithos. 1999. V. 47. P. 33–51.
- Ashworth J.R., Sheplev V.S. Diffusion modelling of metamorphic layered coronas with stability criterion and consideration of affinity // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. № 17. P. 3671–3689. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00190-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00190-7)
- Ashworth J.R., Sheplev V.S., Khlestov V.V., Ananyev V.A. Geothermobarometry using minerals at non-equilibrium: A corona example // Eur. J. Mineral. 2001. V. 13. № 6. P. 1153–1161.
- Ashworth J.R., Sheplev V.S., Khlestov V.V., Ananyev V.A. An analysis of uncertainty in non-equilibrium and equilibrium geothermobarometry // J. Metamorph. Geol. 2004. V. 22. № 9. P. 811–824.
- Balagansky V.V., Timmerman M.J., Kozlova N.Y., Kisilitsyn R.V. A 2.44 Ga syn-tectonic mafic dyke swarm in the Kolvitsa Belt, Kola Peninsula, Russia: Implications for early Palaeoproterozoic tectonics in the north-eastern Fennoscandian Shield // Precamb. Res. 2001. V. 105. P. 269–287.

- Beckman V., Möller Ch.* Prograde metamorphic zircon formation in gabbroic rocks: The tale of microtextures // *J. Metamorph. Geol.* 2018. V. 12. P. 1221–1236.
- Beckman V., Moller Ch., Soderlund U., Andersson J.* Zircon growth during progressive recrystallization of gabbro to garnet amphibolite, eastern segment, Sveconorwegian orogen // *J. Petrol.* 2017. V. 58. № 1. P. 167–188.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.* Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2002. V. 143. P. 602–622.
- Bertrand P., Mercier J.-C.C.* The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: Toward an absolute geothermometer for the natural system? // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 76. № 1–2. P. 109–122.
- Bethune K.M., Davidson A.* Grenvillian metamorphism of the Sudbury diabase dyke-swarm: From protolith to two-pyroxene-garnet coronate // *Canada Mineral.* 1997. V. 35. № 5. P. 1191–1220.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* Improved $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ microprobe geochronology by the monitoring of a trace-element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // *Chem. Geol.* 2004. V. 205. P. 115–140.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G.* EUROPE|East European Craton // *Ref. Modul. Earth Syst. Environ. Sci.* 2016.
- Bogdanova S.V., Bibikova E.V.* The “Saamian” of the Belomorian Mobile Belt: New geochronological constraints // *Precamb. Res.* 1993. V. 64. P. 131–152.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. London Mem.* 2006. V. 32. P. 579–598.
- Davidson A., van Breemen O.* Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: Implications for geochronology // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 100. № 3. P. 291–299.
- Dokukina K., Mints M.* Subduction of the Mesoarchaeon spreading ridge and related metamorphism, magmatism and deformation by the example of the Gridino eclogitized mafic dyke swarm, the Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield // *J. Geodyn.* 2019. V. 123. P. 1–37.
- Dokukina K.A., Mints M.V., Khubanov V.B. et al.* Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia // *Precamb. Res.* 2021. V. 361. P. 106260.
- Faryad S.W., Kachlík V., Sláma J., Hoinkes G.* Implication of corona formation in a metatroctolite to the granulite facies overprint of HP-UHP rocks in the Moldanubian Zone (Bohemian Massif) // *J. Metamorph. Geol.* 2015. V. 33. № 3. P. 295–310.
- Ferry J.M., Watson E.B.* New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2007. V. 154. № 4. P. 429–437.
- Fumagalli P., Borghini G., Rampone E., Poli S.* Experimental calibration of forsterite-anorthite-Ca-tschermak-enstatite (FACE) geobarometer for mantle peridotites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2017. V. 172. Article 38. P. 1–19.
- Gallien F., Mogessie A., Hauzenberger C.A. et al.* On the origin of multi-layer coronas between olivine and plagioclase at the gabbro – granulite transition, Valle Fe Huerta Ranges San Juan Province, Argentina // *J. Metamorph. Geol.* 2012. V. 30. P. 281–301.
- Ghosh S., Prabhakar N., D'Souza J.* Origin of multilayer corona textures in mafic granulites from the Sandmata Complex, Aravalli Craton (northwestern India): Petrological characteristics and tectonic implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2021. V. 176. Article 35.
- Goergen E.T., Whitney D.L.* Corona networks as three-dimensional records of transport scale and pathways during metamorphism // *Geology.* 2012. V. 40. № 2. P. 183–186.
- Grant S.M.* Diffusion models for corona formation in metagabbros from the Western Grenville Province, Canada // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 98. P. 49–63.
- Heaman L.M.* The application of U-Pb geochronology to mafic, ultramafic and alkaline rocks: An evaluation of three mineral standards // *Chem. Geol.* 2009. V. 261. P. 43–52.
- Heaman L.M., LeCheminant A.N.* Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO_2) // *Chem. Geol. Geol.* 1993. V. 110. P. 95–126.
- Hinthorne C.A., Andersen R.L., Conrad J.F. et al.* Single-grain $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and U/Pb age determinations with a 10- μm spatial resolution using the ion microprobe mass analyzer (IMMA) // *Chemical Geol.* 1979. V. 25. P. 271–303.
- Höglttä P., Balagansky V., Garde A.A. et al.* Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes.* 2008. V. 1. P. 13–19.
- Humphreys M.C.S.* Silicate liquid immiscibility within the crystal mush: Late-stage magmatic microstructures in the Skaergaard intrusion, East Greenland // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 1. P. 147–174.
- Johnson C.D., Carlson W.D.* The origin of olivine-plagioclase coronas in metagabbros from the Adirondack Mountains, New York // *J. Metamorph. Geol.* 1990. V. 8. № 6. P. 697–717.
- Kouvo O.* The use of mafic pegmatoids in geochronometry // *Abstr. 5th Eur. Colloq. Geochronology, Pisa, 1977.* Sept. 5–10.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.
- Krogh T.E., Corfu F., Davis D.W. et al.* Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon // *Eds. H.C. Halls, W.F. Fahrig. Mafic Dyke Swarms. Geol. Assoc. Canada Spec. Pap.* 1987. V. 34. P. 147–152.

- Kushiro I., Yoder H.S.*, Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation // *J. Petrol.* 1966. V. 7. № 3. P. 337–362.
- Li X., Yu H., Zhang L. et al.* 1.9 Ga eclogite from the Archaean-Paleoproterozoic Belomorian Province, Russia // *Sci. Bull.* 2017. V. 62. № 4. P. 239–241.
- Lobach-Zhuchenko S.B., Arestova N.A., Chekulaev V.P. et al.* Geochemistry and petrology of 2.40–2.45 Ga magmatic rocks in the north-western Belomorian Belt, Fennoscandian Shield, Russia // *Precamb. Res.* 1998. V. 92. № 3. P. 223–250.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R.* User's Manual for Isoplot 3.75. A geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Centre Spec. Publ. 2012. № 5.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.13a. A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. Production 2005. № 2. Berkeley. 19 p.
- Mattinson J.M.* Zircon U-Pb chemical abrasion "CA-TIMS" method: Combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved and accuracy of zircon ages // *Chem. Geol.* 2005. V. 220. P. 47–66.
- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 2541. № 94. P. 223–253.
- Melnik A.E., Skublov S.G., Rubatto D. et al.* Garnet and zircon geochronology of the Paleoproterozoic Kuru-Vaara eclogites, northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield // *Precamb. Res.* 2021. V. 353. P. 106014.
- Ogilvie P., Gibson R.L.* Arrested development – a comparative analysis of multilayer corona textures in high-grade metamorphic rocks // *Solid Earth.* 2017. V. 8. P. 93–135.
- Putirka K.* Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral. Geochem.* 2008. V. 69. P. 61–120.
- Reischmann T., Brüggemann G.E., Jochum K.P., Todt W.A.* Trace element and isotopic composition of baddeleyite // *Mineral. Petrol.* 1995. V. 53. № 1–3. P. 155–164.
- Rioux M., Dudas F., Bowring S., Hanson R.* Characterizing the U-Pb systematics of baddeleyite through chemical abrasion: Application of multi-step digestion methods to baddeleyite geochronology // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 777–801.
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V. et al.* Comparative in-situ U-Th-Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonates of the Palaeozoic Kovdor alkaline-ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // *Gondwana Res.* 2012. V. 21. P. 728–744.
- Rubatto D.* Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // *Chem. Geol.* 2002. V. 184. P. 123–138.
- Söderlund U., Johansson L.* A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂) // *Geochem. Geophys. Geosystems.* 2002. V. 3. <https://doi.org/10.1029/2001GC000212>
- Söderlund U., Ibanez-Mejia M., El Bahat A. et al.* Reply to Comment on 'U-Pb baddeleyite ages and geochemistry of dolerite dykes in the Bas-Draa inlier of the Anti-Atlas of Morocco: Newly identified 1380 Ma event in the West African Craton' by Andre' Michard and Dominique Gasquet // *Lithos.* 2013. V. 174. P. 101–108.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee of geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Stepanova A., Stepanov V.* Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // *Precamb. Res.* 2010. V. 183. P. 602–616.
- Stepanova A.V., Azimov P., Samsonov A.V. et al.* Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandian Shield: Origin and tectonic implications // *Lithos.* 2021. V. 400–401. 106377.
- Stepanova A.V., Stepanov V.S., Larionov A.N. et al.* Relicts of Paleoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: Barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2022. V. 518. P. 101–128.
- Turner S.P., Stüwe K.* Low-pressure corona textures between olivine and plagioclase in unmetamorphosed gabbros from Black Hill, South Australia // *Mineral. Mag.* 1992. V. 56. P. 503–509.
- Wells P.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. № 2. P. 129–139.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostandard Newsletter.* 1995. V. 19. P. 1–3.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Wingate M., Compston W.* Crystal orientation effects during ion microprobe U-Pb analysis of baddeleyite // *Chem. Geol.* 2000. V. 168. P. 75–97.
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 42. № 2. P. 109–124.
- Xia Q.X., Zheng Y.F., Hu Z.* Trace elements in zircon and co-existing minerals from low-T/UHP metagranite in the Dabie orogen: Implications for action of supercritical fluid during continental subduction-zone metamorphism // *Lithos.* 2010. V. 114. P. 385–412.

A History of coronitic metagabbronorites in the Belomorian Province, Fennoscandian Shield: U-Pb (CA-ID-TIMS) dating of Zircon-Baddeleyite Aggregates

E. B. Salnikova¹, A. V. Stepanova², P. Ya. Azimov¹, M. A. Sukhanova¹, A. B. Kotov¹, S. V. Egorova², Yu. V. Plotkina¹, E. V. Tolmacheva¹, A. V. Kervinen², N. V. Rodionov³, and V. S. Stepanov²

¹ *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia*

² *Institute of Geology, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences, Petrozavodsk, Russia*

³ *Centre for Isotopic Research, Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

Timing of crystallization age and metamorphic reworking of mafic rocks from polycyclic Precambrian regions is a difficult problem. In a wide range of temperature and pressure (from greenschist to granulite facies) magmatic baddeleyite can be partially or completely replaced by zircon. As a result, aggregates composed by baddeleyite overgrown by polycrystalline zircon are formed. Evaluation of the age of each phase of the aggregates can provide information on both the age of the magmatic event and metamorphism. For the coronites of the Ambarnsky massif (Belomorian Province, Fennoscandia) U-Pb (ID-TIMS) geochronological investigations of zircon-baddeleyite aggregates have been performed. The petrological study of the rocks indicates the synchronous formation of coronas at the olivine–plagioclase border and zircon rims around baddeleyite. U-Pb (ID-TIMS) dating of single baddeleyite provide crystallization age of gabbronorites of the Ambarnsky massif at 2411 ± 6 Ma. Using of the “discrete chemical abrasion” the age at 1911 ± 35 Ma for metamorphic zircon rims is established. The obtained results demonstrate that the formation of corona structures resulted from granulite facies metamorphism during the Lapland-Kola orogeny and was separated from the crystallization time by 500 Ma.

Keywords: U-Pb zircon, baddeleyite geochronology, high-temperature annealing, chemical abrasion, metamorphism, corona structures, Belomorian province

УДК 552.11

ВЕЛИКАЯ ДАЙКА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА – МАРКЕР АРХЕЙСКОЙ КРАТОНИЗАЦИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА¹

© 2022 г. А. В. Степанова^{a, *}, А. В. Самсонов^b, Е. Б. Сальникова^c, С. В. Егорова^a,
Ю. О. Ларионова^b, А. А. Арзамасцев^c, А. Н. Ларионов^d, М. А. Суханова^c, Р. В. Веселовский^{e, f}

^a Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Россия

^b Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^c Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^d Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

^e Институт физики Земли РАН им. О.Ю. Шмидта, Москва, Россия

^f Московский государственный университет им. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: stepanov@krc.karelia.ru

Поступила в редакцию 19.05.2022 г.

После доработки 11.06.2022 г.

Принята к публикации 18.06.2022 г.

Проведено геохронологическое и петрогенетическое изучение северной части самой крупной мафической дайки северо-восточной части Фенноскандинавского щита, названной Великой дайкой Кольского полуострова (ВДК). Возраст кристаллизации ВДК, определенный по результатам U-Pb (ID-TIMS) датирования бадделейта, составляет 2680 ± 6 млн лет. Возраст вмещающих гранитоидов, по результатам U-Pb (SHRIMP-II) датирования циркона, оценивается в 2.75–2.72 млрд лет. Дайка имеет простое внутреннее строение без признаков многоактного внедрения расплава. Она сложена равномернозернистыми и плагиоклаз-порфиоровыми долеритами и габбро, в разной степени амфиболитизированными. Все породы имеют низкую магнезиальность (менее 0.37), низкие концентрации Cr и Ni и являются продуктами дифференциации более примитивных расплавов. Анализ геохимических и Sr-Nd изотопных данных позволяет предполагать, что расплавы ВДК могли образоваться при смешении двух типов мантийных магм: деплетированных астеносферных расплавов и обогащенных расплавов, сформированных при плавлении литосферной мантии. Зарождение первичных расплавов ВДК, судя по слабо фракционированным спектрам тяжелых РЗЭ, происходило на небольших (<60 км) глубинах вне поля устойчивости граната. Процессы зарождения расплавов и внедрение неоархейской ВДК происходили вскоре после завершения масштабного гранитного магматизма и главного корообразующего события в Мурманском кратоне и маркируют кратонизацию континентальной литосферы в северо-восточной части Фенноскандинавского щита.

Ключевые слова: неоархей, мафические дайки, бадделейт, U-Pb ID-TIMS

DOI: 10.31857/S0869590322060085

ВВЕДЕНИЕ

Среди мафических даек очень крупные тела протяженностью 100 км и более – мегадайки (Ernst, Bell, 1992) встречаются редко. Эти крупные каналы транспортировки магм представляют интерес, так как позволяют оценить механизмы миграции расплавов при формировании крупных магматических провинций (LIPs). Рои даек и мегадайки формируются в условиях растяжения ли-

тосферы и, по мнению исследователей, образование наиболее крупных даек происходит в результате внедрения расплавов в ранее существовавшие ослабленные зоны (Pollard, 1987; Hoek, 1994). В мире известно не так много мегадаек, и почти все они детально изучены. Наиболее известны неоархейская (2575.4 ± 0.7 млн лет; Oberthür et al., 2002) Великая дайка Зимбабве протяженностью более 550 км и максимальной мощностью 11 км, Великая дайка Абитибби (1141 ± 2 млн лет) протяженностью около 700 км в провинции Сьюперитор на Канадском щите (Krogh et al., 1987; Ernst, Bell, 1992), архейская мегадайка Мавритании (2.73 млрд лет;

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322060085 для авторизованных пользователей.

Tait et al., 2013), мезопротерозойская (1629 ± 1 млн лет) дайка в Западной Гренландии (Kalsbeek, Taylor, 1986; Halls et al., 2011). Кливлендская дайка третичного возраста (58.4 ± 1.1 млн лет) представляет собой кулисообразное тело протяженностью 400 км (Macdonald et al., 1988). Внутрикамерная дифференциация, проявленная во всех этих дайках, максимально выражена в дайке Зимбабве, которая рассматривается многими исследователями как расслоенный платиноносный интрузив (Wilson, 1992; Oberthür et al., 2002).

Базиты, в том числе мафические дайки, которые рассматриваются как компонент питающей системы крупных магматических провинций (Ernst et al., 2019), могут фиксировать не только время рифтогеза и аплифта, сопряженного с подъемом мантийных плюмов, но процессы растяжения в задуговых бассейнах, коллапс орогенов и стабилизацию коры, не связанные с подъемом мантийных плюмов (Cottin et al., 1998; Ernst, 2014; Klausen, 2020). Такое многообразие тектонических обстановок формирования базитов позволило М. Клаусену условно разделить крупные магматические провинции на два типа: провинции “раскола”, формирующихся на этапах фрагментации суперконтинентов, и провинции “сборки”, образование которых субсинхронно с процессами амальгамации суперконтинентов (Klausen, 2020). Помимо геодинамической позиции и соотношений с этапами сборки и раскола суперконтинентов, базиты этих двух типов крупных магматических провинций отличаются и условиями формирования, в частности, составом мантийных источников и вкладом литосферного и плюмового компонентов (Klausen, 2020).

Постколлизийный этап развития складчатых поясов, завершающий орогенный цикл, сопряжен с процессами растяжения и деляминации литосферы и подъема астеносферы и характеризуется масштабной магматической активностью, метаморфизмом и коровым анатексисом (Bonin, 2004). В этом ряду интрузивные базиты являются одним из важных временных и генетических маркеров (Bonin, 2004; Kingsbury et al., 2021; Wang et al., 2022). Вместе с тем внедрение базитов, субсинхронное с формированием гранитоидной ассоциации и пегматитов, характерно и для образований протерозойских анортозит-рапакиви-гранитных ассоциаций (Shumlyansky et al., 2021; Johansson et al., 2022). Геодинамическая природа процессов формирования базальтовых расплавов и их соотношения с гранитоидами остаются спорными.

В отличие от обогащенных базитов высоко-К или известково-щелочной серии, тектоническая позиция и условия формирования которых в посторогенных обстановках достаточно хорошо проработаны (Song et al., 2015; Xu et al., 2020 и ссылки в этих работах), генезис базитов толеито-

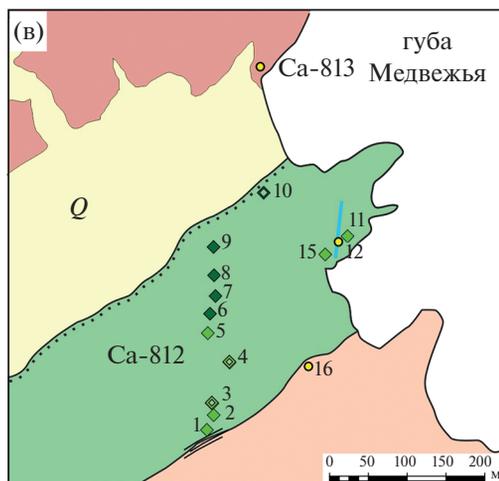
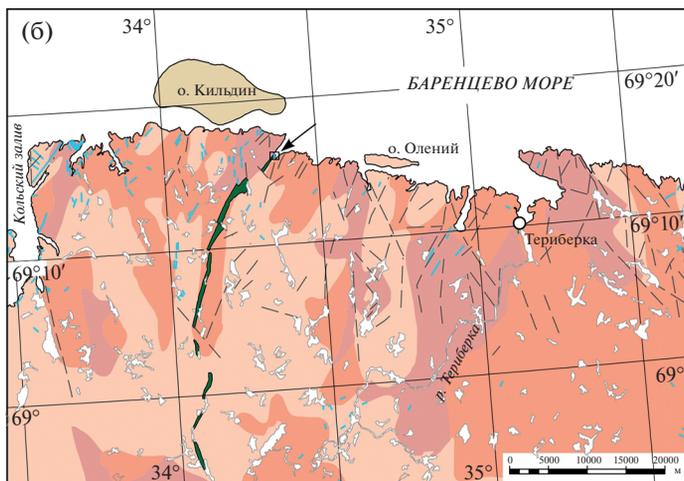
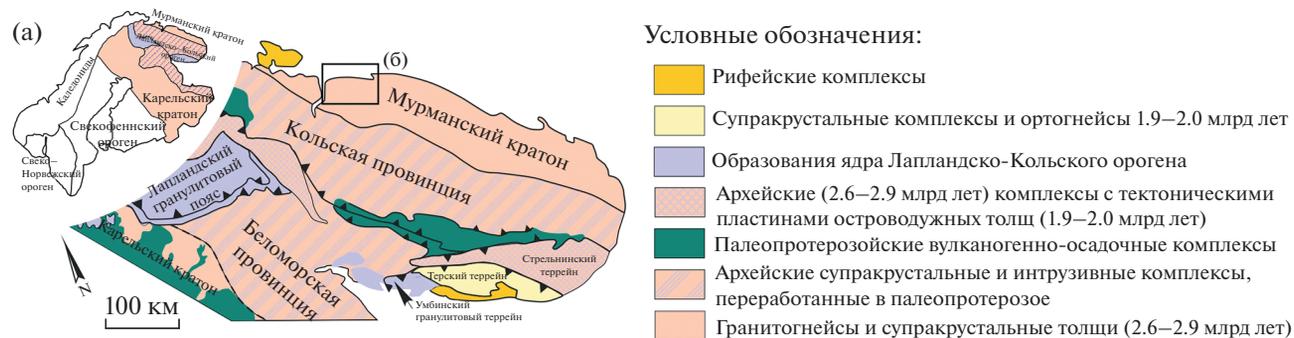
вой серии в этих обстановках изучен слабо, а тектоническая позиция дайковых роев и причины, приводящие к такой последовательности формирования расплавов остаются одной из нерешенных проблем. В частности, актуальным является вопрос, маркируют ли рои даек коллапс орогена и окончание цикла Вильсона или являются маркером начала рифтогенеза, нового цикла Вильсона и начала фрагментации суперконтинента (Bonin, 2004; Sun et al., 2022).

В настоящей работе представлены первые данные о составе, строении и возрасте самой крупной из известных к настоящему времени в северо-восточной части Фенноскандинавского щита даек — Великой дайки Кольского полуострова (ВДК). Новые данные о возрасте, геохимических и изотопных характеристиках вмещающих гранитоидов и включений базитов в них являются основой для определения геодинамической позиции ВДК и ее места в истории формирования Мурманского кратона.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Кольская часть Фенноскандинавского щита сложена преимущественно архейскими и палеопротерозойскими породами, которые рассматриваются в составе Кольской и Беломорской провинций и Мурманского кратона (Балаганский и др., 2006; Hölttä et al., 2008) (рис. 1а). Породы Кольской и Беломорской провинций, расположенных вблизи палеопротерозойского Лапландско-Кольского коллизийного орогена, были существенно переработаны в ходе орогения 1.93–1.87 млрд лет назад (Балаганский и др., 1998; Daly et al., 2001, 2006). Мурманский кратон выделяется как узкая полоса в северной части Фенноскандинавского щита вдоль побережья Баренцева моря. Он расположен на удалении от Лапландско-Кольского орогена (рис. 1а), что обеспечило его хорошую сохранность от палеопротерозойской тектонометаморфической переработки. Граница Кольской провинции и Мурманского кратона представляет собой узкую линейную тектоническую зону и маркируется образованиями зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья (Ранний докембрий ..., 2005; Козлов и др., 2006).

По данным геологического картирования (сводка в работе Козлов и др., 2006), в составе Мурманского кратона преобладают гранитоиды. Наиболее распространены тоналит-грондьемит-гранодиоритовые ортогнейсы и гранитоиды с редкими включениями метабазитов, которые рассматриваются как останцы переработанных зеленокаменных поясов. Субщелочные базиты, диориты, гранодиориты слагают небольшие разобщенные массивы в разных частях Мурманского кратона. Гранодиориты и лейкограниты нормальной ше-



Условные обозначения:

- Четвертичные отложения
- Осадочные породы, неопротерозой

Архей:

- Лейкограниты, гранодиориты
- Эндербиты, граниты, монцограниты
- Гранодиориты, тоналиты, плагиограниты

- Мафические дайки, 0.38–2.5 млрд лет
- Великая дайка Кольского полуострова
- Разрывные нарушения

Рис. 1. Геологическое положение ВДК.

(а) Тектоническая схема северо-восточной части Фенноскандинавского щита, по (Балаганский и др., 2006) с упрощениями. На врезке схема тектонического районирования Фенноскандии (Hölttä et al., 2008; Bogdanova et al., 2016). (б) Схема геологического строения северо-западной части Мурманского кратона. Составлена с использованием Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 (1957 г.) и Геологической карты Мурманской области масштаба 1:2000000 (2001 г.). (в) Схема геологического строения северного сегмента ВДК и положение отобранных образцов.

лочности широко распространены в западной части кратона, в районе Терiberки, и встречаются в виде небольших массивов на остальной территории (Козлов и др., 2006). Геохронологические данные для эндербитов Канентъяврского массива (2772 ± 7 млн лет) и амфиболитов, гнейсов, эндербитов, диоритов, трондьемитов и гранитов в районе Иоканьги (2.72–2.78 млн лет) показывают, что главные корообразующие процессы в Мурманском кратоне происходили в 2.7–2.8 млрд лет (Козлов и др., 2006). По Sm-Nd изотопным данным, гнейсы и гранитоиды из разных частей Мурманского кратона имеют модельные возрасты $T_{Nd}(DM)$ от 2.73 до 3.04 млрд лет (Timmerman, Daly, 1995; Козлов и др., 2006; Пожиленко и др., 2018), показы-

вая относительно короткую предысторию коры этого мезо-неоархейского блока континентальной коры.

Архейские гранитоиды Мурманского кратона пересекаются дайками долеритов и оливиновых габбро преимущественно субмеридионального и северо-западного (340° – 355°) простирания. По результатам U-Pb датирования бадделеита и циркона из даек и силлов, в Мурманском кратоне установлены как минимум пять возрастных групп базитов: 2.68, 2.50, 1.98, 1.86 и 0.38 млрд лет (Арзамасцев и др., 2009; Федотов и др., 2012; Stepanova et al., 2018; Veselovskiy et al., 2019).

Среди базитовых даек в Мурманском кратоне особое место занимает дайка Зарубихи (Геология

СССР. Мурманская область, 1958; Федотов и др., 2012 и ссылки в этих работах) или Великая дайка Кольского полуострова, как ее предложил называть В.С. Куликов (2016 г., личное сообщение). Великая дайка Кольского полуострова (ВДК) расположена в западной части Баренцево-мурского побережья Кольского полуострова. Кулисообразное тело северо-восточного простирания 10° – 20° прослежено от Медвежьей губы Баренцева моря через оз. Уэлькъявр вдоль р. Зарубихи до оз. Канентъявр (рис. 1б). Протяженность тела более 50 км, мощность 150–700 м, максимальная мощность установлена на южном берегу оз. Уэлькъявр (рис. 1). Кулисообразная морфология тела, вероятно, обеспечивается серией поздних разломов северо-западного простирания (рис. 1б). Нами был изучен самый северный сегмент дайки, обнажающийся в районе Медвежьей губы Баренцева моря (рис. 1в).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение петрографических особенностей пород и определение состава минералов проводилось методами оптической микроскопии и на сканирующем электронном микроскопе TESCAN Vega II LSH с приставкой для энергодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа Inca Energy-350 в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (г. Петрозаводск, ЦКП КарНЦ РАН). Анализ проводился в полированных шлифах, напыленных углеродом (толщина напыления 20 нм) при ускоряющем напряжении 20 кВ и постоянном токе электронного пучка $15 \text{ нА} \pm 0.05 \text{ нА}$. Рабочее расстояние – 15 мм, время накопления спектра – 70 с. При обработке спектров рентгеновского излучения проводилась оптимизация по спектрам простых соединений и стандартизация по набору эталонов породообразующих минералов. Ошибки измерений составили для концентраций свыше 10 мас. % – до 2 отн. %; 5–10 мас. % – до 5 отн. %; от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %.

Содержание петрогенных элементов определялось на рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B.V.) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (г. Москва, ИГЕМ РАН). Анализ проводился в стекловатых дисках, полученных при сплавлении 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на приборе Thermo Scientific XSeries 2 в ЦКП КарНЦ РАН по стандартной методике (Светов и др., 2015).

Разложение образцов проводилось путем кислотного растворения в открытой системе. Правильность анализа контролировалась путем измерения стандартных образцов ВНВО-2 и СГД-2А. Результаты измерения стандартных образцов приведены в Supplementary² 1, ESM_1.xls.

Выделение циркона проводилось методами магнитной и плотностной сепарации в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Выделение бадделеита проводилось по водной методике (Söderlund, Johansson, 2002) в ИГЕМ РАН.

Изотопные Rb-Sr и Sm-Nd исследования выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка вещества для масс-спектрометрических измерений проведена по методике, описанной в (Ларионова и др., 2007). Измерения изотопных отношений проводились на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, Англия) в мультиколлекторном динамическом режиме с использованием трехленточного источника ионов (Thirlwall, 1991). Итоговая погрешность определения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не превышает $\pm 0.0022\%$ с учетом воспроизводимости результатов по внутрилабораторному стандарту Nd-ИГЕМ 0.512400 ± 11 ($2\sigma_{\text{ед}}$, $N = 24$), что соответствует значению 0.511852 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Погрешность определения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ оценивается в $\pm 0.3\%$ ($2\sigma_{\text{ед}}$) по результатам измерения стандарта BCR-1. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте SRM-987 за время измерительной сессии составило 0.710242 ± 15 ($2\sigma_{\text{ед}}$, $N = 31$). Погрешность $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ принята равной 1%. При расчетах использованы общепринятые значения констант распада рубидия (Villa et al., 2015).

U-Pb изотопные исследования бадделеита проводились в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург, ИГГД РАН). Для геохронологических исследований были использованы наиболее прозрачные, однородные кристаллы бадделеита, подвергнутого многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне, 1М HNO₃ и 1М HCl. При этом после каждой ступени зерна промывались особо чистой водой. Химическое разложение бадделеита выполнялось по модифицированной методике

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1: ESM_1.xlsx – Результаты измерения стандартных образцов; Supplementary 2: ESM_2.xlsx – Составы минералов в дольритах ВДК; Supplementary 3: ESM_3.xlsx – U-Pb данные для обр. Са-812-16; Supplementary 4: ESM_4.xlsx – U-Pb данные для обр. Са-554-3; Supplementary 5: ESM_5.xlsx – Состав вмещающих пород.

Т.Е. Кроу (Krogh, 1973) в тефлоновых капсулах, помещенных в резервуар для разложения системы Paгг, при этом ^{202}Pb - ^{235}U трассер добавлялся непосредственно перед разложением.

Изотопные анализы выполнены на масс-спектрометре TRITON TI при помощи счетчика ионов. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 1–5 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась с использованием программ “PbDAT” (Ludwig, 1991) и “ISOPLOT” (Ludwig, 2003). При расчете возрастов применялись общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jäger, 1977). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Зерна циркона, выделенные из проб (“неизвестные”) совместно с цирконовыми стандартами (Pb/U, Temora (Black et al., 2003) и концентраты U, 91500 (Wiedenbeck et al., 1995)), были помещены в эпоксидную матрицу (“шайбу”, смола Buehler Erockwick®) и сошлифованы примерно до половины толщины (алмазный абразив 3 мкм). Затем шайба отмывалась от загрязнений и цирконы фотографировались в проходящем и отраженном свете, а также (после напыления слоя золота) с применением BSE и катодоллюминесцентного детекторов (СЭМ CamScan MX2500S, UK). Полученные фотографии используются нами для выбора аналитических точек и определения природы цирконов.

In-situ U-Pb анализы выполнялись с использованием SIMS SHRIMP-II в Центре изотопных исследований Всероссийского геологического института (г. Санкт-Петербург, ЦИИ ВСЕГЕИ) в одноколлекторном режиме сканирования по массам в соответствии со стандартным протоколом (Lagionov et al., 2004). Размер аналитического кратера составлял 25×20 мкм. Замеры ионных токов на девяти массах ($^{196}\text{Zr}_2\text{O}$ к ^{254}UO , четыре масс-спектра на анализ) выполнялись на ВЭУ. Каждый четвертый анализ выполнялся на Pb/U стандарте Temora (1 σ неопределенность калибровки стандарта приведена в Supplementary 2, ESM_2.xlsx). Полученные первичные результаты обрабатывались с применением макросов Excel-2003 SQUID v2.50 (Ludwig, 2009) и ISOPLOT/Ex 3.75 (Ludwig, 2012), нерадиоогенный Pb скорректирован, используя измеренное $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и модельные значения (Stacey, Kramers, 1975), возрасты рассчитаны с константами распада (Steiger, Jäger, 1977). Обсуждаемые в тексте датировки приведены с погрешностью 2σ , результаты индивидуальных анализов в таблицах даны с погрешностью 1 σ .

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геология и петрография

Северный сегмент базитовой дайки, обнажающийся в районе Медвежьей губы (рис. 1б, 1в), прослежен по простиранию на расстояние более 1 км и имеет мощность около 200 м. Базиты слагают вытянутую в северо-восточном направлении гряды. В западном обрывистом склоне гряды обнажаются тонкозернистые и мелкозернистые долериты, что может указывать на близость к контакту дайки, перекрытому четвертичными отложениями, и на его субвертикальное залегание. Восточный контакт дайки перекрыт рыхлыми отложениями, базиты вблизи контакта рассланцованы. С востока вмещающие породы представлены слабо огнейсованными среднезернистыми трондьемитами (обр. Са-812-16), с запада – микроклиновыми гранитами (обр. Са-813-2), содержащими фрагменты базитов размером до 1 м. Базиты массивны, сложены преимущественно амфиболом, плагиоклазом, биотитом и калиевым полевым шпатом, для них характерно высокое содержание апатита и титанита. В северной части выходов ВДК сечется дайкой амфиболитизированных мелкозернистых долеритов северо-восточного простирания 10° , мощностью около 1.5 м, погружающейся на северо-запад под углом 50° .

Породы ВДК сохранили массивность и слабо рассланцованы лишь в восточной части тела (обр. Са-812-1, 2) (рис. 1в). Зоны рассланцевания выполнены хлоритом и карбонатом, что свидетельствует о низких *P-T* параметрах преобразований, примерно соответствующих зеленосланцевой фации. Наиболее поздние преобразования выражены в формировании тонких пренит-хлоритовых жил. В большинстве изученных образцов в восточной и центральной частях тела пироксены уралитизированы и амфиболитизированы, а плагиоклаз сосюртитизирован или серицитизирован (рис. 1в, 2). Вместе с тем изученные образцы, за исключением обр. Са-812-1, 2 сохранили реликты первичных клинопироксена и плагиоклаза.

Дайка имеет простое внутреннее строение. Вблизи западного контакта обнажены мелкозернистые долериты пойкилоофитовой структуры, которые вглубь тела сменяются мелкозернистыми долеритами пойкилитовой структуры с редкими вкрапленниками плагиоклаза размером до 3 см. По направлению к центру тела зернистость пород увеличивается, вплоть до крупнозернистых габбро-долеритов и пегматоидных разновидностей, обнажающихся в обр. Са-812-3, 4 (рис. 1в, 2б, 2в). В пределах изученного сегмента ВДК отсутствуют макроскопические признаки внутрикамерной дифференциации – расслоенность, наблюдается отчетливая и резкая смена составов пород. Преобладают равномернозернистые массивные долериты и габбро (рис. 1в, 2).

Реликтовые минеральные ассоциации позволяют классифицировать породы как габбро, в редких случаях как оливинсодержащие габбро. Клинопироксен в большинстве случаев уралитизирован и обрастает каймой гастингсита (рис. 2г). Пироксены из габбро, долеритов и в основной массе порфиroidных пород слабо зональны и представлены авгитом. В крупнозернистых долеритах из центральной части тела они имеют магнезиальность $X_{Mg} = 0.61-0.65$, в пироксенах из краевой части тела $X_{Mg} = 0.65-0.69$ (Supplementary 3, ESM_3.xlsx). Включения клинопироксена в крупных вкрапленниках плагиоклаза представлены диопсидом ($X_{Mg} = 0.61$) и авгитом ($X_{Mg} = 0.66$) (рис. 2б, 3а). Для всех пироксенов характерно умеренное содержание Al и Ti и низкие содержания Na и Cr (Supplementary 2, ESM_2.xlsx).

Плагиоклаз слагает до 50% объема долеритов и габбро-долеритов, а также крупные (до 3 см) фенокристаллы в порфиroidных породах. Во вкрапленниках плагиоклаз состава An_{65-60} интенсивно серицитизирован и сохраняется лишь в единичных реликтовых участках (рис. 2ж, 2з). Зональность в фенокристаллах не диагностируется, лишь краевые части зерен имеют более кислый состав (An_{50}). В остальных случаях плагиоклаз образует крупные лейсты и таблитчатые зерна: слабо зональные (An_{57-45}) крупные зерна, а также более кислые (An_{35-30}) мелкие лейсты. В интерстициях кристаллизуется альбит (An_{4-8}). Оливин в породах не сохранился, однако ойкокристисты клинопироксена в породах западной части тела содержат мелкие округлые включения (рис. 2д), которые, судя по форме и характеру замещения, могли быть сложены оливином. Кроме того, породы содержат продукты замещения Fe-Mg минерала, вероятно, оливина, исходя из морфологии зерен, реликтам отдельности, составу продуктов замещения, среди которых преобладают оксиды железа (рис. 2е). Такой характер замещений типичен для оливинов низкой магнезиальности (<0.6). Включения такого типа характерны для пород восточной части тела (обр. Са-812-5, 8). Биотит диагностирован в виде единичных реликтовых зерен в породах хорошей сохранности в центральной части тела. В амфиболитизированных разновидностях биотит формирует кайму вокруг рудных минералов и кристаллизуется совместно с метаморфическим амфиболом. Содержание биотита в породах не превышает первых процентов. Среди рудных фаз преобладает Ti-V магнетит с крупными ламелями ильменита. Во вкрапленниках плагиоклаза и крупных зернах пироксена рудная фаза представлена ильменитом с единичными ламелями оксидов железа. Халькопирит установлен в виде идиоморфных зерен в интерстициях крупных лейст плагиоклаза. Акцессорные апатит, бадделеит и циркон кристаллизовались в интерстициях сов-

местно с кварцем, апатитом и биотитом. Циркон формирует крупные идиоморфные существенно метамиктизированные зерна в пегматоидных разновидностях (рис. 4а, 4б). Бадделеит образует идиоморфные прозрачные и полупрозрачные зерна хорошей сохранности или имеющие оболочки циркона зерна (рис. 4в, 4г).

Результаты U-Pb геохронологических исследований

Великая дайка Кольского полуострова. Более 200 зерен бадделеита размером 30–100 мкм было выделено из крупнозернистого долерита, отобранного в центральной части тела (обр. Са-812-4, рис. 1в). Бадделеит образует пластинчатые и псевдопризматические кристаллы, цвет которых изменяется от светло-коричневого до темно-коричневого. На некоторых кристаллах присутствуют оболочки прозрачного циркона.

Для U-Pb геохронологических исследований были использованы четыре микронавески (1–6 кристаллов) наиболее чистого бадделеита. Как видно из табл. 1 и рис. 5а, бадделеит конкордантен или характеризуется незначительной (1.6–4.8%) прямой возрастной дискордантностью, связанной с присутствием субмикронных оболочек циркона, образовавшегося в результате наложенных процессов. Конкордантный возраст бадделеита составляет 2680 ± 6 млн лет, СКВО = 0.26, вероятность конкордантности 0.61. Он совпадает с возрастом 2686 ± 6 (СКВО = 1.9), определяемым верхним пересечением дискордии, рассчитанной для все точек изотопного состава; нижнее пересечение соответствует возрасту 1150 ± 130 млн лет).

Трондьемит, обр. Са-812-16. Циркон, выделенный из образца трондьемита, отобранного вблизи восточного контакта дайки (рис. 1в), представлен суб- и идиоморфными призматическими и удлиненно-призматическими кристаллами, ребра многих зерен сглажены. В проходящем свете наблюдаются трещины и концентрическая зональность роста, включения немногочисленны. Катодолюминесцентные (CL) исследования демонстрируют осцилляционную тонкополосчатую зональность, кроме того, нередко обнаруживаются оболочки с низкой интенсивностью люминесценции.

Для U-Th-Pb геохронологических исследований (SHRIMP-II) было использовано 10 зерен циркона, при этом анализировались как ядра, так и оболочки. В отдельных кристаллах (зерно 4 на рисунке в Supplementary 3, ESM3.xlsx) распознаются две разные CL-оболочки (зоны роста). Большинство полученных U-Pb результатов существенно дискордантны, и только для четырех анализов получены конкордантные возрасты, при этом два из них получены для центральных частей зонального циркона, средневзвешенное значение возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) которого состав-

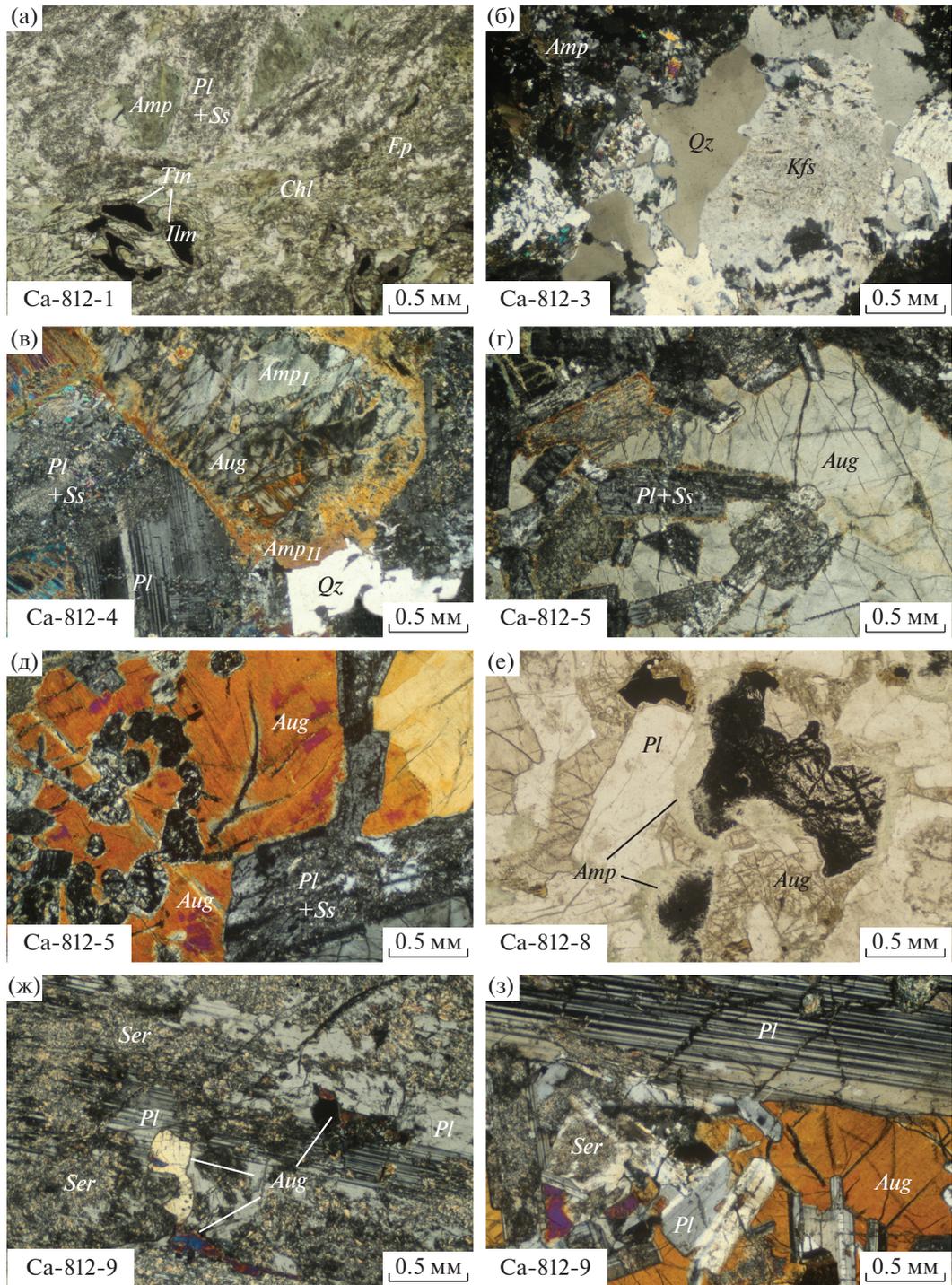


Рис. 2. Фотографии шлифов пород ВДК. (а) – метаморфизованный долерит в восточной части тела; (б) – кварц и калиевый полевой шпат в интерстициях крупных зерен амфиболитизированного пироксена в пегматоидных долеритах; (в) – реликты авгита и плагиоклаза в пегматоидных долеритах центральной части тела, образец из которого был извлечен бадделеит; (г) – реликтовое зерно авгита в крупнозернистых долеритах. Включения округлой формы в авгитах сложены преимущественно оксидами железа; (д) – ойкокристалл авгита в крупнозернистых долеритах, содержащий лейсты интенсивно измененного плагиоклаза; (е) – долерит с крупным зерном замещенного оливина(?), окруженного каймой амфибола. Черное на фото – оксиды железа; (ж) – включения авгита в центральной части крупного вкрапленника плагиоклаза в долеритах западной части тела; (з) – краевая часть крупного вкрапленника плагиоклаза и вмещающие пойкилоофитовые долериты. Символы минералов приведены по (Warr, 2021), Ss – соссорит, Ser – серицит.

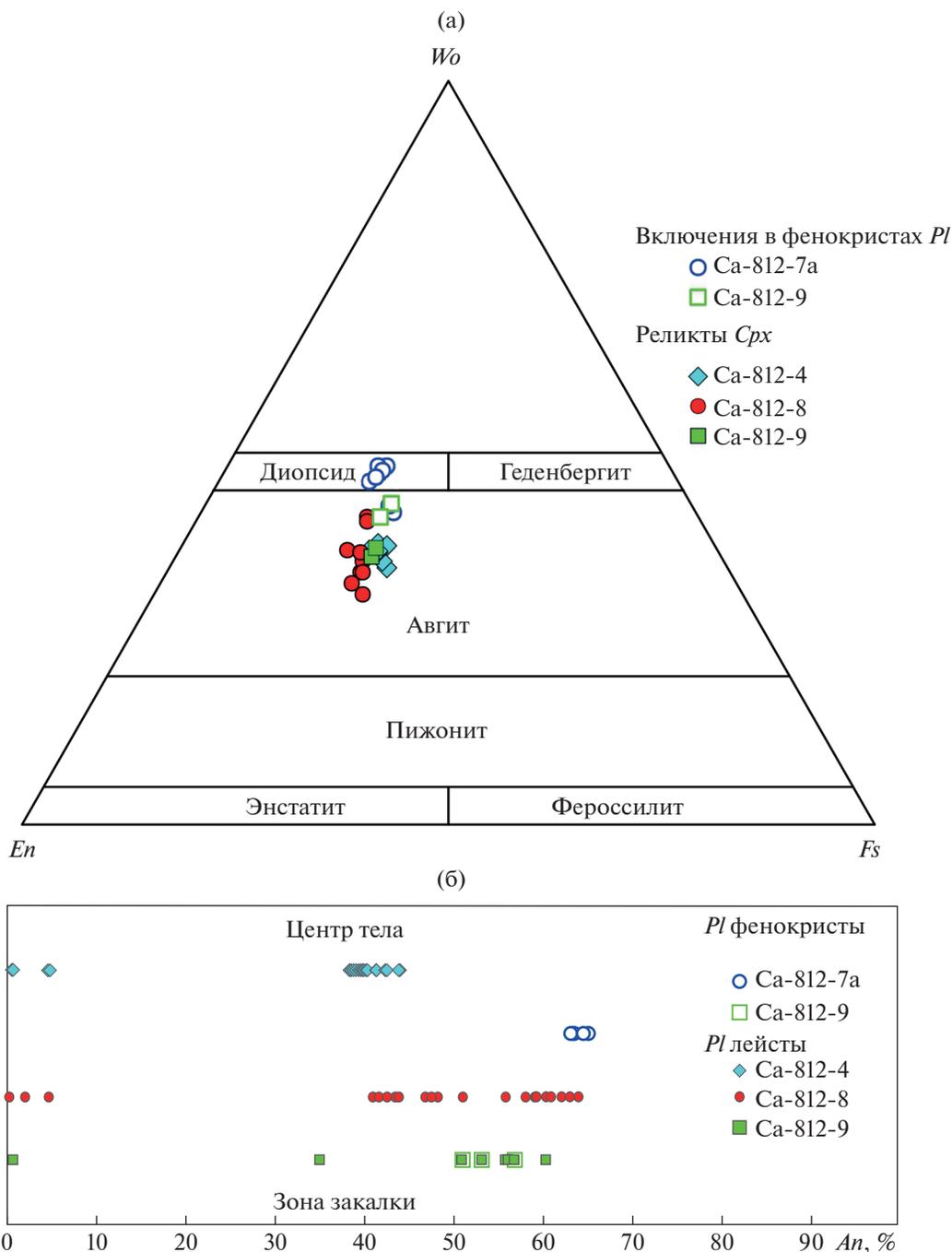


Рис. 3. Вариации составов клинопироксена и плагиоклаза в породах ВДК.

(а) – положение точек составов клинопироксенов на диаграмме волластонит (Wo)–энстатит (En)–ферросилит (Fs) (Morimoto et al., 1988), (б) – вариации состава плагиоклаза, An , % – содержание анортитового минала.

ляет 2.75 млрд лет (Supplementary 2, ESM_2.xlsx, рис. 5б). Два других анализа участков циркона с невыраженной зональностью (1 край и 1 центр) дают возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$), <2.72 млрд лет (Supplementary 2, ESM_2.xlsx, рис. 5б). Многочисленные трещины в цирконах могут служить каналами для диффузии радиогенного Pb, что объясняет девиацию почти половины результатов (включая полу-

ченные из центральных доменов с зональностью роста) от идеальной линии регрессии (СКВО для всех результатов ~6). Таким образом, значение возраста, полученное для незональных цирконов, может являться результатом потери Pb, а не отражать возраст отдельного геологического процесса. Возраст ($^{207}Pb/^{206}Pb$) ядер, две точки изотопного состава которых располагаются на конкордии

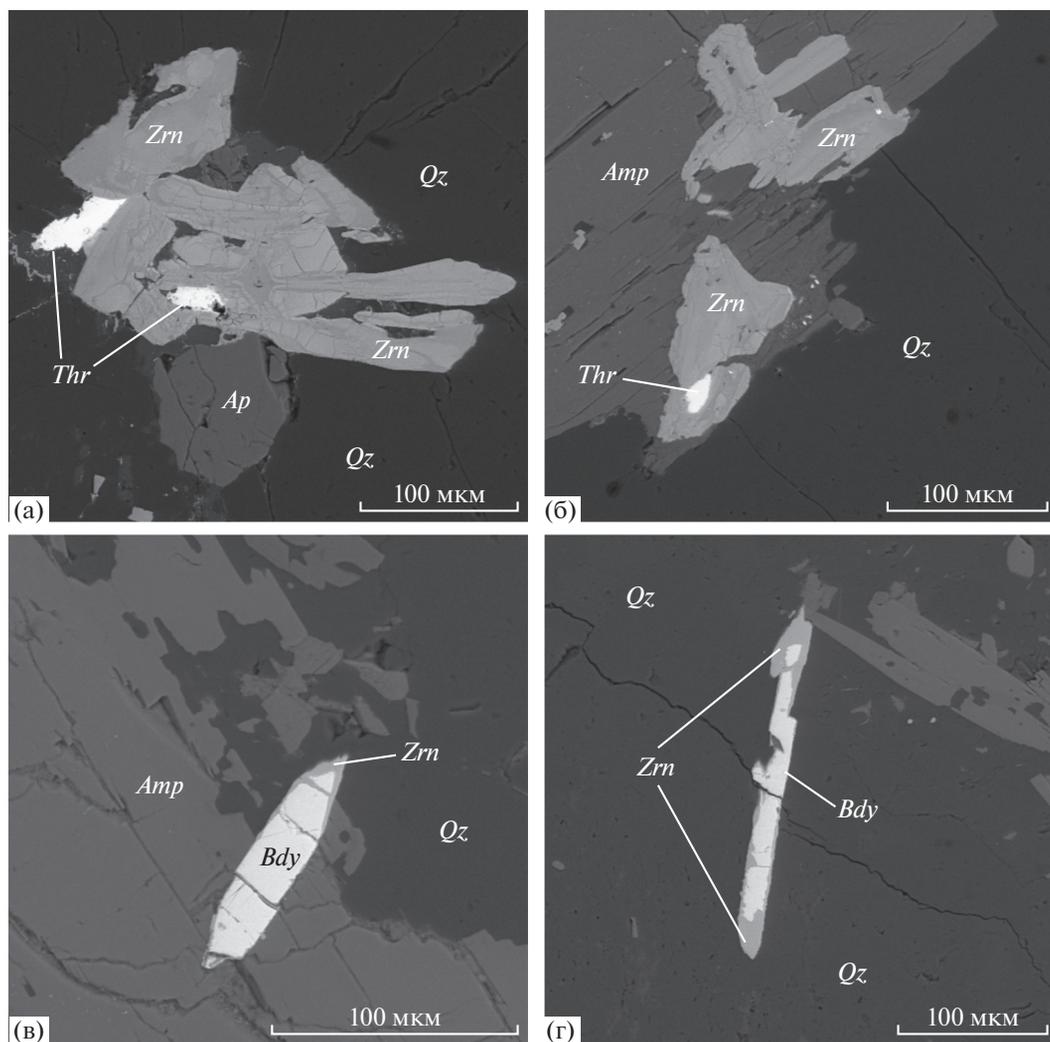


Рис. 4. Микрофотографии циркона и бадделеита в пегматоидных долеритах (обр. Са-812-3) (сканирующий электронный микроскоп, фото в обратно-отраженных электронах). Метамиктизированный циркон с включениями торита в кварце (а) и амфиболе (б). Бадделеит со следами замещения цирконом (в, г). Символы минералов по (Warr, 2021).

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопных исследований бадделеита из долеритов ВДК

№ п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика (цвет и габитус)	U/Pb*	Pb _c /Pb _t	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
				²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^б	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^б	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
1	>45, 6 зер., св.-кор., пласт.	2.1	0.01	904	0.1777 ± 4	0.0132 ± 2	11.6277 ± 383	0.4746 ± 11	0.73	2575 ± 7	2504 ± 6	2631 ± 4
2	>45, 5 зер., св.-кор., пласт.	2.0	0.07	337	0.1798 ± 3	0.0146 ± 2	12.0859 ± 495	0.4874 ± 18	0.92	2611 ± 10	2560 ± 9	2651 ± 3
3	>45, 3 зер., т-кор., пласт.	1.7	0.09	271	0.1825 ± 2	0.0211 ± 2	12.6984 ± 253	0.5046 ± 8	0.89	2658 ± 5	2634 ± 5	2675 ± 2
4	>45, 1 зер., т-кор., пласт.	1.9	0.007	406	0.1830 ± 3	0.0046 ± 2	12.9903 ± 780	0.5147 ± 20	0.92	2679 ± 16	2677 ± 13	2681 ± 4

Примечание. *Навеска бадделеита не определялась; Pb_c – обычный свинец; Pb_t – общий свинец; ^aизмеренные изотопные отношения; ^бизотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U–²⁰⁶Pb/²³⁸U. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам.

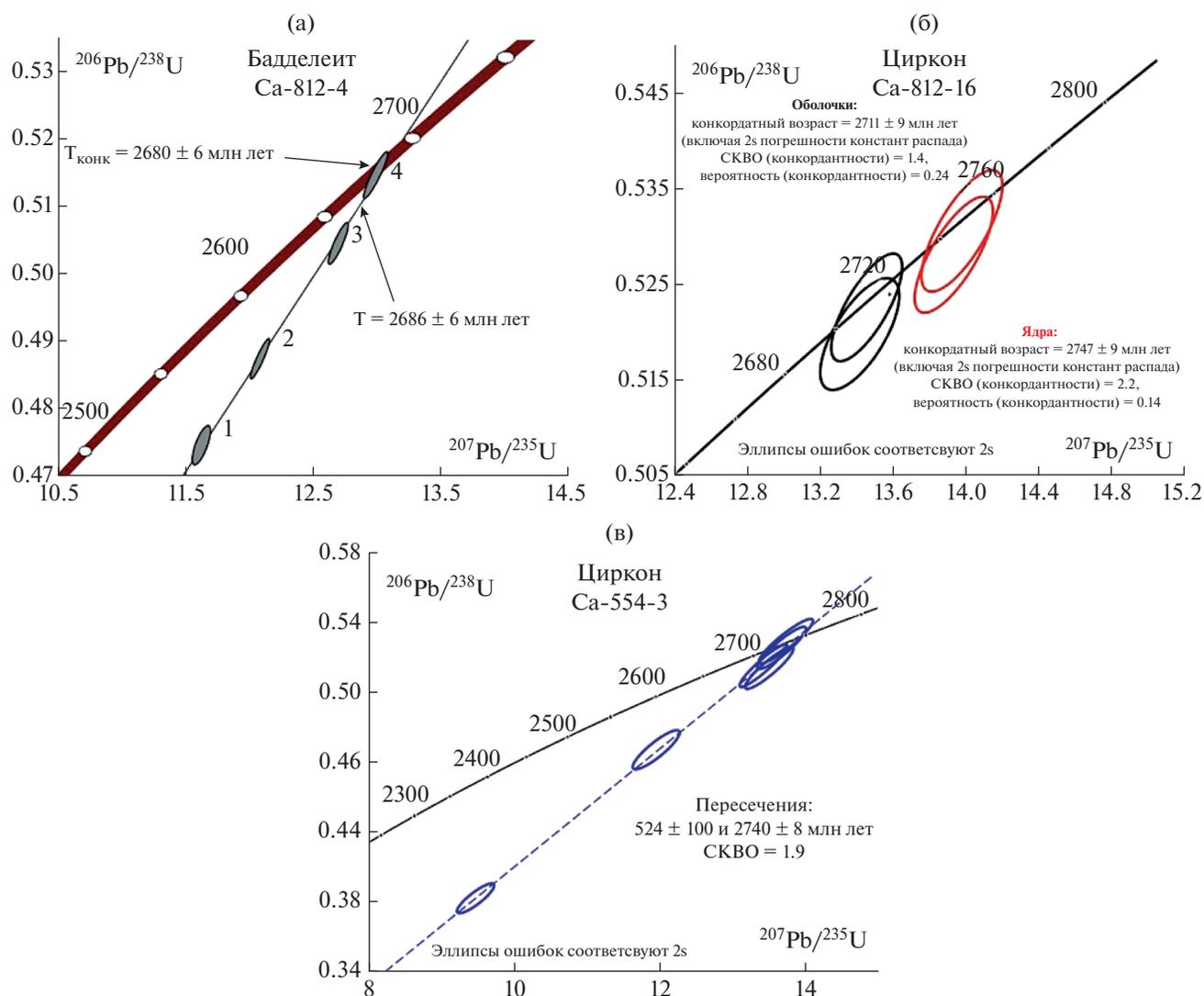


Рис. 5. Диаграммы с конкордией, на которых представлены результаты U-Pb геохронологических исследований: (а) – бадделеита (метод ID-TIMS) из долеритов ВДК, обр. Ca-812-4; (б) – циркона (метод SIMS, SHRIMP-II) из трондьемита, обр. Ca-812-16; (в) – циркона (метод SIMS, SHRIMP-II) из трондьемита, обр. Ca-554-3.

(6.1, 3.1) составляет 2747 ± 9 млн лет, а возраст оболочек (4.2, 10.1) соответствует 2711 ± 9 млн лет (рис. 5б, Supplementary 3, ESM_3.xlsx).

Трондьемит, обр. Ca-554-3. Из образца трондьемита Ca-554-3, отобранного восточнее ВДК, в районе пос. Дальние Зеленцы, выделены субидиоморфные, идиоморфные дипирамидально-призматические, прозрачные цирконы бледно-розовой окраски. В выборке преобладают трещиноватые, нередко с крупными (до 30–50 мкм) полифазными и гомогенными расплавленными(?) включениями зерна. В трех из 78 зерен замечены структуры, напоминающие унаследованные ядра. Ростовая зональность, вследствие низкой интенсивности катодолюминесценции (CL), выражена нечетко, однако в некоторых индивидах можно уверенно различить концентрическую осцилляторную и

секториальную структуры, указывающие на магматогенную природу цирконов. Низкая интенсивность CL вызвана, по-видимому, нарушением структуры (метамиктизацией) и вероятным присутствием примесей. Эти особенности, наряду с обилием включений и заметным удлинением зерен ($K_{\text{удл}} = 2.5-4$), что предполагает их быстрый рост, могут указывать на формирование данного циркона на позднемагматической стадии. Для этого циркона характерно повышенное содержание урана (300–4650 ppm) (Supplementary 4, ESM_4.xlsx). Для большей части проанализированных зерен (9 из 13) результаты U-Pb анализа сильно дискордантны ($D > 7\%$) и не аппроксимируются единой линией регрессии (СКВО = 65). Соответствующие возрасты, в зависимости от селекции результатов, варьируют от 2730 ± 11 млн лет (два наиболее конкор-

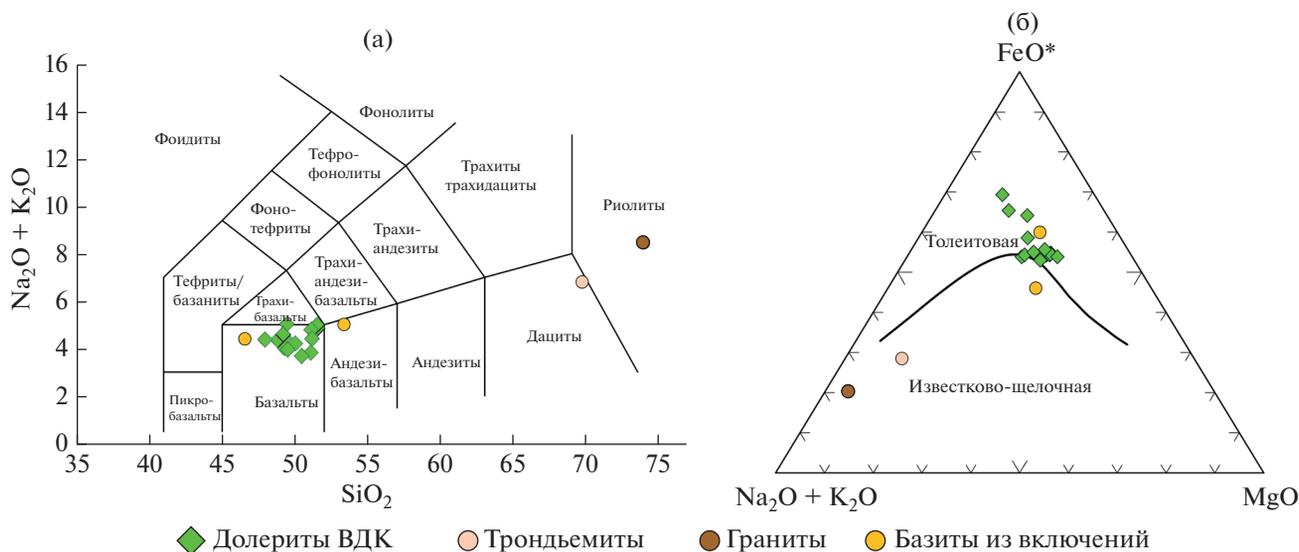


Рис. 6. Положение точек составов долеритов ВДК, вмещающих гранитоидов и включений в них на классификационных диаграммах: (а) – диаграмма TAS (Le Bas et al., 1986), (б) – диаграмма AFM (Irvine, Baragar, 1971).

дантных результата) до 2740 ± 8 млн лет ($\text{СКВО} = 1.9$, 6 результатов) (рис. 5в, Supplementary 4, ESM_4.xlsx). Учитывая то, что предполагаемые унаследованные ядра не анализировались, большую из приведенных граничных оценок можно считать предпочтительной (испытывавшей меньшие потери Pb).

Геохимия и Sr-Nd изотопная систематика

Долериты ВДК – это породы основного состава нормальной щелочности толеитовой серии (рис. 6), они характеризуются низкой магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 16-37$) и концентрацией MgO от 7 мас. % в краевой зоне до 3 мас. % в габбро-пегматитах (табл. 2). Для CaO, Sr и Ni характерны положительные корреляции с MgO , в то время как Fe_2O_3 , TiO_2 , Zr, Rb и другие несовместимые с базальтовым расплавом элементы демонстрируют отрицательную корреляцию с MgO (рис. 7). В породах, содержащих фенокристы плагиоклаза, наблюдаются более высокие (до 16.7 мас. %) содержания Al_2O_3 (табл. 2). Для наиболее дифференцированных пород характерен рост содержания Fe и Ti. Все изученные породы имеют обогащенные спектры легких РЗЭ ($(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.1-2.6$), слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.1-1.7$) и отрицательные аномалии высокозарядных элементов, наиболее проявленные для ниобия: $\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0.19-0.25$ (рис. 8а, табл. 2).

Вмещающие гранитоиды отвечают по составу трондьемитам и гранитам и имеют составы, типичные для гранитоидов западной части Мурманского кратона (Козлов и др., 2006). Мафические включения в гранитах по составу отвечают умеренно-магнезиальным ($\text{MgO} = 6.5$ мас. %) ба-

зальтам нормального ряда щелочности с высоким содержанием P_2O_5 , аномально высокими концентрациями большинства несовместимых элементов и резкой отрицательной Eu-аномалией и всех высокозарядных элементов (рис. 8, Supplementary 5, ESM_5.xlsx).

Первичный изотопный состав неодима в базитах, отобранных их разных частей ВДК, имеет небольшие вариации величин $\epsilon_{\text{Nd}}(2680)$ от -0.14 до $+0.56$ (табл. 3). Первичный изотопный состав стронция в базитах варьирует в широких пределах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{2680}$ от 0.7000 до 0.7075 (табл. 4).

Гранитоиды в западном и восточном обрамлении ВДК, в пересчете на возраст внедрения дайки (2680 ± 6 млн лет), имеют меньшие по сравнению с базитами величины ϵ_{Nd} от -0.13 до -0.84 и ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{2680}$ от 0.6993 в трондьемите до 0.7049 в граните (табл. 3, 4).

ОБСУЖДЕНИЕ

Возрастная позиция ВДК в истории формирования Мурманского кратона

Возраст внедрения ВДК надежно установлен по результатам датирования бадделейта и составляет 2680 ± 6 млн лет. Менее определенным является возраст вмещающих гранитоидов. В трондьемите циркон потерял большую часть радиогенного свинца, и лишь единичные сохранные участки кристаллов дают две оценки возраста. Более древний возраст 2.75 млрд лет назад, по-видимому, соответствует возрасту протолита трондьемита и определяет время магматической кристаллизации. Значение более молодого возраста (2.72 млн лет), полу-

Таблица 2. Химический состав пород ВДК

Компоненты	Ca-812-1	Ca-812-2	Ca-812-3	Ca-812-4	Ca-812-5	Ca-812-6	Ca-812-7	Ca-812-8	Ca-812-9	Ca-812-10	Ca-812-11	Ca-812-14	Ca-812-15
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	47.65	48.27	50.72	48.10	49.66	48.61	47.97	48.52	46.98	47.39	50.20	49.87	49.90
TiO ₂	1.33	2.01	2.34	1.94	1.17	1.19	0.98	0.98	1.15	1.09	1.09	1.15	1.18
Al ₂ O ₃	16.32	14.59	12.95	12.71	13.87	14.25	16.42	16.64	16.15	16.65	15.40	15.61	14.83
Fe ₂ O ₃	13.21	16.46	17.66	16.83	12.63	12.72	12.74	12.96	14.09	12.17	11.60	11.66	12.09
MnO	0.23	0.27	0.27	0.26	0.20	0.21	0.18	0.18	0.19	0.17	0.18	0.18	0.20
MgO	5.03	3.78	3.01	5.10	6.66	6.64	6.79	6.91	6.90	6.36	5.06	5.12	5.58
CaO	8.40	7.02	6.41	9.09	9.30	9.35	8.16	7.79	7.88	7.88	9.02	9.27	9.44
Na ₂ O	3.76	3.77	3.77	3.15	2.95	3.22	3.01	2.98	3.27	3.59	3.43	3.35	3.21
K ₂ O	0.54	1.14	1.03	1.14	0.78	0.87	0.90	0.91	1.02	0.84	1.44	1.34	1.10
P ₂ O ₅	0.19	0.30	0.41	0.17	0.15	0.15	0.14	0.16	0.17	0.16	0.20	0.16	0.16
П.п.п.	3.08	2.18	1.14	1.31	2.42	2.62	2.53	1.79	1.98	3.47	2.18	2.06	2.10
Сумма	99.74	99.79	99.71	99.80	99.79	99.83	99.82	99.82	99.78	99.77	99.80	99.77	99.79
Li	12.2	12.2	7.4	5.7	12.5	16.2	10.9	7.4	9.2	21.0	11.0	10.5	14.1
V	278	439	405	384	258	246	170	172	176	167	223	227	248
Cr	60.5	27.2	10.3	33.7	201	185	80.1	60.3	50.9	47.0	94.4	97.7	121
Co	54.0	47.0	45.2	59.7	56.3	52.9	65.1	70.2	68.5	64.0	44.6	42.6	44.4
Ni	74.9	34.7	17.2	64.0	83.2	76.4	147	167	165	154	62.5	54.8	59.8
Cu	104	129	99.6	228	90.2	83.4	77.2	84.7	90.9	89.1	63.2	76.8	78.7
Zn	136	185	183	128	99.0	94.76	95.3	102	106	101	97.2	92.8	94.9
Rb	22.2	48.7	33.3	27.1	20.8	22.5	25.0	28.4	28.9	23.1	39.6	33.4	27.5
Sr	469	333	223	248	304	310	332	340	352	370	344	316	305
Y	17.5	29.7	41.1	21.8	19.3	18.1	13.6	14.2	14.7	14.3	18.6	16.3	17.0
Zr	58.2	105	196	64.0	66.4	64.4	62.7	68.2	70.4	70.9	72.7	68.6	63.3
Nb	4.18	7.03	10.2	3.75	2.89	2.80	2.66	2.75	3.13	2.97	3.57	2.79	2.77
Ba	175	409	766	446	314	334	313	358	397	333	681	559	578
La	14.8	23.8	34.2	14.3	12.2	12.3	11.5	12.0	13.1	12.1	15.2	12.0	11.9
Ce	31.0	50.8	73.1	23.6	20.3	20.5	19.0	19.9	21.7	21.4	25.3	21.0	20.9
Pr	3.86	6.42	8.86	4.04	3.52	3.49	3.14	3.22	3.47	3.29	4.15	3.31	3.27
Nd	15.7	25.4	36.1	17.8	15.3	15.0	13.4	13.6	14.8	14.3	17.4	14.3	14.4
Sm	3.63	5.75	8.10	4.21	3.68	3.62	3.00	3.09	3.25	3.13	3.97	3.28	3.39
Eu	1.30	1.88	2.67	1.64	1.24	1.28	1.14	1.17	1.21	1.16	1.37	1.27	1.26
Gd	3.83	6.15	8.50	4.44	3.94	3.83	3.10	3.21	3.32	3.23	4.09	3.44	3.61
Tb	0.56	0.89	1.27	0.71	0.62	0.61	0.48	0.48	0.51	0.48	0.64	0.54	0.56
Dy	3.52	5.54	7.77	4.31	3.78	3.72	2.91	2.91	3.11	2.99	3.81	3.28	3.42
Ho	0.71	1.10	1.55	0.88	0.77	0.74	0.60	0.58	0.61	0.60	0.74	0.67	0.68
Er	2.04	3.19	4.52	2.52	2.21	2.18	1.68	1.72	1.80	1.73	2.24	1.96	2.01
Tm	0.29	0.46	0.65	0.47	0.41	0.38	0.31	0.30	0.32	0.30	0.37	0.33	0.33
Yb	1.85	2.93	4.11	3.13	2.71	2.59	1.99	2.01	2.06	1.94	2.49	2.10	2.12
Lu	0.27	0.42	0.60	0.36	0.31	0.31	0.24	0.24	0.26	0.25	0.32	0.28	0.29
Hf	1.45	2.62	4.51	1.64	1.79	1.69	1.50	1.65	1.64	1.64	1.95	1.77	1.67
Pb	17.73	9.86	10.92	7.44	6.72	4.70	4.15	4.05	4.16	4.37	4.79	4.21	6.04
Th	2.76	4.60	6.53	2.60	2.24	2.22	2.13	2.05	2.28	2.17	2.49	2.17	2.14
U	0.60	1.03	1.46	0.56	0.54	0.53	0.52	0.54	0.55	0.54	0.63	0.54	0.55
Mg#	0.30	0.20	0.16	0.25	0.37	0.37	0.37	0.37	0.35	0.37	0.33	0.33	0.34
Nb/Nb*	0.24	0.24	0.25	0.22	0.20	0.19	0.19	0.20	0.21	0.21	0.21	0.20	0.20

Примечание. 1 – рассланцованный метаморфизованный долерит, 2 – крупнозернистый габбро-долерит, 3 – крупнозернистый габбро-долерит, 4 – крупнозернистый габбро-долерит, 5 – метаморфизованный габбро-долерит, 6 – габбро-долерит, 7–9 – *P*-порфировый габбро-долерит, 10 – мелкозернистый долерит, 11–13 – габбро-долерит. Mg# = MgO/(MgO + FeO_{tot}), Nb/Nb* = Nb_{PM}/(Th_{PM} × La_{PM})^{1/2}.

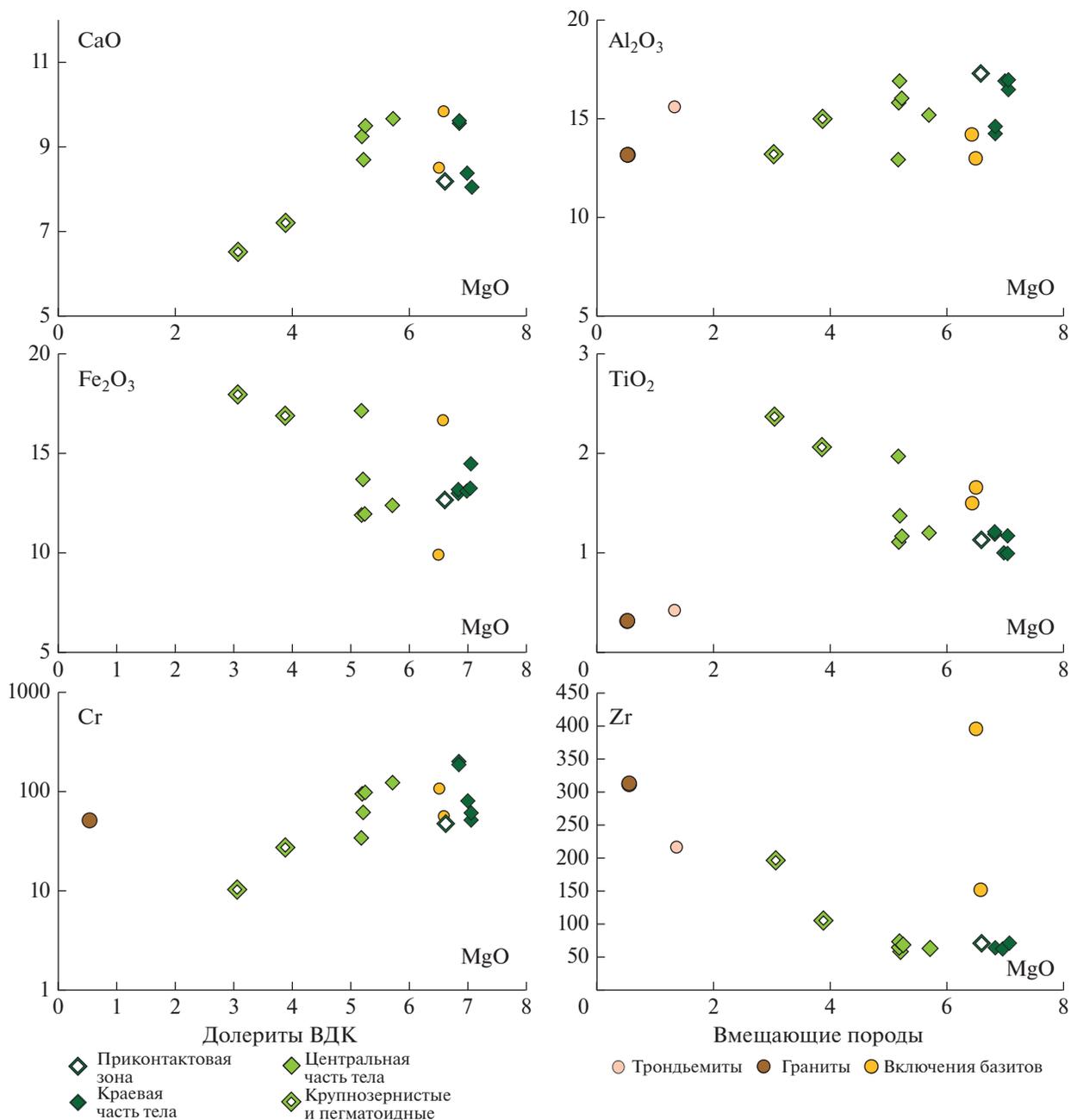


Рис. 7. Вариации содержаний оксидов петрогенных элементов, Cr и Zr относительно MgO в долеритах ВДК, вмещающих гранитоидах и включениях базитов в них.

Положение образцов долеритов ВДК в пределах тела показано соответствующими значками на рис. 1в.

ченного по незональным краевым и центральным участкам зерен, вследствие возможных потерь свинца, остается неопределенным. Можно предположить, что более молодой возраст отвечает времени эндогенной переработки протолита, которая была либо связана с внедрением массивов поздних двуполевошпатовых гранитов, которые имеют в регионе широкое распространение и завершают неархейский кислый магматизм в западной

части Мурманского кратона, либо с метаморфическими преобразованиями, возможно, являющимися следствием термальной переработки при внедрении даек базитов.

Базиты ВДК контрастно отличаются от базитов из включений в гранитах, прежде всего более низкими концентрациями рассеянных и редкоземельных элементов (рис. 7, 8). Они также контрастно отличаются от метабазитов архейских зеленока-

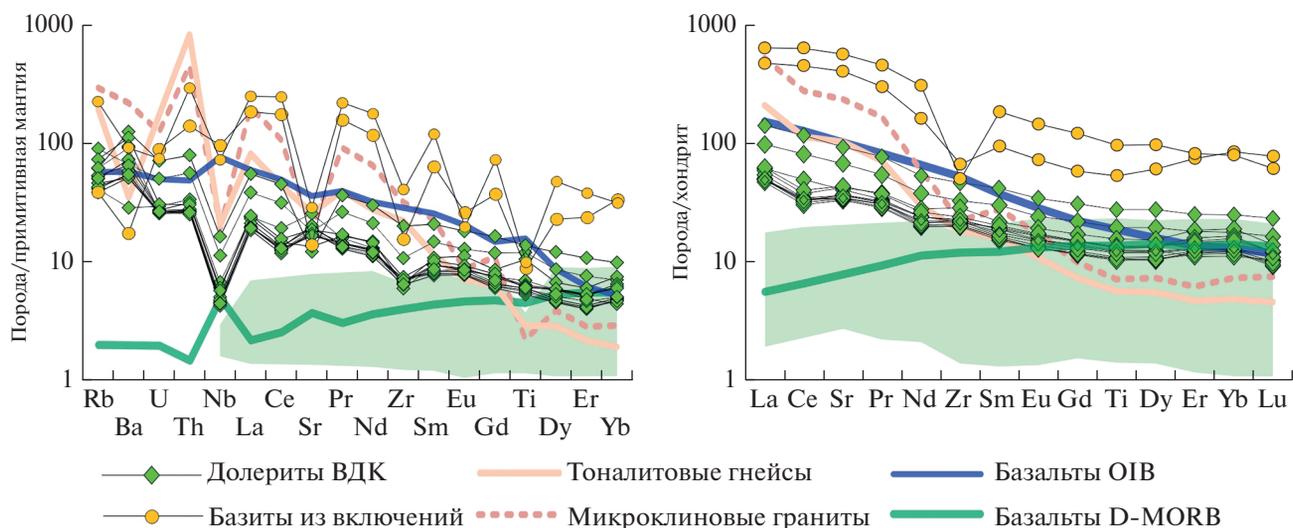


Рис. 8. Характер распределения рассеянных и редкоземельных элементов в долеритах ВДК, вмещающих гранитоидах и включениях в них, базальтах и коматиитах архейских зеленокаменных поясов Кольско-Норвежской провинции (зеленое поле, Вревский, 2018), базальтах D-MORB (Klein, 2003) и OIB (Sun, McDonough, 1989). Нормирование по (McDonough, Sun, 1995).

менных поясов полосы Ура-Губа–Колмозеро–Воронья (Вревский, 2018). Базиты зеленокаменных поясов значительно более магнезиальны, а концентрации рассеянных элементов в них существенно более низкие, чем в долеритах ВДК (рис. 8). Столь значимые различия составов пород свидетельствуют о том, что базиты ВДК представляют отдельный самостоятельный эпизод архейского основного магматизма в истории формирования Мурманского кратона. Включения, аналогичные по морфологии и составу включениям в гранитах, вмещающих ВДК, широко развиты в разных частях Мурманского кратона (Козлов и др., 2006 и наши данные). В отдельных участках такие включения формируют ореолы вокруг небольших базитовых массивов или цепочки на простирании базитовых даек. Морфологические особенности базитовых включений и их повсеместная ассоциация с гранитами (Козлов и др., 2006), обогащенный

характер базитов, типичный для санукитодиной серии (Ларионова и др., 2007) могут указывать на одновременное внедрение базитовых и кислых магм без их смешивания, т.е. на минглинг (Wilcox, 1999). Такой процесс в фанерозое наиболее характерен для постколлизийных обстановок при распаде коллизийных орогенов (Склярков, Федоровский, 2006).

Полученные нами и опубликованные ранее данные о возрасте гранитов 2.72–2.75 млрд лет в других частях Мурманского кратона (Козлов и др., 2006) указывают на относительно небольшой, от 20 до 50 млн лет, возрастной интервал между завершением корообразующих процессов в Мурманском кратоне и внедрением ВДК. Значительная мощность и протяженность ВДК являются отражением высокой интенсивности процессов растяжения при формировании дайки, а наличие

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для базитов ВДК и вмещающих гранитоидов

Номер образца	Порода	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	T^* , млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T(\text{DM})^{**}$
Ca-812-1	Рассланцованный метадолерит	3.77	17.0	0.13423	0.511546	0.000006	2680	0.24	3060
Ca-812-4	Крупнозернистый долерит	3.46	14.9	0.14045	0.511672	0.000006	2680	0.56	3059
Ca-812-9	Pl-порфиновый долерит	3.01	13.8	0.13183	0.511509	0.000007	2680	0.35	3039
Ca-812-10	Мелкозернистый долерит	2.79	12.8	0.13197	0.511486	0.000007	2680	-0.14	3085
Ca-812-16	Трондьемит	3.94	27.8	0.08552	0.510629	0.000005	2750	0.17	2980
Ca-813-2	Гранит	7.61	63.7	0.07216	0.510429	0.000005	2720	0.52	2913

* Возраст по данным U-Pb датирования бадделеита и циркона (см. текст).

** Модельный возраст по отношению к деплетированной мантии (Goldstein, Jacobsen, 1988).

Таблица 4. Rb-Sr изотопные данные для базитов ВДК и вмещающих гранитоидов

Номер образца	Порода	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2s$	T*, млн лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$
Ca-812-1	Рассланцованный метадолерит	21.7	483	0.1301	0.712510	0.000015	2680	0.707462
Ca-812-4	Крупнозернистый долерит	32.6	297	0.3171	0.713631	0.000010	2680	0.701333
Ca-812-9	<i>Pl</i> -порфиновый долерит	34.1	386	0.2562	0.709973	0.000009	2680	0.700035
Ca-812-10	Мелкозернистый долерит	27.7	402	0.1993	0.711212	0.000009	2680	0.703483
Ca-812-16	Трондьемит	104	438	0.6846	0.725865	0.000014	2680	0.699310
Ca-813-2	Гранит	108	300	1.0422	0.745344	0.000009	2680	0.704918

* Возраст по данным U-Pb датирования бадделеита и циркона (см. текст).

закаленных пород в контактовой части тела свидетельствуют о существенном температурном градиенте магм ВДК и вмещающих гранитоидов. Внедрение крупных мафических даек сразу после главного корообразующего события — довольно распространенное явление для докембрийских щитов. Так, считается, что Великая дайка Зимбабве маркирует завершение корообразующих процессов в кратоне Зимбабве (Oberthür et al., 2002). Этап стабилизации континентальной коры и завершение корообразующих процессов маркируют и неорархейские мафические дайки в Северо-Китайском кратоне и кратоне Илгарн (Li et al., 2010; Stark et al., 2018).

Внутрикамерная эволюция базитового расплава ВДК

Несмотря на проявленную в большинстве образцов частичную амфиболизацию пироксена и сосюритизацию плагиоклаза, большая часть пород сохранила реликты первичных минералов и структур (рис. 2). Породы сохранили также первичные геохимические и изотопные характеристики. Исключением являются рассланцованные и хлоритизированные метабазиты вблизи восточного контакта дайки (обр. Ca-812-1, рис. 2а). В этих породах изменения выражены в уменьшении содержаний K_2O , Rb и в значительных незакономерных вариациях первичного изотопного состава стронция, свидетельствующих о нарушении Rb-Sr изотопной системы (табл. 2, 3).

Постепенные изменения состава пород от краев к центру дайки, отсутствие внутренних зон закалки и других свидетельств многократного внедрения расплавов свидетельствует о формировании ВДК в результате одного эпизода внедрения магм. При кристаллизации этого большого объема магмы внутрикамерная дифференциация имела место, но степень дифференциации *in situ* была незначительна — в породах не выявлены расслоенность, кумулятивные структуры, являющиеся признаками процессов фракционной кристаллизации. Вместе с тем процессы внутрикамерной дифференци-

ции обусловили высокие концентрации несовместимых элементов в низкомагнезиальных породах центральной части тела (рис. 7, 8), что связано с их накоплением в остаточных расплавах. Рост содержания Al_2O_3 в ряде образцов в значительной степени обусловлен наличием фенокристов плагиоклаза в породах.

Зоны закалки и породы краевой части тела являются индикаторными в отношении расплавов, поступавших в камеру. Судя по составу пород, эти расплавы имели низкую магнезиальность ($\text{Mg}\# = 37$) и не могли быть в равновесии с мантийными породами, что предполагает существование промежуточной камер(ы), где происходила дифференциация первичных расплавов. О наличии промежуточной камеры и относительно небольшой глубины ее заложения свидетельствует также наличие фенокристов плагиоклаза (Presnall et al., 1978).

Оценка состава источников ВДК

Результаты петрографических исследований и особенности составов базитов, такие как низкие содержания MgO, Sr и Ni, указывают, что магмы, формировавшие ВДК, претерпели дифференциацию и не представляют расплавов, равновесных с мантийным источником. Согласно данным по фенокристам, дифференциация проходила как минимум в два этапа: в питающей дайку малоглубинной камере и в более глубокой промежуточной камере, где были сформированы главные черты состава расплавов.

Полученные геохимические данные дают ряд ограничений на особенности состава первичных магм. Наиболее магнезиальные базиты ВДК имеют очень слабо фракционированные спектры тяжелых РЗЭ ($(\text{Gd}/\text{Yb})_n = 1.2-1.3$), что указывает на безгранатовый источник первичных расплавов и ограничивает глубину их зарождения 60 км. Обогащенные спектры легких РЗЭ в сочетании с резкими отрицательными Nb-аномалиями и умеренно радиогенным изотопным составом неодима (табл. 3, рис. 9) служат указанием на вклад древнего обога-

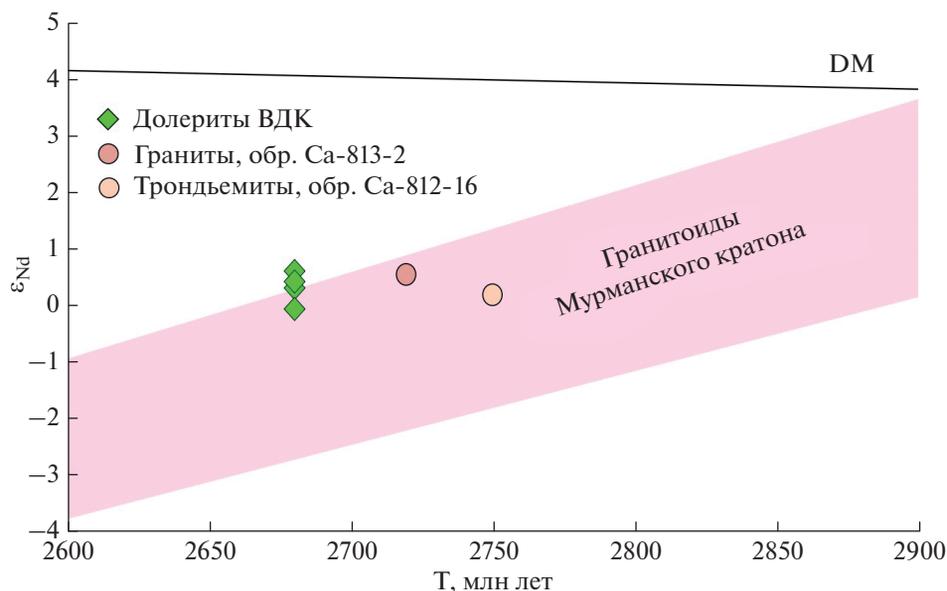


Рис. 9. Диаграмма ϵ_{Nd} –Возраст для долеритов ВДК и вмещающих гранитоидов.

Поле эволюции изотопного состава неода для архейских гнейсов и гранитоидов западной части Мурманского кратона по данным (Timmerman, Daly, 1995; Козлов и др., 2006; Пожиленко и др., 2018). DM – линия эволюции деплетированной мантии по (Goldstein, Jacobsen, 1987).

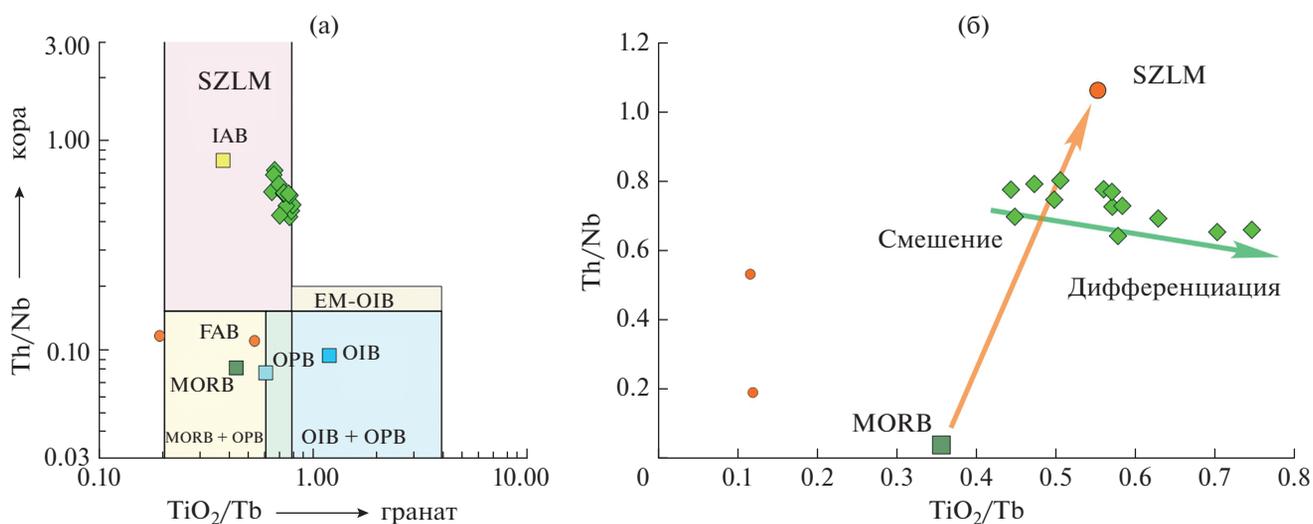


Рис. 10. (а) Положение точек составов базитов на диаграмме Пирса (Pearce et al., 2021).

MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OPB – океанические платобазальты, OIB – базальты океанических островов, IAB – островодужные базальты, FAB – преддуговые базальты, SZLM – субдукционно модифицированная литосферная мантия. (б) Деталь рис. (а). Здесь и далее данные для MORB из работы (Klein, 2003).

шенного литосферного источника, который мог быть представлен архейскими гранитоидами и/или литосферной мантией, претерпевшей обогащение несовместимыми элементами в процессе надсубдукционной переработки. К таким же выводам приводит анализ данных по концентрациям Ti, Th и Yb (рис. 10). Отношение Th/Nb позволяет косвенно оценить вклад коровой контаминанты и(или) литосферного источника, а отношение

TiO₂/Yb – наличие граната в источнике и глубину плавления. Сочетание этих параметров отражает вклад плюмового и литосферного источников в генезис расплавов (Pearce et al., 2021). Положение точек составов пород ВДК на рис. 10 показывает, что первичные расплавы могли быть сформированы при участии подлитосферных мантийных источников и обогащенной субконтинентальной литосферной мантии (SZLM).

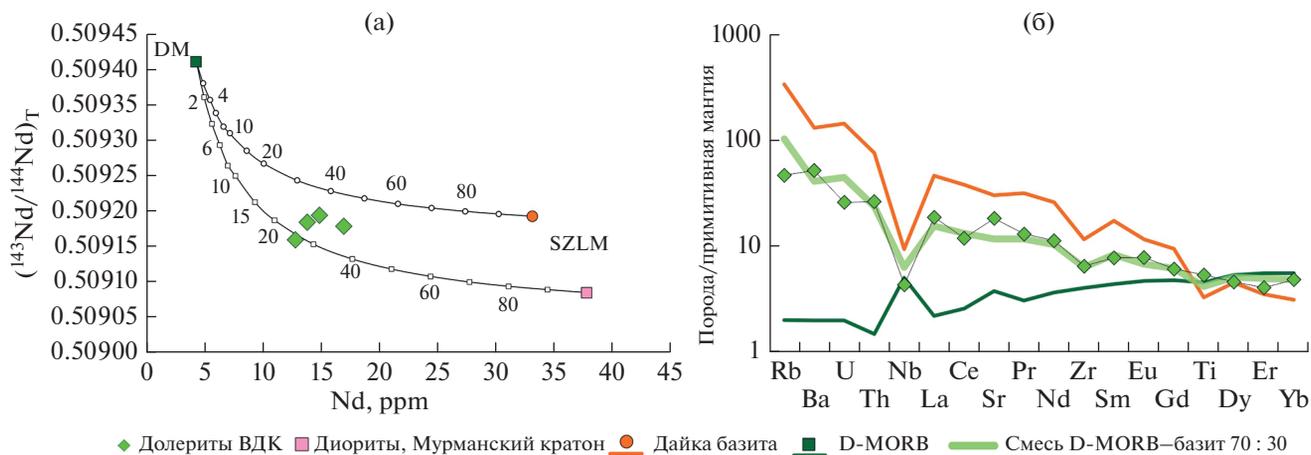


Рис. 11. Оценка параметров смешения расплавов, образованных в результате плавления деплетированного астеносферного и обогащенного литосферного источников, в сравнении с характеристиками базитов ВДК, на основании изотопных (а) и геохимических (б) данных.

Смесь базит–D-MORB представляет результат масс-балансового расчета при оценке состава, получаемого в результате смешения 70% расплава, отвечающего по составу D-MORB, и 30% расплава, соответствующего неогархейским диоритам Мурманского кратора. Исходные составы приведены в Supplementary, ESM_6.xlsx.

Небольшие глубины зарождения первичных расплавов ВДК в области безгранатового рестита, определяемые низкими величинами $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$ и TiO_2/Yb , предполагают участие малоглубинного астеносферного источника. В качестве представителя SZLM можно принять обогащенный литосферный источник, из которого образовались базиты предшествовавшей внедрению ВДК стадии, сопряженные с гранитами. Следует подчеркнуть, что проанализированные нами базиты из небольших включений во вмещающих гранитах, вероятно, претерпели значительные преобразования при взаимодействии с окружающим гранитным расплавом, и их геохимические характеристики неrepresentative для SZLM (рис. 11б). Более сохранные metabasites и meta-diorites с возрастом 2.72 млн лет, которые можно рассматривать как производные обогащенной литосферной мантии, представлены в центральной части Мурманского кратора в районе мыса Лицкий (Samsonov et al., 2019).

Масс-балансовые расчеты показывают, что составы, аналогичные наиболее примитивным образцам ВДК, могли быть получены при смешении 70% астеносферного расплава с характеристиками D-MORB (Klein, 2003) и 30% расплава, производного из обогащенной литосферной мантии (рис. 11а). Близкие величины вклада астеносферного и литосферного источника дают расчеты с использованием Sm–Nd изотопно-геохимических данных (рис. 11б) (Supplementary 6, ESM_6.xls).

В качестве возможных механизмов формирования источника, имеющего геохимические SZLM характеристики, в работе (Pearce et al., 2021) рассматриваются процессы (1) деляминации лито-

сферы или (2) плавление SCLM в результате подъема высокотемпературного глубинного плюма. Полученные нами данные и результаты расчетов лучше согласуются с моделью деляминации литосферы со смешением астеносферного и литосферного расплавов (Wang, Currie, 2015).

Корреляции неогархейского дайкового магматизма на Фенноскандинавском и других щитах мира

Несмотря на то, что еще пятнадцать лет назад архейские мафические дайки и крупные магматические провинции были практически не известны в мире (Bleeker, Ernst, 2006), к настоящему времени неогархейские мафические дайки датированы на многих краторах. На Канадском щите наиболее близкими по возрасту к ВДК являются дифференцированный интрузив Стиллоутер и мафические дайки кратора Вайоминг, относящиеся к событию Стиллоутер–Рандеву (Ernst et al., 2021). Дайки и силлы с возрастом в интервале 2.72–2.70 млрд лет известны на краторах Зимбабве, Илгарн и Слэйв, где они рассматриваются как компонент события Goldfield Super tholeiitic event (Hayman et al., 2015; Austin, 2022).

На Карельском краторе мафические дайки с возрастом 2.7 млрд лет к настоящему времени неизвестны. Вместе с тем в Беломорской провинции известны дайка близкого возраста (2670 ± 10 млн лет, Балаганский и др., 1990) и интрузив о. Супротивные (2711 ± 25 млн лет) (Слабунов и др., 2008). Имеющихся к настоящему времени данных недостаточно для оценки масштабов события с возрастом около 2.7 млрд лет на Фенноскандинавском щите, однако наличие мегадаек является одним из

важных критериев при реконструкции крупных магматических провинций (Ernst et al., 2021) и позволяет предполагать существование неоархейской крупной магматической провинции в северо-восточной части Фенноскандинавского щита.

ВЫВОДЫ

1. Возраст кристаллизации Великой дайки Кольского полуострова, определенный по результатам U-Pb (ID-TIMS) датирования бадделеита составляет 2680 ± 6 млн лет. U-Pb возраст цирконов из вмещающих гранитоидов (SHRIMP-II) находится в интервале 2.72–2.75 млрд лет.

2. В изученном северном сегменте ВДК сложена низкомагнезиальными базитами толеитовой серии нормального ряда щелочности, имеет простое строение и сформирована в результате одноактного внедрения расплава.

3. Формирование первичных расплавов ВДК могло происходить при смешении деплетированного астеносферного и обогащенного литосферного расплавов при деляминации литосферы.

4. ВДК маркирует окончание архейских орогенных процессов и кратонизацию неоархейской континентальной литосферы в северо-восточной части Фенноскандинавского щита.

Благодарности. Наши исследования были проведены во многом благодаря энциклопедическим знаниям В.С. Куликова и его живому интересу к геологии Фенноскандии. Обсуждение с Вячеславом Степановичем проблем основного дайкового магматизма Фенноскандинавского щита подтолкнули нас к изучению Великой дайки Кольского полуострова – важного, но забытого на десятилетия объекта. Проведение экспедиционных работ и сбор коллекции каменного материала стали возможны благодаря помощи команды судна “Удача” О.У. Мингазова и Г.И. Мухина. Конструктивные замечания рецензентов А.А. Носовой и Н.М. Кудряшова позволили существенно улучшить статью.

Источники финансирования. Исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект № 16-17-10260П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 2009. 379 с.
- Балаганский В.В., Бибикина Е.В., Богданова С.В. и др. U-Pb геохронология беломорид района Тупой губы оз. Ковдозеро (Северная Карелия) // Изв. Ан СССР. Сер. геол. 1990. № 6. С. 40–51.
- Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция Северо-Востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
- Балаганский В.В., Минц М.В., Дэйли Д.С. Палеопротерозойский Лапландско-Кольский ороген // Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: Геокарт, 2006. С. 158–171.
- Вревский А.Б. Особенности проявления неоархейских плюм-литосферных процессов в Кольско-Норвежской провинции Фенноскандинавского щита: петрология и геодинамическая природа коматиит-толеитовой ассоциации // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 245–254.
- Геология СССР. Мурманская область. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 725 с.
- Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 345 с.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 571–593.
- Пожиленко В.И., Серов П.А., Петров В.П. Sm-Nd изотопные исследования раннедокембрийских пород Кольского региона: краткий обзор и новые данные // Вест. Кольского НЦ РАН. 2018. № 1(10). С. 37–49.
- Ранний докембрий Балтийского щита // Под ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
- Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю. и др. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов // Тр. Карельского НЦ РАН. 2015. № 7. С. 173–192.
- Скляров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
- Слабунов А.И., Степанова А.В., Бибикина Е.В. и др. Неоархейские габброиды Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: геология, состав, геохронология // Докл. АН. 2008. Т. 422. № 6. С. 793–797.
- Федотов Ж.А., Баянова Т.Б., Серов П.А. Пространственно-временные закономерности проявления дайкового магматизма Кольского региона // Геотектоника. 2012. № 6. С. 29–45.
- Austin J.M., Hayman P.C., Murphy D.T. et al. The voluminous 2.81–2.71 Ga goldfields tholeiitic super event: Implications for basin architecture in the Yilgarn Craton and global correlations // Precamb. Res. 2022. V. 369. P. 106528.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. № 1–2. P. 155–170.
- Bleeker W., Ernst R.R.E. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: The key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga // Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution. Proceed. Fifth Int. Dyke Conference. 2006. P. 3–26.
- Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. EU-ROPE|East European Craton // Reference Module in

- Earth Systems and Environmental Sciences. 2016. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10020-X>
- Bonin B.* Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review // *Lithos*. 2004. V. 78. № 1. P. 1–24.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. et al.* Atlas of zircon textures // *Rev. Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 469–499.
- Cottin J.Y., Lorand J.P., Agrinier P. et al.* Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria): Evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust // *Lithos*. 1998. V. 45. № 1–4. P. 197–222.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.* The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. London. Memoirs*. 2006. V. 32. P. 579–598. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.35>
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al.* Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence for a trans-crustal suture in the Lapland – Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // *Precamb. Res.* 2021. V. 105. P. 289–314. [https://doi.org/10.1016/S03019268\(00\)00116-9](https://doi.org/10.1016/S03019268(00)00116-9)
- Ernst R.E.* Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014. 667 p.
- Ernst R.E., Bell K.* Petrology of the Great Abitibi Dyke, Superior // *J. Petrol.* 1992. V. 33. № 2. P. 423–469.
- Ernst R.E., Liikane D.A., Jowitt S.M. et al.* A new plumbing system framework for mantle plume-related continental large igneous provinces and their mafic-ultramafic intrusions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2019. V. 384. P. 75–84.
- Ernst R.E., Bond D.P.G., Zhang S. et al.* Large igneous province record through time and implications for secular environmental changes and geological time-scale boundaries // *Large Igneous Provinces: A Driver of Global Environmental and Biotic Changes*. 2021. P. 1–26.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: Implications for the sources of Nd and Sr in seawater // *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 1987. V. 66. № 3. P. 245–272.
- Halls H.C., Hamilton M.A., Denyszyn S.W.* The Melville Bugt dyke swarm of Greenland: A connection to the 1.5–1.6 Ga Fennoscandian Rapakivi Granite Province? // *BT – Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation: Keys for Geodynamic Interpretation*. Ed. R.K. Srivastava. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2011. P. 509–535.
- Hayman P.C., Thébaud N., Pawley M.J. et al.* Evolution of a ~2.7 Ga large igneous province: A volcanological, geochemical and geochronological study of the Agnew Greenstone Belt, and new regional correlations for the Kalgoolie Terrane (Yilgarn Craton, Western Australia) // *Precamb. Res.* 2015. V. 270. P. 334–368.
- Hoek J.D.* Mafic dykes of the Vestfold Hills, East Antarctica. An analysis of the emplacement mechanism of tholeiitic dyke swarms and of the role of dyke emplacement during crustal extension: PhD thesis. Utrecht University, 1994.
- Hölttä P., Balagansky V., Garde A.* Archean of Greenland and Fennoscandia // *Episodes*. 2008. V. 31. № 1. P. 13–19.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A.* A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canada J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
- Johansson Å., Bingen B., Huhma H. et al.* A geochronological review of magmatism along the external margin of Columbia and in the Grenville-age orogens forming the core of Rodinia // *Precamb. Res.* 2022. V. 371. P. 106463
- Kalsbeek F., Taylor P.N.* Chemical and isotopic homogeneity of a 400 km long basic dyke in central West Greenland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 93. № 4. P. 439–448.
- Kingsbury C.G., Klausen M.B., Söderlund U. et al.* Identification of a new 485 Ma post-orogenic mafic dyke swarm east of the Pan-African Saldania-Gariep Belt of South Africa // *Precamb. Res.* 2021. V. 354. P. 106043.
- Klausen M.B.* Conditioned duality between supercontinental ‘assembly’ and ‘breakup’ LIPs // *Geosci. Front.* 2020. V. 11. № 5. P. 1635–1649.
- Klein E.M.* Geochemistry of the igneous oceanic crust // *Treatise Geochem.* 2003. V. 3. P. 433–463.
- Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 87. P. 485–494.
- Krogh T., Corfu F., Davis D., Dunning G.R. et al. E.* Precise U-Pb isotopic ages of diabase dykes and mafic to ultramafic rocks using trace amounts of baddeleyite and zircon // *Mafic Dyke Swarms. Geol. Ass. Canada. Spec. Publ.* 1987. V. 34. P. 147–152.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Geol. Soc. London. Memoirs*. 2004. V. 30. № 1. P. 69–74.
- Le Bas M.J., Le Matre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.* A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 27. P. 745–750.
- Li T., Zhai M., Peng P. et al.* Ca. 2.5 billion year old coeval ultramafic-mafic and syenitic dykes in Eastern Hebei: Implications for cratonization of the North China Craton // *Precamb. Res.* 2010. V. 180. № 3–4. P. 143–155.
- Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Ludwig K.R.* User’s manual for IsoPlot 3.0 // A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 2003. V. 71.
- Ludwig K.R.* SQUID 2 Rev. 2.50 A User’s Manual. Berkeley Geochronology Center Spec. Publication. 2009. V. 5. 110 p.
- Ludwig K.R.* User’s Manual for ISOPLOT/Ex 3.75. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Spec. Publication. 2012. № 5.

- McDonough W.F., Sun S.-s.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 2541. № 94. P. 223–253.
- Macdonald R., Wilson L., Thorpe R.S., Martin A.* Emplacement of the Cleveland dyke: Evidence from geochemistry, mineralogy, and physical modelling // *J. Petrol.* 1988. V. 29. № 3. P. 559–583.
- Morimoto N., Fabriès J., Ferguson A.K. et al.* Nomenclature of pyroxenes // *Amer. Mineral.* 1988. V. 77. P. 1123–1133.
- Oberthür T., Davis D.W., Blenkinsop T.G.* Precise U-Pb mineral ages, Rb-Sr and Sm-Nd systematics for the Great Dyke, Zimbabwe – constraints on late Archean events in the Zimbabwe Craton and Limpopo Belt // *Precamb. Res.* 2002. V. 113. P. 293–305.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers C.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* 2021. V. 392–393. P. 106068.
- Pollard D.D.* Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes // *Mafic Dyke Swarms. Geol. Ass. Canada. Spec. Publ.* 1987. V. 34. P. 5–24.
- Presnall D.C., Dixon S.A., Dixon J.R. et al.* Liquidus phase relations on the join diopside-forsterite-anorthite from 1 atm. to 20 kbar: Their bearing on the generation and crystallization of basaltic magma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1978. V. 66. P. 203–220.
- Samsonov A.V., Stepanova A.V., Salnikova E.B. et al.* Neoproterozoic mafic dyke swarms in the Murmansk Craton: Petrology, tectonic setting and paleocontinental significance // *Abstract. Int. Conference “Large Igneous Provinces through earth history: Mantle plumes, supercontinents, climate change, metallogeny and oil-gas, planetary analogues”.* Tomsk: CSTI Publishing house, 2–5 September. 2019. V. 7. P. 115–116.
- Shumlyansky L., Ernst R. E., Albekov A. et al.* The early Statherian (ca. 1800–1750 Ma) Prutivka-Novogol large igneous province of Sarmatia: Geochronology and implication for the Nuna/Columbia supercontinent reconstruction // *Precamb. Res.* 2021. V. 358. P. 106185.
- Söderlund U., Johansson L.* A simple way to extract baddeleyite (ZrO₂) // *Geochemi. Geophys. Geosys.* 2002. V. 3. № 2. P. 1–7.
- Song S.G., Wang M.J., Wang C., Niu Y.L.* Magmatism during continental collision, subduction, exhumation and mountain collapse in collisional orogenic belts and continental net growth: A perspective // *Sci. China Earth Sci.* 2015. V. 58. № 8. P. 1284–1304.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Stark J.C., Wilde S.A., Söderlund U. et al.* First evidence of Archean mafic dykes at 2.62 Ga in the Yilgarn Craton, Western Australia: Links to cratonisation and the Zimbabwe Craton // *Precamb. Res.* 2018. V. 317. P. 1–13.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. № 3. P. 359–362.
- Stepanova A.V., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al.* Paleoproterozoic mafic dyke swarms in Archean Kola-Murmansk and Karelia Provinces, eastern Fennoscandia: Barcode comparison and implications for paleocontinental reconstructions // *The 33rd Nordic Geol. Winter Meeting. Lyngby, Denmark.* 2018. P. 56.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Sun Q., Zhao X., Xue C., Seltmann R. et al.* Neoproterozoic tectonic shift from collisional orogenesis to intraplate extension in the Yili Block, southern Central Asian Orogenic Belt // *Precamb. Res.* 2022. V. 374. P. 106626.
- Tait J., Straathof G., Söderlund U. et al.* The Ahmeyim Great Dyke of Mauritania: A newly dated Archean intrusion // *Lithos.* 2013. V. 174. P. 323–332.
- Timmerman M.J., Daly S.* Sm-Nd evidence for late Archean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precamb. Res.* 1995. V. 72. P. 97–107.
- Thirlwall M.F.* Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis // *Chem. Geol.* 1991. V. 94. № 2. P. 85–104.
- Veselovskiy R.V., Samsonov A.V., Stepanova A.V. et al.* 1.86 Ga key paleomagnetic pole from the Murmansk Craton intrusions – Eastern Murman Sill Province, NE Fennoscandia: Multidisciplinary approach and paleotectonic applications // *Precamb. Res.* 2019. V. 324. P. 126–145.
- Villa I.M., De Bièvre P., Holden N.E., Renne P.R.* IUPAC–IUGS recommendation on the half life of ⁸⁷Rb // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2015. V. 164. P. 382–385
- Wang H., Currie C.A.* Magmatic expressions of continental lithosphere removal // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2015. V. 120. P. 7239–7260.
- Wang Q., Zhao J., Zhang C. et al.* Paleozoic post-collisional magmatism and high-temperature granulite-facies metamorphism coupling with lithospheric delamination of the East Kunlun Orogenic Belt, NW China // *Geosci. Front.* 2022. V. 13. № 1. P. 101271.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.
- Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Newsl.* 1995. V. 19. № 1. P. 1–23.
- Wilcox R.E.* The idea of magma mixing: History of a struggle for acceptance // *J. Geol.* 1999. V. 107. P. 421–432
- Wilson A.H.* The geology of the Great Dyke, Zimbabwe: Crystallization, layering, and cumulate formation in the *P1* pyroxenite of cyclic unit 1 of the Darwendale subchamber // *J. Petrol.* 1992. V. 33. № 3. P. 611–663.
- Xu W., Zhao Z., Dai L.* Post-collisional mafic magmatism: Record of lithospheric mantle evolution in continental orogenic belt // *Sci. China Earth Sci.* 2020. V. 63. № 12. P. 2029–2041.

The Great Dyke of Kola Peninsula – Marker of an Archean Cratonization in the Northern Fennoscandian Shield

A. V. Stepanova¹, A. V. Samsonov², E. B. Salnikova³, S. V. Egorova¹, Yu. O. Larionova²,
A. A. Arzamastsev³, A. N. Larionov⁴, M. A. Sukhanova³, and R. V. Veselovskiy^{5, 6}

¹ *Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia*

² *Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry RAS, Moscow, Russia*

³ *Institute of Precambrian Geology and Geochronology, RAS, Saint-Petersburg, Russia*

⁴ *Centre for Isotopic Research, Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

⁵ *Institute of Physics of the Earth, RAS, Moscow, Russia*

⁶ *Geological Faculty, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

The results of geochronological and petrological studies of the largest mafic dyke in the northern part of the Fennoscandian Shield, called the Great Dyke of the Kola Peninsula (GDK), are presented. According to baddeleyite U-Pb ID-TIMS age data, the GDK crystallization age is 2680 ± 6 Ma. The age of host granites is 2.75–2.72 Ga (U-Pb, zircon, SHRIMP-II). The dyke has a simple internal structure with no signs of multistage melt injection. It comprises uniform-grained and plagioclase-porphyritic dolerites and gabbro that are amphibolitized to varying degrees. All rocks are low-Mg (Mg# less than 0.37) with low concentrations of Cr and Ni, and present a result of differentiation of more primitive melts. The analysis of geochemical and Sr-Nd isotopic data suggests that GDK melts could be formed by mixing of two types of mantle melts: depleted asthenospheric and enriched melts formed via melting of a lithospheric mantle. The weakly fractionated HREE spectra indicate that primary GDK melts originated at shallow (<60 km) depths outside the garnet stability field. The generation and injection of melts of the Neoproterozoic GDK occurred immediately after the of large-scale granitic magmatism and main crust-forming event in the Murmansk Craton and marked the cratonization of the continental lithosphere in the northeastern part of the Fennoscandian Shield.

Keywords: Neoproterozoic, mafic dykes, baddeleyite, U-Pb ID-TIMS

УДК 552.3

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАССЛОЕННОСТИ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ ОЛАНГСКОЙ ГРУППЫ, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

© 2022 г. А. Р. Цховребова^{а, *}, Е. В. Коптев—Дворников^б, Д. А. Бычков^б^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия^бМосковский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: tsann3@gmail.com

Поступила в редакцию 01.04.2022 г.

После доработки 30.04.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Олангская группа — компактный исследовательский полигон для проверки петрогенетических концепций. Несмотря на возрастную и пространственную близость три интрузива имеют разный состав исходных магм, различные наборы кумулятивных парагенезисов, различное внутреннее строение и характер ритмической расслоенности. С помощью кластерного анализа содержаний главных элементов восстановлены кумулятивные парагенезисы в изохимически измененных горных породах Ципринского и Луккулайсваарского массивов. В строении разрезов массивов Кивакка и Ципринга, несмотря на разный состав исходных магм и разный порядок кристаллизации, имеет место четкое разделение на зоны по кумулятивным парагенезисам, на границах зон наблюдается ограниченное развитие ритмического переслаивания (с мощностью ритмов от первых метров до первых десятков метров). В противоположность этому в Луккулайсваарском интрузиве нет четкого выделения кумулятивных зон, и по всей мощности массива установлено крупномасштабное ритмическое переслаивание (мощности ритмов от первых десятков до первых сотен метров). Возможно, различный характер ритмичности в трех интрузивах отражает разные сценарии внутрикамерной конвекции магм.

Ключевые слова: мафит-ультрамафитовые интрузивы, кластерный анализ, ритмическая расслоенность, распределение Sr, Ni

DOI: 10.31857/S0869590322060097

ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая публикация продолжает начатое Я.В. Бычковой совместно с Е.В. Коптевым—Дворниковым изучение объективных количественных характеристик ритмической расслоенности в интрузивах Олангской группы.

Ритмическая расслоенность мафит-ультрамафитовых и щелочных плутонов является одним из самых загадочных проявлений магматической эволюции. К проблеме ее формирования можно относиться двояко. С одной стороны — это, пусть и интересная, но частная проблема образования расслоенных интрузивов — далеко не самых распространенных объектов в земной коре. С другой стороны, значение самих расслоенных интрузивов для петрологии отнюдь не пропорционально их распространенности. К ним следует относиться как к самым глубинным магматическим образованиям, в которых можно непосредственно наблюдать результаты магматической эволюции *in situ*. Выводы о механизмах формирования расслоен-

ных интрузивов можно распространить и на процессы, происходящие в ненаблюдаемых камерах под вулканами. С этих позиций генетическая концепция, которая, помимо общих закономерностей строения расслоенных интрузивов, способна объяснить и происхождение ритмичности, может претендовать на ведущую роль в учении о магматической эволюции в целом. Одновременно механизм формирования ритмической расслоенности является важной прикладной проблемой, поскольку в расслоенных интрузивах рудные горизонты, обогащенные хромитом или титаномагнетитом, или благородными металлами, как правило, приурочены к ритмически расслоенным пачкам пород.

Главная генетическая проблема ритмической расслоенности — необходимость на фоне **монотонного** остывания и кристаллизации интрузива предложить реалистичный с физической и физико-химической точек зрения процесс, который приводил бы к формированию многократно повто-

ряемой последовательности слоев пород, отвечающих различным, не всегда последовательным, стадиям фракционирования материнской магмы.

Сложность проблемы усугубляется тем, что характеристики самого феномена весьма непостоянны. По-видимому, этим обстоятельством обусловлено то, что число конкурирующих гипотез формирования ритмической расслоенности подбирается к двум десяткам (их обзор и анализ выполнены в ряде обобщающих работ (например, Ярошевский, 1970; Namug et al., 2015). С этих позиций представляется полезным сравнить изученные закономерности ритмической расслоенности в Киваккском массиве с особенностями этого феномена в двух других интрузивах Олангской группы. Выбор этих объектов для сравнительного исследования определяется их компактным географическим расположением, близким возрастом, общей геолого-тектонической обстановкой и соизмеримыми мощностями. В то же время эти массивы по результатам предыдущих исследований (Коптев—Дворников и др., 2001; Семенов и др., 1995; Glebovitsky et al., 2001) различаются наборами кумулатов и, вероятно, различным содержанием флюидных компонентов.

Массив Кивакка имеет особое значение в исследованиях ультраосновных и основных расслоенных комплексов. Уровень геологической, петрографической и геохимической изученности интрузива, хорошая обнаженность пород его вертикального разреза, включая зоны контакта, слабое проявление вторичных изменений, логичное и соответствующее ожиданиям распределение элементов — все это делает массив Кивакка представителем классического дифференцированного комплекса. Опираясь на своего рода эталон, выявление особенностей и уникальных черт двух соседствующих массивов — Луккулайсваары и Ципринги — становится более эффективным и корректным.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ ОЛАНГСКОЙ ГРУППЫ

В Северной Карелии в 1931 г. Ю.С. Неуструевым была обнаружена цепь расслоенных перидотит-габброноритовых интрузий, объединенных в Олангскую группу. Интрузивы Олангской группы (в нее входят Киваккский, Луккулайсваарский и Ципрингский массивы (Клюнин и др., 1994; Лавров, 1979; Семенов и др., 1995; Шмыгалев, 1968)) приурочены к региональной зоне субширотных разломов и являются восточной ветвью протяженного пояса расслоенных массивов, западная ветвь которого продолжается на территорию Финляндии (Alapieti, 1982).

Вмещающими породами для этих интрузивов являются мигматизированные биотитовые и ам-

фиболовые гнейсы, гранитогнейсы и гранодиоритогнейсы верхнего архея (Turchenko и др., 1991). По отношению к ним интрузивы дискордантны. Они обладают автономной внутренней структурой и расслоенностью, свидетельствующей об их формировании в условиях стабилизации вмещающей среды (Лавров, 1979; Семенов и др., 1995). В более поздние этапы геологического развития массивы вместе с вмещающими породами были наклонены от первоначального залегания на 35° – 80° , испытали незначительные дизъюнктивные нарушения, рассланцевание и амфиболизацию краевых частей.

Интрузивы обладают крупными размерами, их характерной особенностью является дифференцированность и расслоенность (Богачев и др., 1968).

В основу крупномасштабной стратиграфии расслоенных серий во всех трех интрузивах положен принцип кумулятивных парагенезисов. В соответствии с законами кристаллизации многокомпонентных систем, на диаграммах плавкости с понижением температуры переход из области кристаллизации избыточной фазы на двойную, тройную и т.д. котектики сопровождается увеличением числа кристаллизующихся фаз (за исключением перитектик). Таким образом, направление, в котором происходит увеличение числа минералов в кумулусе, отражает направление заполнения интрузивной камеры твердыми фазами, а последовательность смены кумулятивных парагенезисов — порядок кристаллизации материнской магмы.

ИНТРУЗИВ КИВАККА

Киваккский интрузив находится на северо-западном берегу оз. Пяозеро. Изотопные определения возраста пород интрузива дали следующие значения: 2420 ± 23 млн лет (Sm-Nd метод) и 2444 ± 1 млн лет (U-Pb метод) (Амелин, Семенов, 1990; Барков и др., 1991; Amelin, Semenov, 1996).

Строение Киваккского интрузива характеризуется резко выраженной расслоенностью (рис. 1). В плане слои в виде полос сменяют друг друга от юго-восточной придонной части массива к северо-западной апикальной. В целом внутреннее строение массива характеризуется сменой ультрамафитовых пород габброидами при движении с юго-востока на северо-запад (от подошвы интрузива к его кровле). Видимая мощность массива в центральной части достигает ~2000 м (Коптев—Дворников и др., 2001).

В пределах массива установлен ряд разломов северо-западного, поперечного к слоистости, простирания. Наиболее крупный из них отделяет юго-западную часть интрузива. Максимальная амплитуда смещения по нему достигает 500 м.

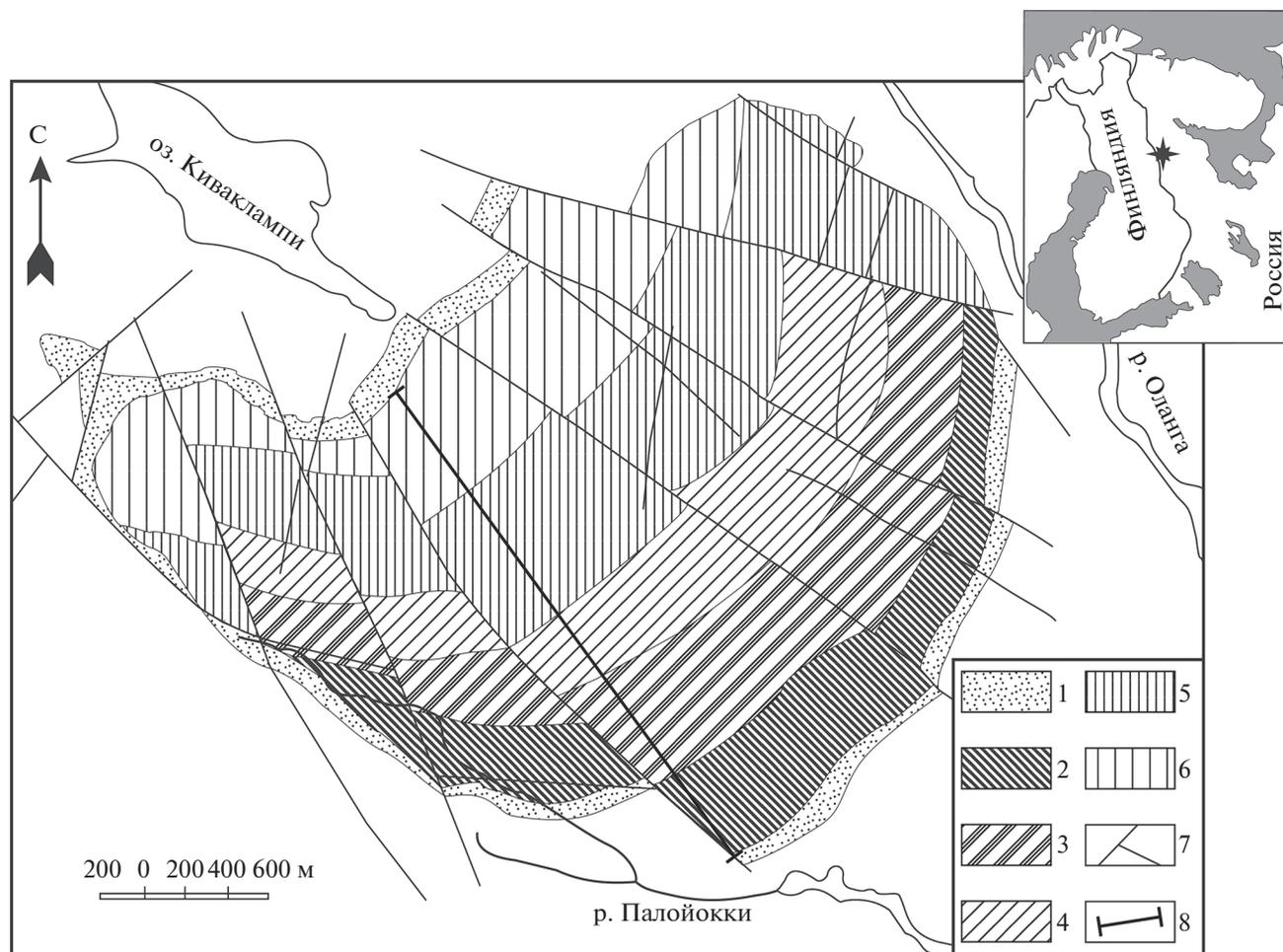


Рис. 1. Схема геологического строения Кивакского интрузива.

1 – нижняя и верхняя приконтактные зоны; 2 – оливинитовая зона; 3, 4 – норитовая зона (3 – подзона переслаивания бронзитов и норитов); 5 – габброноритовая зона; 6 – зона габброноритов с пижонитом; 7 – разрывные нарушения; 8 – профиль пробоотбора (по материалам Коптев–Дворников и др., 2001).

Внешние очертания интрузива допускают интерпретацию его первоначальной формы как вертикального опрокинутого конуса с углом при вершине около 80° и высотой около 3.9 км. Впоследствии интрузив был наклонен на северо-запад под углом 36° и частично эродирован.

Геологические наблюдения, петрографические, петрохимические и геохимические данные (Коптев–Дворников и др., 2001; Лавров, 1979) выявили в разрезе верхнюю и нижнюю приконтактные зоны и расслоенную серию, которая составляет основной объем интрузива.

Нижняя приконтактная зона сложена преимущественно придонными габброноритами мощностью не более 100 м. Снизу вверх по разрезу наблюдается переход к расслоенной серии через переслаивание от габброноритов к оливинитам. Мощность участка переслаивания составляет 15 м.

Видимая мощность расслоенной серии достигает около 1900 м, снизу вверх в ней выделяют зоны

оливинитов, норитов, габброноритов и габброноритов с претерпевшим инверсию пижонитом в качестве ромбического пироксена:

1. Оливинитовая зона¹ залегает в основании расслоенной серии. Преобладающим кумулятивным минералом в зоне является оливин. Породы характеризуются наличием текстурных неоднородностей, а также вариациями зернистости. Мощность оливинитовой зоны составляет 400 м. В верхних 50 м заметную роль играет кумулятивный бронзит. Переход к вышележащей норитовой зоне происходит через переслаивание гарцбургитов и бронзитов (мощность переслаивания 20–30 м).

2. Норитовая зона достигает мощности 700 м. Кумулятивными минералами в зоне являются бронзит и плагиоклаз. Нижние 400 м норитовой зоны представлены среднemasштабным ритмиче-

¹ Название пород этой зоны определяется отсутствием в их составе хромшпинелида.

ским переслаиванием меланократовых и мезо-лейкократовых норитов и выделены в подзону переслаивания бронзититов и норитов. Породы характеризуются существенной неоднородностью не только количественно-минерального состава, но и контрастными текстурными рисунками сопряженных прослоев. Через весь интрузив прослеживается маркирующий горизонт крупнозернистых меланократовых норитов, представляющих рыхлый бронзитовый кумулат. Он перекрывается мощной толщей относительно однородных мезо-лейкократовых норитов.

3. Выше по разрезу залегает габброноритовая зона, сложенная в основном габброноритами, породами с трехминеральным бронзит-плагиоклаз-авгитовым кумулятивным парагенезисом. Она характеризуется относительной однородностью пород как по количественно-минеральному составу, так и по текстурно-структурным характеристикам. Мощность зоны около 420 м.

4. Самым верхним подразделением расслоенной серии является зона габброноритов с инвертированным пижонитом в качестве низкокальциевого пироксена. Ее мощность составляет 320 м. Слагающие ее породы слабо отличаются по химическому составу от нижележащих габброноритов, однако кумулятивный ортопироксен сменяется претерпевшим инверсию пижонитом.

Завершается расслоенная серия наиболее дифференцированными породами, для которых традиционно используется название “сэндвичевый горизонт”.

Выше этого горизонта залегают породы верхней приконтактной зоны. Они характеризуются неустойчивой мощностью до 50 м и представлены эпидотизированными габброноритами.

Характер наблюдавшихся границ между переслаивающимися породами резкий, но фациальный. Нигде не зафиксировано присутствие закалочных зон и разрывных нарушений, следов тектонических деформаций пород и минералов на границах переслаивающихся пород (Коптев–Дворников и др., 2001).

Смена кумулятивных парагенезисов снизу вверх в разрезе Киваккского интрузива, происходила в следующем порядке: оливин → оливин + ортопироксен → ортопироксен + плагиоклаз → ортопироксен + плагиоклаз + клинопироксен → клинопироксен + плагиоклаз + пижонит.

Ритмической расслоенности в Киваккском интрузиве посвящено специальное исследование (Бычкова и др., 2007; Бычкова, Коптев–Дворников, 2004; Бычкова, 2003). Детальное геологическое описание выявило два типа переслаивающихся пород: 1) сантиметровая расслоенность мощностью порядка первых сантиметров; 2) метровая расслоенность мощностью до первых десятков метров. Прослой сантиметровой расслоенности характе-

ризуются невыдержанной мощностью, выклиниваются по простиранию, нередко имеют нечеткие границы, в результате чего им определена роль явлений второго порядка, осложняющих основную ритмичность. Слои метровой расслоенности с четкими резкими, но не секущими границами прослежены по простиранию как минимум на 800 м. Установлено, что ритмическое переслаивание пород в Киваккском интрузиве сопровождается появлением каждого нового кумулятивного минерала в вертикальном разрезе. Внутри ритма слои отличаются кумулятивными парагенезисами.

По итогам исследования контрастной расслоенности киваккского типа была предложена многослойно-суспензионная понятийная модель ее формирования, допускающая построение численной системной проверяемой модели (Бычкова, Коптев–Дворников, 2004). Мы предположили, вслед за рядом исследователей (Wager, Deer, 1939; Френкель и др., 1988; Трубицын, Харыбин, 2012 и др.), что конвекция может возникать в результате образования в градиентной зоне кристаллизации у кровли суспензии более плотной, чем нижележащая, и струйного погружения на дно этой смеси кристаллов и расплава как целого. Важным концептуальным результатом М.Я. Френкеля стало понимание того, что струи погружающейся суспензии не обязательно достигают поверхности кумулуса. Если в толще магмы существует вертикальный градиент плотности (не обязательно линейный), то отдельные струи могут приобрести нулевую плавучесть на некотором промежуточном уровне и растечься по горизонтали в виде слоя.

Таким образом, возможно возникновение многослойной системы, когда в матрице одноминеральной суспензии (расплав + 1 тв. фаза) на разных уровнях в порядке уменьшения плотности снизу вверх располагаются слои более фракционированных двух- и даже трехминеральных суспензий.

ИНТРУЗИВ ЛУККУЛАЙСВААРА

Интрузив Луккулайсваара прорывают гранито-гнейсы с возрастом 2702 ± 84 млн лет (U-Pb) и перекрыт он метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев базальными конгломератами и вулканитами с возрастом 2432 ± 22 млн лет (U-Pb). Возраст самого массива составляет 2442 ± 1 млн лет (Семенов и др., 1997; Amelin et al., 1995; Amelin, Semenov, 1996; Turchenko et al., 1991).

Интрузив представляет наклоненное под углом $\sim 45^\circ$ к северу тело, имеющее очертание неправильного эллипса (рис. 2). Краевые его части перекрыты чехлом четвертичных отложений (Богачев и др., 1968). Мощность интрузива ~ 4.6 км.

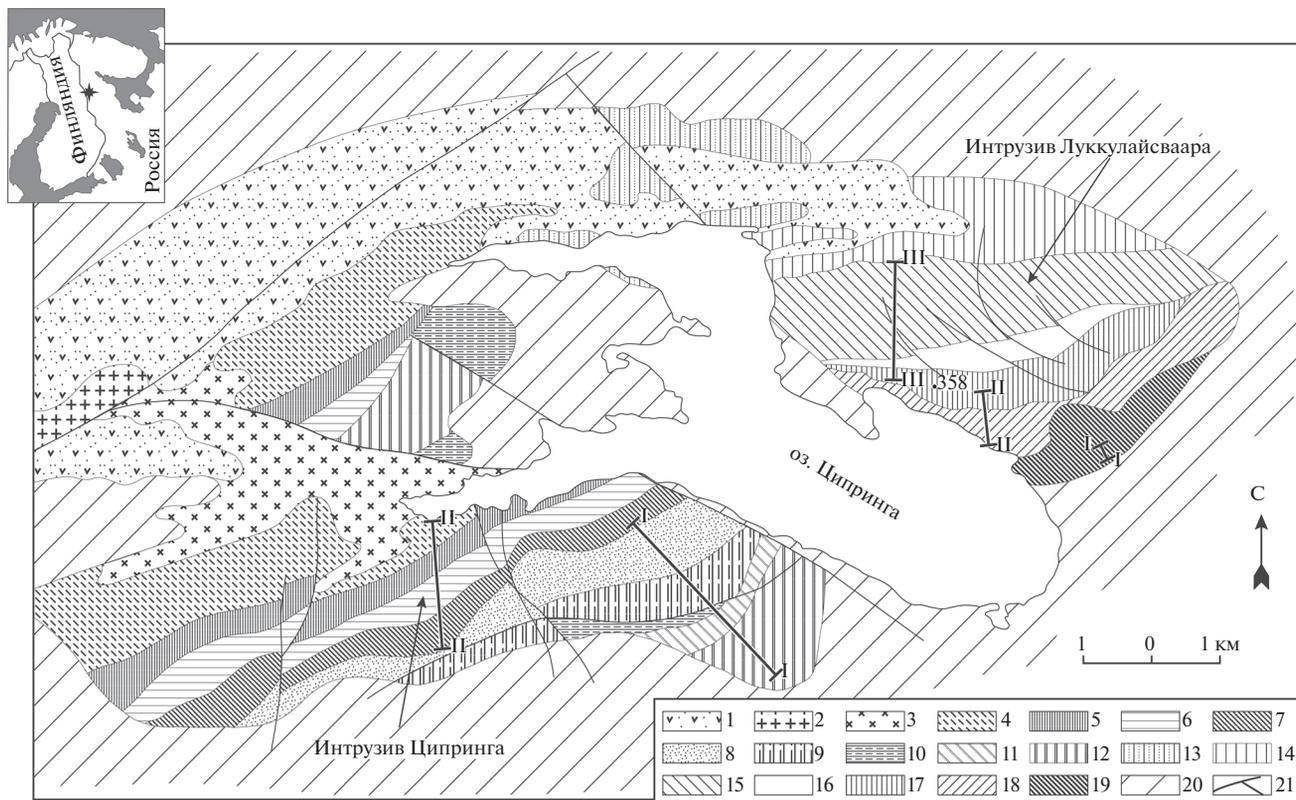


Рис. 2. Схема геологического строения района оз. Ципринга. Линии I, II, III – профили геохимического опробования. 1 – метавулканиты (2.4 млрд лет), 2 – граниты, 20 – гранито-гнейсы и мигматиты фундамента (2.6–2.7 млрд лет), 21 – разрывные нарушения. *Расслоенный интрузив Ципринга:* 3 – монцодиориты; зона магнетитовых габброноритов: 4 – габбронориты и магнетитсодержащие габбронориты, 5 – переслаивание габброноритов и магнетитовых габброноритов; 6 – зона габброноритов; 7 – зона оливиновых габбро; зона троктолитов: 8 – подзона лейкократовых троктолитов-анортозитов, 9 – подзона мезократовых троктолитов; нижняя приконтактная зона: 10 – габбро-пегматиты, 11 – лейкократовые троктолиты-анортозиты, 12 – переслаивание троктолитов, оливиновых габбро и габброноритов, магнетитсодержащих габброноритов. *Расслоенный интрузив Луккулайсваара:* 13 – нерасчлененные толщи расслоенного комплекса; 14 – верхняя краевая зона: переслаивание норитов и габброноритов; 15 – зона габброноритов II; 16 – зона норитов II; 17 – зона габброноритов I; 18 – зона норитов I; 19 – зона переслаивания оливинитов, дунитов, гарцбургитов и бронзититов (по материалам Семенов и др., 1995).

Предыдущими исследованиями (Glebovitsky и др., 2001) в массиве выделены нижняя и верхняя приконтактные зоны, а породы расслоенной серии по набору кумулятивных минералов делятся на пять зон:

1. Зона ультраосновных пород, которая представлена переслаиванием оливинитов, гарцбургитов и бронзититов. Ортопироксен встречается в форме ойкокрсталлов с хадакрсталлами оливина и хромита.

2. Зона норитов I сложена в основном меланократовыми норитами. Оливин встречается спорадически как второстепенный минерал.

3. Зона габброноритов I, характерной чертой последних является наличие линз мелко-микрoзернистых габброноритов и норитов, быстро выклинивающихся слоев пятнистых анортозитов и оливинсодержащих меланократовых норитов и

гарцбургитов, пойкилитовых норитов и пироксенитов.

4. Зона норитов II, представленная лейкократовыми норитами-анортозитами.

5. Зона габброноритов II.

К границе расслоенной серии с перекрывающей верхней приконтактной зоной приурочен сэндвичевый горизонт.

Отличительной особенностью Луккулайсваарского интрузива является наличие вложенных в расслоенность многочисленных тел микрогабброноритов. Крупное тело микрогабброноритов мощностью до 100 м залегает в средней части массива (Богачев и др., 1968; Glebovitsky и др., 2001).

Набор кумулатов, определенный по некоторым относительно слабо измененным породам, сохранивших реликты первичномагматических минералов либо диагностируемые псевдоморфозы по ним, близок к набору кумулатов Кивакского массива.

В пределах Луккулайсваарского массива отмечены спорадические участки тонкой (сантиметровой) ритмической расслоенности, как правило, приуроченные к областям присутствия тел микрогабброноритов. Выдержанная по простиранию ритмичность метровой мощности, подобная обнаруженной в Кивакском интрузиве, предыдущими исследованиями не установлена.

ИНТРУЗИВ ЦИПРИНГА

Интрузив Ципринга расположен с юго-западной стороны оз. Ципринга. В плане массив имеет удлиненную форму, вытянутую в восточном–северо-восточном направлении (рис. 2). Длина составляет 11 км, ширина – 5–8 км (Шмыгалев, 1968).

По изотопным данным U-Pb и Sm-Nd систем возраст массива составляет 2441.3 ± 1.7 и 2430 ± 26 млн лет соответственно (Семенов и др., 1995).

Комплекс залегает в зоне контакта гранитоидов верхнего архея, диоритов и гранитов, которые перекрываются осадочно-вулканогенными образованиями панааярвинской свиты нижнего протерозоя (Шмыгалев, 1968).

В интрузиве имеется отчетливо проявленная слоистость, которая ориентирована под углом $\sim 65^\circ$. Значительная часть пород массива сильно изменена (Семенов, 2012).

В разрезе выделяются верхняя и нижняя приконтактные зоны и расслоенная серия, составляющая основной объем интрузива (Семенов и др., 1995). Так, с юга на север выделяют:

1. Нижняя приконтактная зона мощностью 400 м, которая в нижней части представлена переслаиванием габброноритов, оливиновых габбро, лейкотроктолитов, а в верхней – лейкотроктолитами до анортозитов, габброноритами, а также наблюдаются линзы грубозернистых магнетитовых габброноритов и тела габбро-пегматитов.

2. Зона троктолитов с нижней мезотроктолитовой и верхней лейкотроктолитовой подзонами, мощность зоны 1350 м. Залегает в основании расслоенной серии. Основными минералами являются оливин и плагиоклаз. По соотношению этих минералов выделяются две подзоны:

Подзона мезотроктолитов – мощностью 640 м.

Подзона лейкотроктолитов – имеет мощность 710 м, к границе подзон приурочено переслаивание меланократовых и лейкократовых троктолитов мощностью около 10–15 м при мощности отдельных слоев порядка 0.1–0.2 м.

3. Зона оливиновых габбро мощностью 300 м с прослоями оливинсодержащих пижонитовых габброноритов. Представлена зона оливин-плагиоклаз-клинопироксеновым парагенезисом.

4. Зона габброноритов с инвертированным пижонитом в качестве ромбического пироксена, сложена плагиоклаз-клинопироксен-пижонитовыми кумулатами. Мощность 310 м.

5. Зона пижонитовых феррогабброноритов и магнетитовых габброноритов мощностью до 530 м. Нижние 140 м зоны представлены пачкой переслаивающихся габброноритов и магнетитовых габброноритов. Средняя часть – габброноритами с редкими прослоями магнетитсодержащих габброноритов, а верхняя часть сложена магнетитсодержащими габброноритами с отдельными прослоями габброноритов.

На границе между расслоенной серией и верхней приконтактной зоной расположены породы сэндвичевого горизонта.

6. Верхняя приконтактная зона имеет мощность около 200 м.

Мощность интрузива около 3100 м.

Смена кумулятивных парагенезисов в массиве Ципринга осуществлялась в следующем порядке: оливин + плагиоклаз → оливин + плагиоклаз + авгит → плагиоклаз + авгит + пижонит → плагиоклаз + авгит + пижонит + магнетит.

Тонкая (сантиметровая) ритмическая расслоенность в интрузиве обнаружена на границе лейкократовых и меланократовых троктолитов, т.е. не сопровождается изменением кумулятивных парагенезисов в сопряженных слоях.

Ритмичность метрового масштаба мощности установлена в верхней четверти разреза. Она сопряжена с появлением кумулятивного титаномагнетита и представлена чередованием слоев с кумулятивным титаномагнетитом и без него.

Таким образом три дифференцированных интрузива Олангской группы, несмотря на схожее тектоническое положение и близкий возраст, демонстрируют разные типы развития метровой ритмической расслоенности, чем и привлекли наше внимание.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Значительная часть пород интрузивов Ципринга и Луккулайсваара существенно изменена, поэтому петрографическое описание и выделение кумулятивных парагенезисов осложнено. В этих условиях для идентификации пород особое значение приобретают петрохимические данные по составу пород опорных разрезов.

Кластерный анализ представляет статистическую процедуру, в основе которой лежит классификация данных, содержащих набор информации о ряде объектов. Сформированный кластер можно охарактеризовать его внутригрупповой суммой квадратов отклонений, которая равна сумме квадратов расстояний от точек кластера до их средней

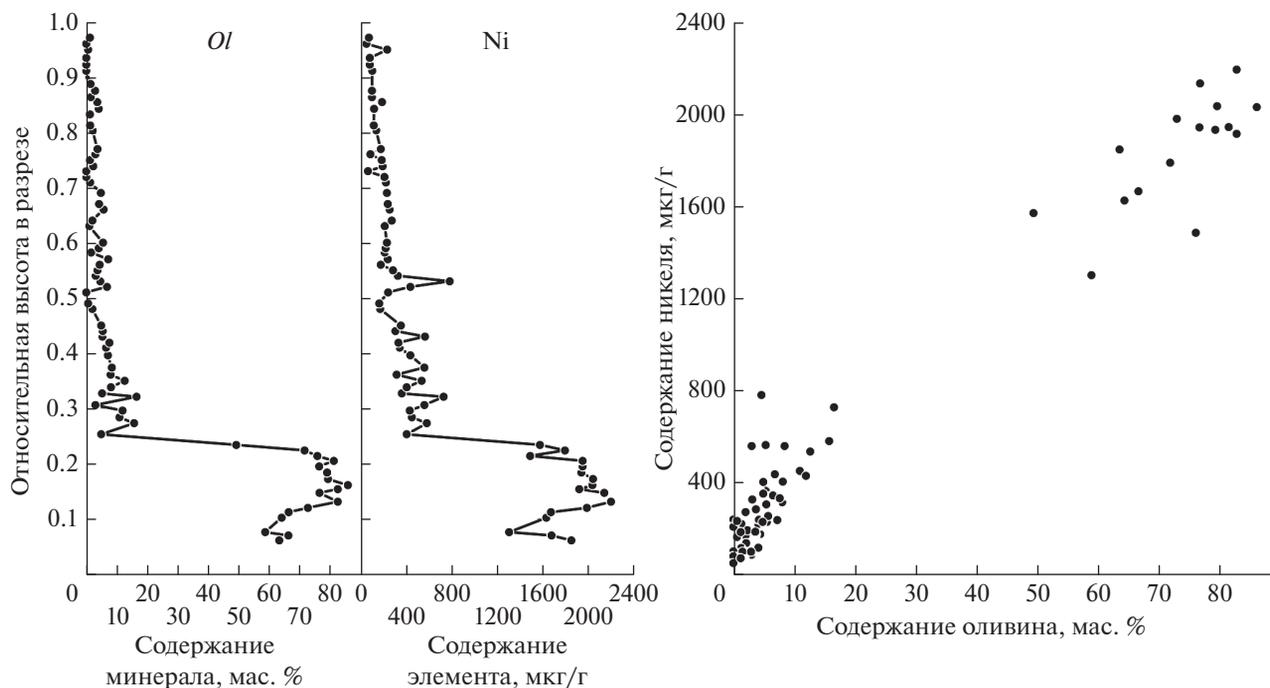


Рис. 3. Распределение содержаний оливина и никеля в вертикальном разрезе Кивакского интрузива и корреляция между ними.

величины (для измерения расстояний использовалась евклидова метрика). По этому методу при каждом последующем шаге объединяются два близко расположенных, т.е. наиболее схожих по параметрам, кластера и происходит минимизация внутригрупповых сумм квадратов. Для выделения петрохимически устойчивых групп пород авторы использовали один из вариантов иерархического кластерного анализа (Ward Jr, 1963), апробированный нами для классификации магматических пород и дополненный нормативным пересчетом составов пород, результаты которого приводятся в объемных процентах.

Условием корректного применения метода кластерного анализа для восстановления первично магматического количественно-минерального состава пород интрузивов Ципринга и Луккулайсвара является установление изохимической природы вторичных изменений исследуемых пород.

Доказательством того, что рассчитанные нормативные составы пород отвечают первичномагматическим (т.е., что процесс вторичных изменений носил изохимический характер), являются корреляции между концентрациями никеля, стронция и нормативными содержаниями их минералов-концентраторов (оливина и плагиоклаза, соответственно) в магматическом процессе.

Содержания никеля и стронция в породах массивов определены методом ИСП-МС в лаборатории кафедры геохимии Геологического факульте-

та МГУ с помощью масс-спектрометра с двойной фокусировкой Element-2 фирмы Thermo Scientific. Аналитики Бычкова Я.В., Панчева Т.В., Арьяева Н.С., Бычков Д.А., Цховребова А.Р., Гнучев Я.Ю. Пробы были подготовлены к анализу методом кислотного разложения (Бычкова и др., 2019). Результаты определения приведены в табл. 1.

Никель в породах в отсутствие сульфидов концентрируется в оливине, и взаимосвязь между их распределениями видна во всех трех интрузивах как на корреляционных графиках, так на графиках распределений никеля и оливина по высоте в разрезах массивов (рис. 3, 5, 7).

В породах массивов Кивакка и Луккулайсвара видны четкие корреляции содержаний стронция и нормативного плагиоклаза как относительно друг друга, так и по высоте в разрезах (рис. 4 и 6). В породах интрузива Ципринга несмотря на то, что корреляция между содержаниями стронция и плагиоклаза отсутствует, характер распределения содержаний по высоте в разрезе на рис. 8 не оставляет сомнений в том, что распределение Sr в массиве контролируется плагиоклазом.

Кроме вышеизложенного, во многих случаях специфика локализации вторичных минералов свидетельствует о том, что вторичные процессы протекали в условиях закрытой системы: по железомagneзиальным ортомагматическим минералам развивались железомagneзиальные вторичные ми-

Таблица 1. Содержания Ni и Sr в породах Киваккского, Луккулайсварского и Ципрингского интрузивов

Проба	H, м	H _{отн}	*	Содержание, мкг/г		Проба	H, м	H _{отн}	*	Содержание, мкг/г	
				Ni	Sr					Ni	Sr
Киваккский интрузив											
КВ-402	121.5	0.061	I	1840	48	КВ-443	1020	0.510	I	240	240
КВ-403	140	0.070	I	1670	86	КВ-444	1040	0.520	I	440	290
КВ-404	152	0.076	I	1300	22	КВ-445	1060	0.530	I	780	188
КВ-405	203.7	0.102	I	1620	24	КВ-446	1080	0.540	I	330	200
КВ-406	223	0.112	I	1660	25	КВ-447	1100	0.550	I	280	260
КВ-407	241	0.120	I	1980	40	КВ-448	1120	0.560	I	176	240
КВ-408	262	0.131	I	2190	41	КВ-449	1140	0.570	I	240	240
КВ-409	293	0.147	I	2130	38	КВ-450	1164	0.582	I	210	280
КВ-410	308	0.154	I	1910	33	КВ-451	1180	0.590	I	220	260
КВ-411	322	0.161	I	2030	36	КВ-452	1200	0.600	I	230	250
КВ-412	345	0.172	I	2030	27	КВ-455	1260	0.630	I	210	320
КВ-413	367	0.184	I	1930	50	КВ-456	1280	0.640	I	270	280
КВ-414	390	0.195	I	1940	37	КВ-458	1320	0.660	I	250	250
КВ-415	410	0.205	I	1940	45	КВ-459	1340	0.670	I	240	260
КВ-416	428	0.214	I	1480	44	КВ-461	1380	0.690	I	230	280
КВ-417	448	0.224	I	1790	52	КВ-463	1417	0.709	I	220	270
КВ-418	468	0.234	I	1570	30	КВ-464	1437	0.719	I	210	260
КВ-419	506	0.253	I	400	240	КВ-465	1458	0.729	I	64	390
КВ-421	546	0.273	I	580	52	КВ-466	1477	0.738	I	193	290
КВ-422	568	0.284	I	450	58	КВ-467	1498	0.749	I	185	300
КВ-423	593	0.296	I	430	60	КВ-468	1519	0.760	I	87	260
КВ-424	612	0.306	I	560	58	КВ-469	1538	0.769	I	176	290
КВ-425	642	0.321	I	730	42	КВ-472	1607	0.803	I	137	310
КВ-426	655	0.327	I	360	187	КВ-473	1623	0.812	I	115	360
КВ-427	676	0.338	I	400	145	КВ-475	1665	0.832	I		300
КВ-428	700	0.350	I	530	58	КВ-476	1685	0.842	I	118	310
КВ-429	723	0.361	I	310	220	КВ-477	1707	0.854	I	187	270
КВ-430	748	0.374	I	560	50	КВ-478	1727	0.863	I	100	330
КВ-432	791	0.396	I	440	52	КВ-479	1750	0.875	I	100	340
КВ-433	819	0.410	I	340	197	КВ-480	1773	0.887	I		330
КВ-434	839	0.419	I	330	240	КВ-482	1823	0.911	I	101	310
КВ-435	859	0.430	I	560	78	КВ-483	1843	0.922	I	81	360
КВ-436	879	0.440	I	300	230	КВ-484	1868	0.934	I	80	360
КВ-437	900	0.450	I	350	184	КВ-485	1898	0.949	I	230	480
КВ-440	960	0.480	I	170	230	КВ-486	1919	0.960	I	51	360
КВ-441	980	0.490	I	163	250	КВ-487	1943	0.971	I	72	350
Луккулайсварский интрузив											
552-284	95	0.020	I	1360	37	Лу-309	2603	0.560	III	200	360
552-139	190	0.041	I	1380	56	Лу-311	2720	0.585	III	153	270
550/89,0	395	0.085	I	1560	29	Лу-312	2783	0.598	III	175	250
Лу-601	910	0.196	II	210	270	Лу-313	2858	0.615	III	155	290
Лу-603	1035	0.223	II	185	250	Лу-314	2899	0.623	III	161	230
Лу-604	1080	0.232	II	132	250	Лу-315	2967	0.638	III	90	330
Лу-605	1240	0.267	II	193	210	Лу-316	3013	0.648	III	163	240

Таблица 1. Окончание

Проба	H, м	H _{отн}	*	Содержание, мкг/г		Проба	H, м	H _{отн}	*	Содержание, мкг/г	
				Ni	Sr					Ni	Sr
Лу-606	1325	0.285	II	270	270	Лу-317	3075	0.661	III	147	230
Лу-607/1	1414	0.304	II	370	11	Лу-318	3122	0.671	III	185	200
Лу-609	1499	0.322	II	200	220	Лу-319	3182	0.684	III	186	230
Лу-613	1805	0.388	II	158	250	Лу-321	3207	0.690	III	135	290
Лу-614	1915	0.412	II	380	270	Лу-322	3278	0.705	III	134	290
Лу 358	1992.1	0.428		240	300	Лу-323	3448	0.742	III	137	260
Лу-301	2000	0.430	III	800	230	Лу-324	3509	0.755	III	156	260
Лу 356	2002.1	0.431	III	960	95	Лу-325	3544	0.762	III	154	250
Лу-235	2045	0.440	III	320	164	Лу-326	3645	0.784	III	110	340
Лу-302	2182	0.469	III	220	300	Лу-10/1	3745	0.805	III	113	320
Лу-303/1	2280	0.490	III	166	270	Лу-10/2	3915	0.842	III	64	470
Лу-304	2307	0.496	III	107	320	Лу-10/4	3975	0.855	III	81	310
Лу-305/1	2364	0.508	III	320	250	Лу-237	4085	0.878	III	24	290
Лу-307	2490	0.535	III	160	270						
Ципрингский интрузив											
Ц84-2	30	0.010	I	220	220	ПЦ137	2240	0.723	II	146	350
Ц136	100	0.032	I	190	290	ПЦ202	2255	0.727	II	111	290
Ц138-1	380	0.123	I	151	350	ПЦ203	2278	0.735	II	124	310
Ц137-3	480	0.155	I	560	300	ПЦ204	2306	0.744	II	340	280
Ц134-3	620	0.200	I	550	390	ПЦ205	2330	0.752	II	240	250
Ц134-12	800	0.258	I		230	ПЦ206	2356	0.760	II	168	310
Ц44	950	0.307	I	640	220	ПЦ207	2390	0.771	II	176	240
Ц65,65/5	1030	0.332	I	240	420	ПЦ212	2407	0.777	II	200	250
Ц65-13	1035	0.334	I	320	350	ПЦ106	2415	0.779	II	220	180
Ц65-1	1050	0.339	I	179	440	ПЦ211	2433	0.785	II	89	330
Ц41	1640	0.529	I	163	420	ПЦ110	2460	0.794	II	111	310
Ц100	1690	0.545	I	310	240	ПЦ209	2484	0.801	II	166	380
Ц40-2	1710	0.552	II	138	220	ПЦ208	2510	0.810	II	130	330
Ц102	1750	0.565	II	210	230	ПЦ213	2532	0.817	II	220	350
Ц113-1	1900	0.613	II	168	270	ПЦ214	2561	0.826	II	165	370
Ц104	1930	0.623	II	142	230	ПЦ108-2	2770	0.894	II	124	440
ПЦ189	1980	0.639	II	176	280	ПЦ108-1	2840	0.916	II	93	400
ПЦ170	2060	0.665	II	88	290	ПЦ35	2890	0.932	II	25	380
Ц106	2180	0.703	II	85	280	ПЦ66	2960	0.955	II	119	330
ПЦ201	2235	0.721	II	124	290						

* Номер профиля опробования на соответствующем интрузиве (см. рис. 2).

нералы, а по кальцийсодержащим – кальцийсодержащие низкотемпературные минералы.

Таким образом, можно утверждать, что вторичные изменения пород обсуждаемых интрузивов имели изохимический характер. Следует заметить, что степень вторичных изменений минимальна в породах Киваккского массива и максимальна в породах интрузива Луккулайсваара.

РЕЗУЛЬТАТЫ КЛАСТЕРНОГО АНАЛИЗА

Кластерный метод, являясь строгим количественным методом анализа многомерных множеств, тем не менее содержит два субъективных пункта. Первый из них связан с формированием выборки, которую нужно разбить на группы, а второй – с выбором шага объединения, на котором следует остановиться, т.е. с выбором количества кластеров и их состава.

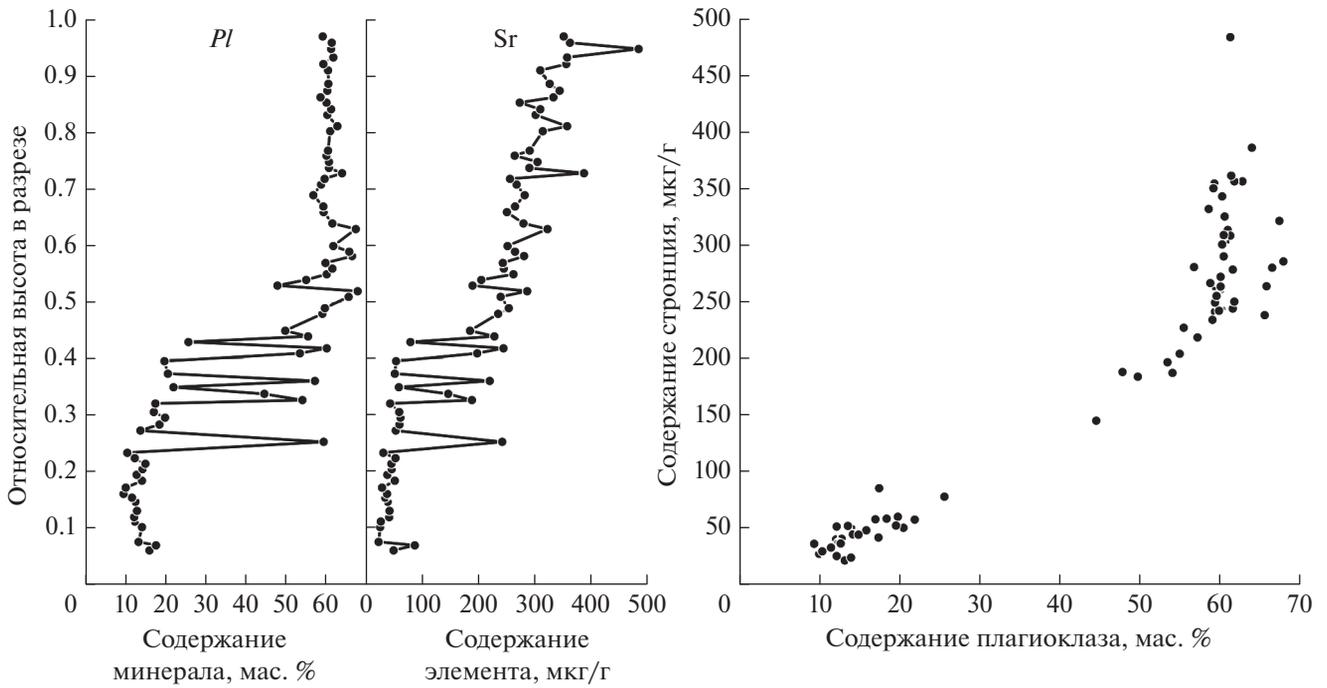


Рис. 4. Распределение содержаний плагиоклаза и стронция в вертикальном разрезе Киваккского интрузива и корреляция между ними.

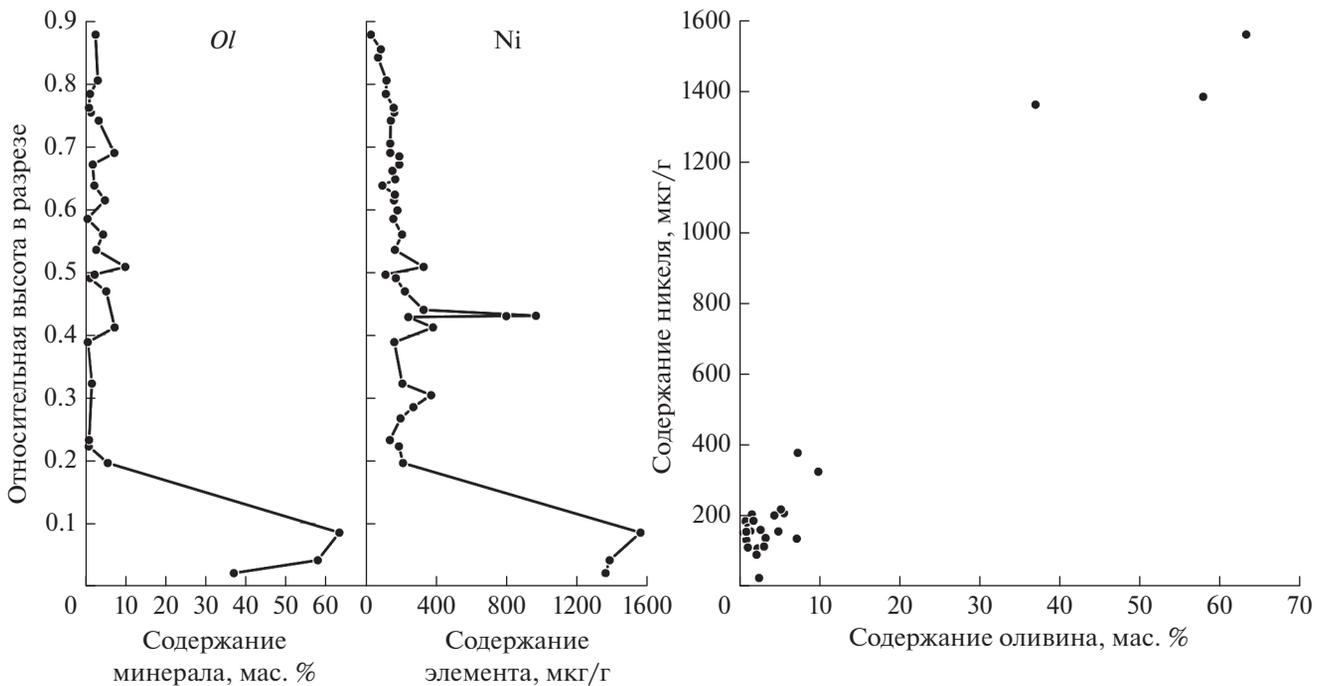


Рис. 5. Распределение содержаний оливина и никеля в вертикальном разрезе Луккулайсваарского интрузива и корреляция между ними.

Для кластерного анализа в выборку включены полученные в нашей исследовательской группе опубликованные ранее силикатные анализы горных пород массивов (Коптев–Дворников и др.,

2001; Семенов и др., 1995; Glebovitsky et al., 2001): всего 303 анализа: 124 из них – пробы массива Луккулайсваара, 92 – Ципринга и 87 – Кивакка. Разнообразие составов горных пород, слагающих

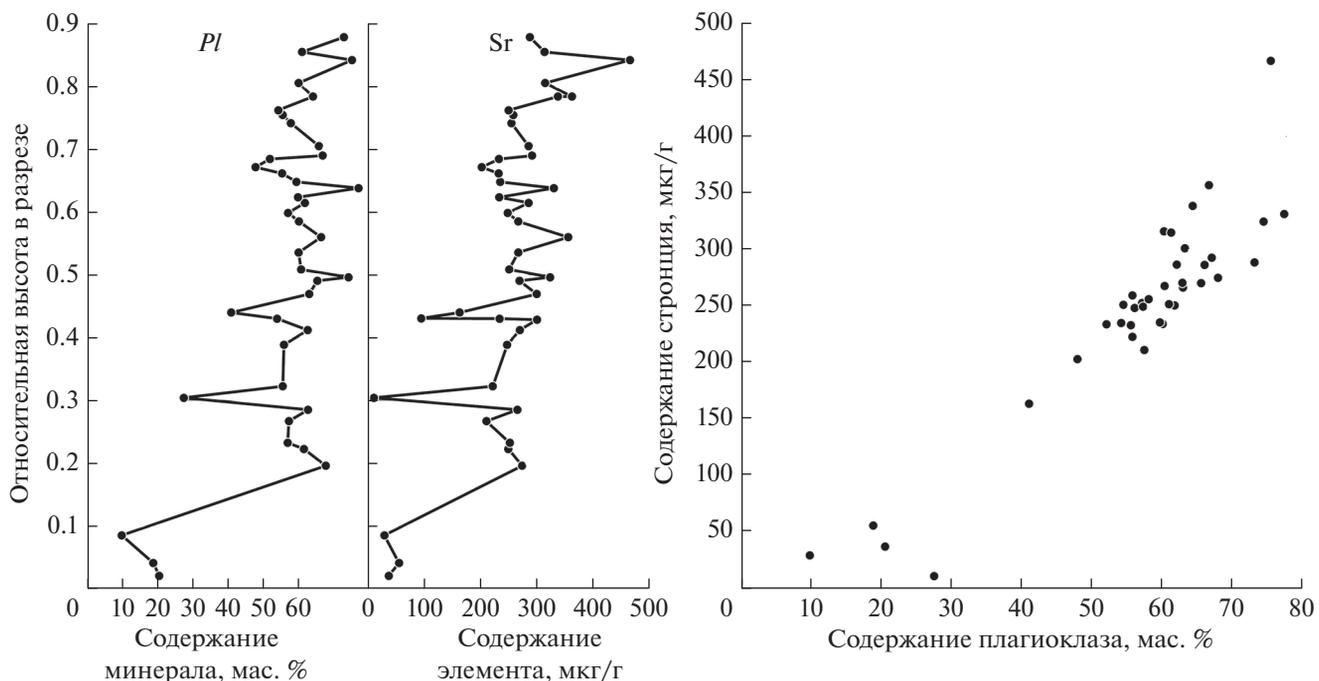


Рис. 6. Распределение содержаний плагиоклаза и стронция в вертикальном разрезе Луккулайсварского интрузива и корреляция между ними.

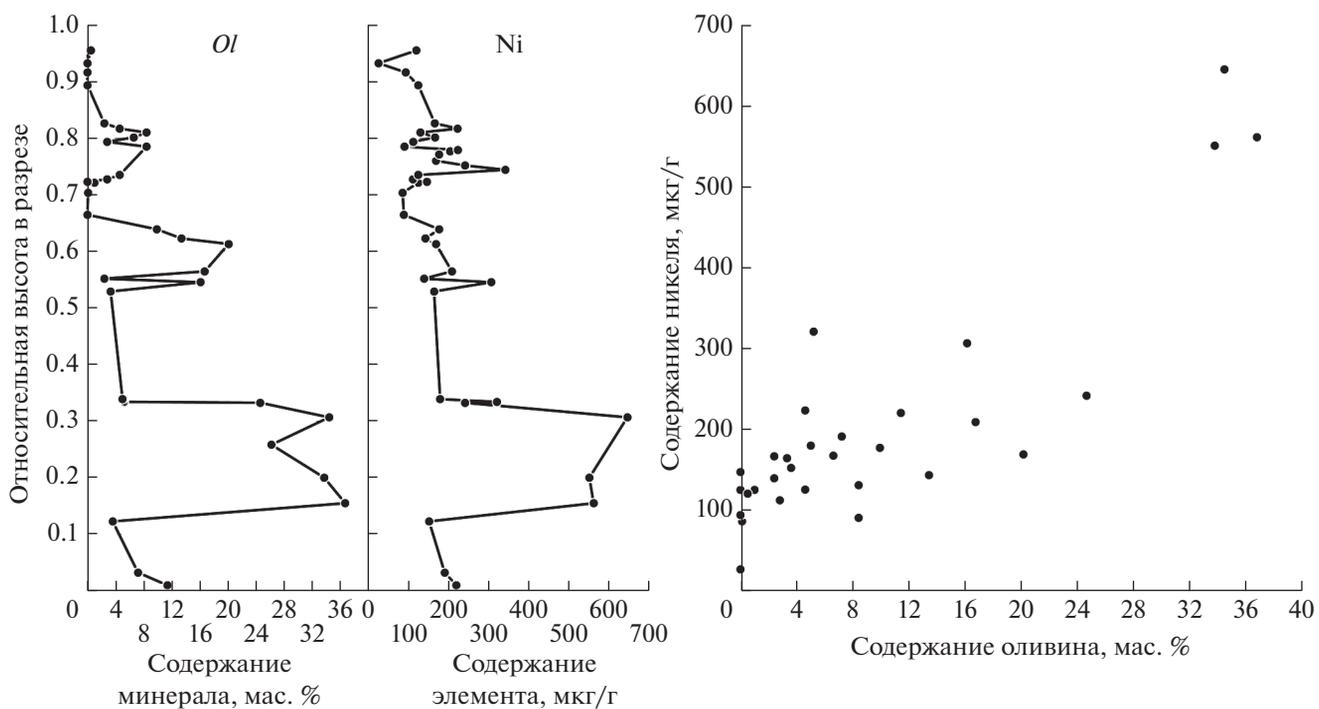


Рис. 7. Распределение содержаний оливина и никеля в вертикальном разрезе Ципрингского интрузива и корреляция между ними.

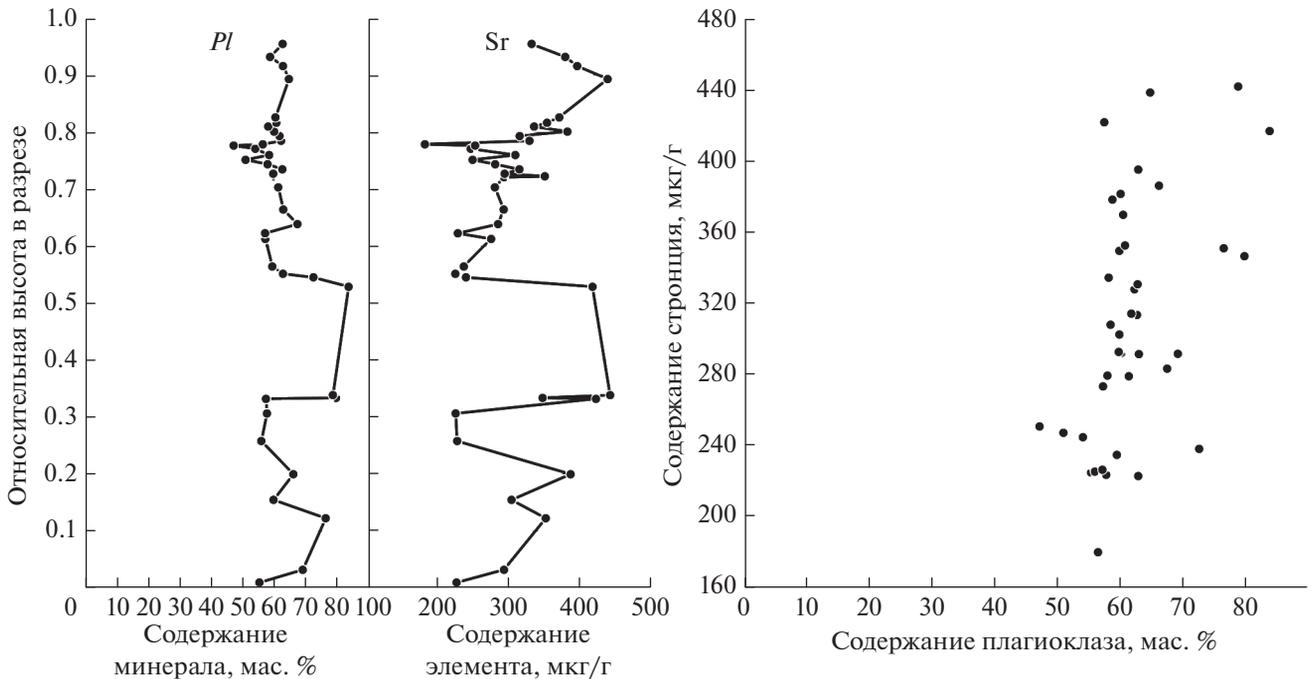


Рис. 8. Распределение содержаний плагиоклаза и стронция в вертикальном разрезе Ципрингского интрузива и корреляция между ними.

интрузивы, демонстрируют вариационные диаграммы на рис. 9.

Совместная обработка химических анализов пород трех массивов проводилась с целью выяснения сходства и различия наборов кумулатов в этих интрузивах и, поскольку все пробы привязаны к вертикальной координате в разрезах, то и с целью выявления сходства и различия распределения кумулатов в разрезах.

Что касается второго субъективного момента, то мы преследовали цель получить такую петрохимическую классификацию, которая приближалась бы к принятой нами петрографической (кумулятивной), имеющей генетический смысл. Сопоставление петрохимических типов и структурно-петрографических видов пород, выполненное нами ранее с методической целью для массивов с менее измененными вторичными процессами породами (Киваккский, Йоко-Довыренский, Бураковский и др.), показало, что если нормативное содержание пироксена в породе с кумулятивной структурой превышает 10 об. %, а плагиоклаза – 25 об. %, то эти минералы имеют, как правило, кумулятивную природу, если меньше – то интеркумулятивную. Результаты кластерного анализа отдельных выборок силикатных анализов пород Киваккского и Ципрингского интрузивов показали, что они четко подразделяются на кластеры (петрохимические типы), отвечающие этим эмпирическим критериям, т.е. эти кластеры могут быть интерпретированы как соответствующие кумулаты.

Сопоставление петрохимических типов со структурно-петрографическими видами пород Киваккского и Ципрингского интрузивов показывает их хорошее соответствие (в табл. 2, 3 – сопоставление проведено только по породам, не измененным вторичными процессами).

Справедливость допущений, принятых для вышеупомянутой кумулятивной интерпретации нормативных содержаний минералов для Луккулайсваарского интрузива не может быть предварительно оценена из-за сильных вторичных изменений. Тем не менее, поскольку эти критерии оказались справедливы для существенно различающихся по составу материнских магм и набором кумулатов Киваккского, Ципрингского, Бураковского и Йоко-Довыренского массивов, можно с достаточной уверенностью распространить их (критерии) и на породы Луккулайсваарского интрузива, тем более что состав его исходной магмы относится к тому же марианит-бонинитовому типу, что и магма Киваккского массива.

В соответствии с ранее упомянутыми критериями выделения кумулятивных минералов, полученные кластеры объединены в 12 петрохимических групп и подгрупп по признаку одинакового набора кумулятивных минералов в каждой группе (табл. 4).

Группы названы по кумулятивному парагенезису:

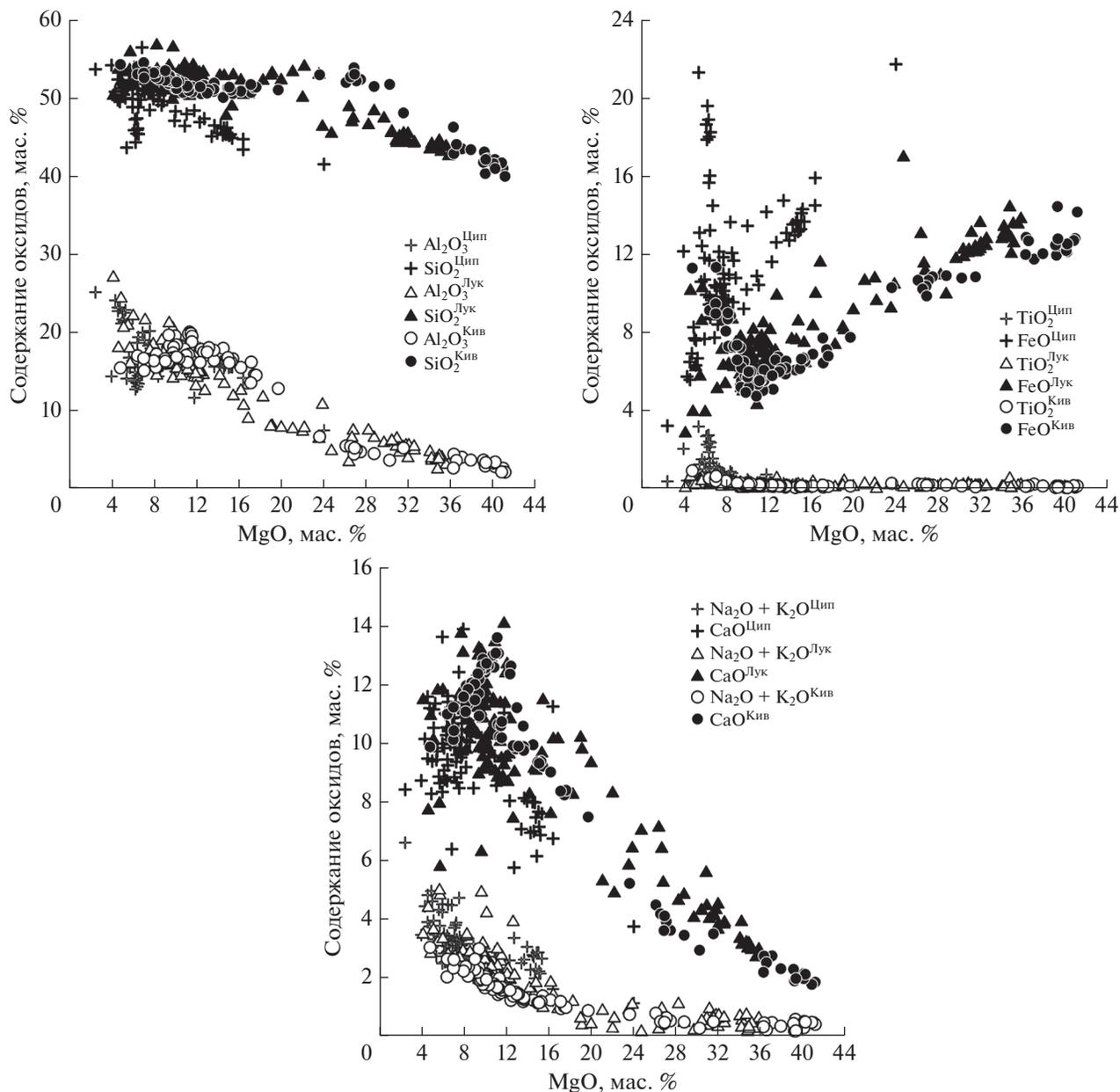


Рис. 9. Вариационные диаграммы составов изверженных пород, слагающих Киваккский, Луккулайсваарский и Ципрингский интрузивы.

1. **Оливиниты.** Группа представлена исключительно оливиновыми кумулатами Киваккского массива.

2. **Бронзититы.** В группу бронзитовых кумулатов входят образцы двух массивов: Кивакка и Луккулайсваара.

3. **Гарцбургиты.** Оливин-бронзитовые кумулаты присутствуют в массивах Кивакка и Луккулайсваара.

4. **Нориты.** Плаггиоклаз-бронзитовый кумулат присутствуют в массивах Кивакка и Луккулайсваара.

5. **Троктолиты.** Группа оливин-плаггиоклазовых кумулатов четко подразделяется на две подгруппы: мезо- и лейкотроктолитов. Этот кумулятивный парагенезис наблюдается только в Ципрингском массиве.

6. **Габбронориты.** В эту группу объединены плаггиоклаз-пироксеновые кумулаты. Она подразделяется на четыре подгруппы, из которых породы подгруппы собственно габброноритов принадлежат Киваккскому и Луккулайсваарскому интрузивам. Остальные три подгруппы, различающиеся содержанием кумулятивного магнетита,

Таблица 2. Сопоставление петрохимических типов и структурно-петрографических видов пород в Кивакском интрузиве

Структурно-петрографические виды	Петрохимические типы							
	Кл.1	Кл.2	Кл.3	Кл.4	Кл.5	Кл.6	Кл.7	Кл.8
Оливиниты	9	2						
Гарцбургиты		5	2					
Бронзититы				9				
Нориты					22			
Габбронориты					1	21		2
Габбронориты пижонитовые							11	3

Таблица 3. Сопоставление петрохимических типов и структурно-петрографических видов пород в Ципрингском интрузиве (по породам, не измененным вторичными процессами)

Структурно-петрографические виды	Петрохимические типы						
	Кл.1	Кл.2	Кл.3	Кл.4	Кл.5	Кл.6	Кл.7
Меланотроктолиты	1						
Мезотроктолиты		9	1				
Лейкотроктолиты		1	7	1			
Оливиновые габбро				3			
Габбронориты					7		
Магнетит, содержащий габбронориты						2	
Магнетитовые габбронориты							2

в которых ортопироксен представлен претерпевшим инверсию пижонитом, объединяют породы массива Ципринга.

7. Оливиновые габбро. Группа представлена трехминеральным плагиоклаз-клинопироксен-оливиновым кумулатом. Оливиновое габбро присутствует только в массиве Ципринга.

8. Пижонитовые кварцсодержащие габбронориты не образуют общего кластера. Признаком для их выделения послужили присутствие нормативного кварца (до 6%) и самые высокие для каждого массива содержания некогерентного фосфора (Коптев–Дворников и др., 2001; Семенов и др., 1995; Glebovitsky et al., 2001). По положению в разрезе они отвечают сэндвичевым горизонтам, являясь низкотемпературными дифференциатами.

Данные в табл. 4 убедительно демонстрируют, что в результате формализованной классификации химических составов горных пород трех плутонов методом кластерного анализа породы массивов Луккулайсваара и Кивакка объединяются в общие петрохимические группы, в то время как породы Ципрингского интрузива образуют группы с отличающимися кумулятивными парагенезисами.

СРАВНЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ МАССИВОВ И ТИПОВ РИТМИЧНОСТИ В НИХ

Образцы, использованные для кластерного анализа, охватывают полный вертикальный разрез каждого из массивов. Пробы имеют привязку к вертикальной координате в разрезе, что позволяет выявить положение в разрезах массивов выделенных в результате кластерного анализа петрохимических групп и распределение установленных по формальным критериям кумулятивных парагенезисов. Поскольку массивы имеют разную мощность вертикального разреза, удобнее сопоставлять не абсолютные, а относительные высоты (абсолютная высота пробы в разрезе, отнесенная к мощности массива) (рис. 10).

Нетрудно видеть совпадение с ранее предложенными стратиграфическими характеристиками метровой расслоенности и ее положением в разрезе для Кивакского и Ципрингского массивов (Коптев–Дворников и др., 2001; Семенов и др., 1995; Glebovitsky и др., 2001). Здесь неожиданностей не появилось.

В Луккулайсваарском массиве все выглядит иначе. Ранее в строении габброидной части разреза Луккулайсваарского интрузива выделяли две повторяющиеся последовательности зон норитов

Таблица 4. Петрохимические группы и подгруппы

Количество проб	Pl	Cpx	Opx	Ol	Название группы	Распределение кластеров по интрузивам		
						Кивакка	Луккулайсваара	Ципринга
12	11	3	2	84	Оливиниты			
12	20.9	7	60	12	Бронзититы			
40	17–24	6–10	15–27	40–60	Гарцбургиты			
74	48–72	7–12	16–36	0–4	Нориты			
18	30–60	2–3	0–3	37–64	Троктолиты			
19	71–83	4–6	0–2	11–23	Лейкотроктолиты			
68	31–62	16–32	19–40	0–6	Габбронориты			
17	59–61	15–18	22–23*	0	Пижонитовые габбронориты			
14	61–67	12–16	17–19*	0	Магнетитсодержащие пижонитовые габбронориты**			
9	57	18	15*	0	Магнетит-пижонитовые габбронориты***			
14	54–69	20.5	4–9	8–17	Оливиновые габбро			
1	61	16	18	0	Пижонитовые кварцсодержащие габбронориты, обогащенные некогерентными элементами			
3	72	10	16	0				
2	60	11	21	0				

Примечание. Жирным шрифтом выделены кумулятивные фазы.

*Ортопироксен представлен инвертированным пижонитом; **содержат около 4% кумулятивного магнетита; ***содержат около 10% кумулятивного магнетита.

I, габброноритов I и норитов II, габброноритов II (Glebovitsky и др., 2001). В результате формализованной классификации горных пород Луккулайсваарского массива методом кластерного анализа выяснилось, что вместо двукратной смены в разрезе норитов габброноритами проявилось сквозное крупномасштабное (порядка 100–200 м) переслаивание норитов и габброноритов, захватывающее всю габброидную толщу расслоенной серии. При этом в двучленных ритмах снизу вверх растет относительная мощность габброноритов и уменьшается норитов.

Таким образом, построение опорных разрезов для всех интрузивов, основанное на результатах кластерного анализа, показывает, что несмотря на близкий возраст и единую тектоническую обстановку, вертикальные разрезы массивов значительно отличаются.

ОБСУЖДЕНИЕ

Совместный анализ пространственной и внепространственной структур трех интрузивов выявил, что набор кумулятивных парагенезисов и их последовательность в разрезах свидетельствуют о

разном порядке кристаллизации материнских магм. Средневзвешенный состав пород Киваккского массива характеризуется высоким содержанием магния, относительно высоким содержанием кремнезема и низким содержанием оксида титана (Коптев–Дворников и др., 2001). По этим признакам состав отвечает магмам марианит-бонинитового ряда (Богатиков и др., 1987). Средневзвешенный состав Луккулайсваарского интрузива также относится к магмам марианит-бонинитового ряда, но с меньшим содержанием магния и более высоким содержанием кремнезема, чем средневзвешенный состав Киваккского массива (Glebovitsky и др., 2001). Средневзвешенный состав Ципрингского интрузива и набор его кумулятивных парагенезисов характерны для магм толеитового типа с повышенными содержаниями железа и глинозема (Семенов и др., 1995). Средневзвешенные составы трех массивов приведены в табл. 5.

Эти составы были использованы в качестве исходных для внедрившихся магм при моделировании динамики формирования Киваккского и Ципрингского интрузивов с помощью программы

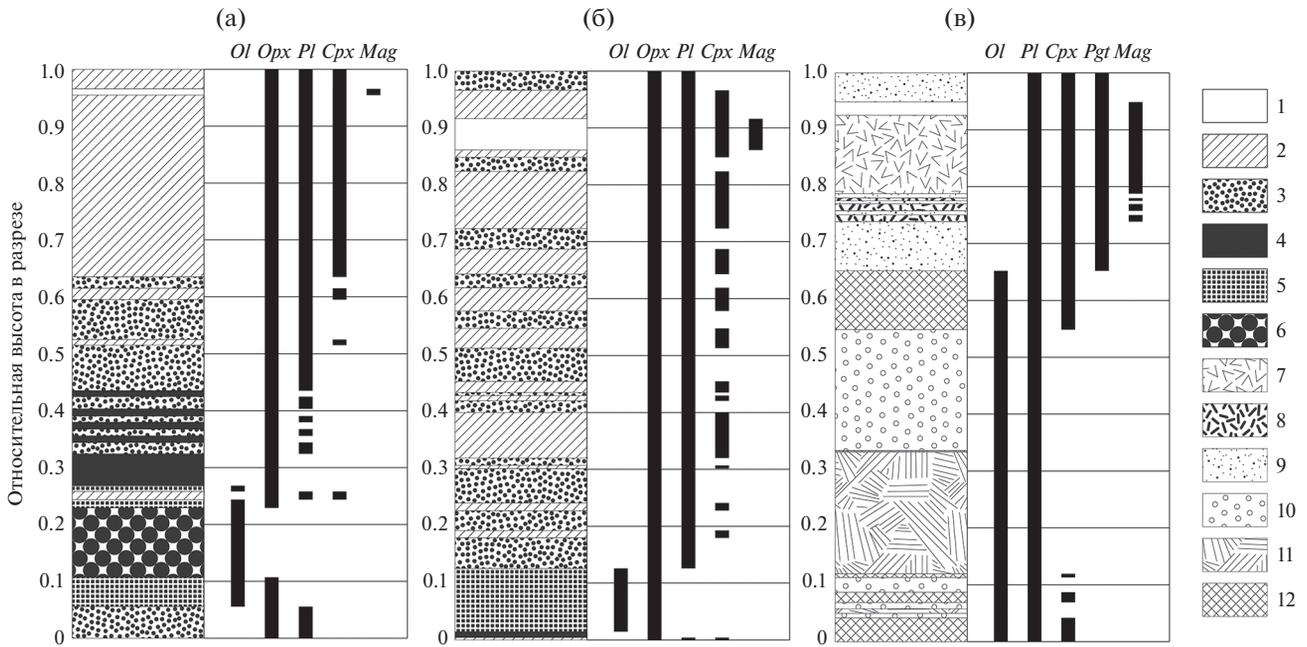


Рис. 10. Опорные разрезы Киваккского (а), Луккулайсваарского (б) и Ципрингского (в) интрузивов. Распределение петрохимических групп и кумулятивных минералов в вертикальном разрезе массивов. 1 – сэндвичевый горизонт; 2 – габбронориты; 3 – нориты; 4 – бронзититы; 5 – гарцбургиты; 6 – оливиниты; 7 – магнетитсодержащие пижонитовые габбронориты; 8 – магнетит-пижонитовые габбронориты; 9 – пижонитовые габбронориты; 10 – лейкократовые троктолиты; 11 – троктолиты; 12 – оливиновые габбро.

КОМАГМАТ версии 3.5 (Арискин, Бармина, 2000; Френкель и др., 1988; Френкель, 1995). Результаты численного моделирования динамики

формирования Киваккского интрузива (Коптев–Дворников и др., 2011, 2012; Vuchkova и др., 2019) демонстрируют, что кристаллизация средневзвешенного состава, принятого в качестве родительской магмы, происходит в том же порядке, в котором сменяются кумулятивные парагенезисы в вертикальном разрезе массивов и при этом удается количественно воспроизвести распределение главных и примесных химических элементов в разрезе. Можно сделать обоснованный вывод, что Киваккский и Ципрингский интрузивы сформировались в результате одноактных внедрений магм и дифференциации *in situ*.

Таблица 5. Средневзвешенные составы интрузивов

Компоненты	Киваккский	Луккулайсваарский	Ципрингский
SiO ₂	49.84	51.74	49.82
TiO ₂	0.23	0.27	0.58
Al ₂ O ₃	12.54	15.29	17.92
FeO	8.96	7.79	10.37
MnO	0.16	0.16	0.15
MgO	18.11	12.75	8.17
CaO	8.4	9.67	9.73
Na ₂ O	1.51	1.98	2.73
K ₂ O	0.23	0.31	0.46
P ₂ O ₅	0.02	0.03	0.06

Выявленные ранее и установленные в настоящей статье характеристики строения массива Луккулайсваара делали бесперспективным моделирование его формирования с помощью программы КОМАГМАТ, поскольку в КОМАГМАТ^е используется весьма упрощенный способ моделирования внутрикамерной конвекции.

Различающиеся по исходному составу магм и порядку кристаллизации Киваккский и Ципрингский интрузивы имеют схожие характеристики ритмической расслоенности: метровая мощность ритмов и приуроченность к участкам изменения кумулятивных парагенезисов. Однако в Киваккском массиве ритмическое переслаивание брон-

зититов и норитов происходит в нижней половине разреза, т.е. отвечает относительно раннему этапу формирования массива, тогда как в Ципрингском интрузиве чередование магнетит-пижонитовых габброноритов и пижонитовых габброноритов наблюдается в верхних частях разреза, т.е. на относительно поздних стадиях кристаллизации.

В то же время относящиеся к близкому типу исходных магм и одинаковому набору кумулатов интрузивы Кивакка и Луккулайсваара имеют явно различный характер ритмичности.

Наличие вставленных в расслоенную серию Луккулайсваарского массива тел микрогаббро и другой стиль ритмичности могут свидетельствовать о дополнительных внедрениях, а могут и отражать другой сценарий внутрикамерной конвекции магм. Одним из путей решения этой дилеммы является формализация высказанной ранее струйно-суспензионной гипотезы (Бычкова, Коптев–Дворников, 2004) и превращение ее в численную системную модель, что позволит количественно рассмотреть различные варианты возникновения инверсии плотности в магматической камере, что, в свою очередь, может привести к различающемуся характеру конвективных течений.

ВЫВОДЫ

1. Олангская группа – компактный исследовательский полигон для проверки петрогенетических концепций. Несмотря на возрастную и пространственную близость три интрузива имели разный состав исходных магм, различные наборы кумулятивных парагенезисов, различное внутреннее строение и характер ритмической расслоенности.

2. С помощью кластерного анализа содержаний главных элементов восстановлены кумулятивные парагенезисы в изохимически измененных горных породах Ципрингского и Луккулайсваарского интрузивов.

3. Анализ пространственной и внепространственной структур массивов показал, что набор кумулятивных парагенезисов и их последовательность в разрезах интрузивов подтверждают отнесение интрузивов Кивакка и Луккулайсваара к производным магм, отвечающих по составу бонинит-марианитовому ряду, а материнской магмы массива Ципринга – к толеитам с повышенными содержаниями железа и глинозема.

4. В строении разрезов массивов Кивакка и Ципринга, несмотря на разный состав исходных магм и разный порядок кристаллизации имеют место четкое разделение на зоны по кумулятив-

ным парагенезисам, на границах зон наблюдается ограниченное развитое ритмическое переслаивание (с мощностью ритмов от первых метров до первых десятков метров). В противоположность этому в Луккулайсваарском интрузиве нет четкого выделения кумулятивных зон, и по всей мощности массива установлено крупномасштабное ритмическое переслаивание (мощности ритмов от первых десятков до первых сотен метров).

Благодарности. Мы посвящаем эту публикацию памяти семьи Куликовых, известных исследователей магматических объектов Балтийского щита. Виктория Владимировна и Вячеслав Степанович Куликовы и их дочь Яна Вячеславовна Бычкова (в девичестве Куликова) представляют семью, члены которой объединены не только родственными связями, но и общей интеллектуальной деятельностью (см., например (Куликов и др., 2008) и многие другие). Я.В. Бычкова состоялась как исследователь процессов магматической эволюции и, в частности, проблемы генезиса контрастной ритмической расслоенности в мафит-ультрамафитовых массивах на материале дифференцированных интрузивов Олангской группы. В своих изысканиях она успешно сочетала унаследованные от родителей приемы полевых исследований изверженных горных пород в условиях Крайнего Севера с глубоким анализом полученных ею геохимических и петрографических материалов, включая методы численного моделирования (Бычкова, 2003, Vuchkova и др., 2019), что позволило ей убедительно обосновать многослойно-суспензионную гипотезу образования ритмической расслоенности киваккского типа.

Мы искренне благодарим Редколлегию и рецензентов журнала “Петрология” за рассмотрение рукописи статьи и полезные замечания, послужившие улучшению качества публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Амелин Ю.В., Семенов В.С. О возрасте и источнике магм нижнепротерозойских расслоенных интрузий Карелии // Тез. докл. “Изотопное датирование эндогенных рудных формаций”. Тбилиси. 1990. С. 40–42.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2000.
- Барков А.Ю., Ганнибал Л.Ф., Рюнгген Г.И., Балашов Ю.А. Датирование цирконов из расслоенного массива Кивакка, Северная Карелия // Методы изотопной геологии. Тез. докл. Всесоюзной школы-семинара. Звенигород. 1991. С. 21–23.
- Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. Справочник. М.: Недра, 1987. 152 с.

- Богачев А.И., Куликов В.С., Пекуров А.В., Слюсарев В.Д. Новые данные по геологии и магматизму синклинирной зоны Ветреного Пояса // Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Тр. Ин-та геологии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1968. С. 5–25.
- Бычкова Я.В. Закономерности строения контрастной ритмической расслоенности в Кивакском интрузиве. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 2003.
- Бычкова Я.В., Коптев–Дворников Е.В. Ритмическая расслоенность Кивакского типа: геология, петрография, гипотеза формирования // Петрология. 2004. Т. 12. № 3. С. 281–302.
- Бычкова Я.В., Коптев–Дворников Е.В., Кононкова Н.Н., Каменева Е.Е. Составы породобразующих минералов Кивакского расслоенного массива (Северная Карелия) и закономерности вариаций состава минералов подзоны ритмического переслаивания // Геохимия. 2007. № 2. С. 159–179.
- Бычкова Я.В., Бычков А.Ю., Бычков Д.А. Методы геохимических исследований. Часть 2. Многоэлементный анализ примесей в геологических пробах методом ИСП-МС (подготовка к измерению и обработка данных). М.: Книга-Мемуар, 2019. 88 с.
- Клюнин С.Ф., Гроховская Т.Л., Захаров А.А., Соловьева Т.В. Геология и перспективы платиноносности Олангской группы массивов (Северная Карелия) // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994. С. 111–125.
- Коптев–Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породобразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Кивакского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия) // Петрология. 2001. Т. 9. № 1. С. 3–27.
- Коптев–Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Вейс В.А. Направленная кристаллизация не является механизмом магматической эволюции // Вестн. ОНЗ РАН. 2011. Т. 3. № 6040.
- Коптев–Дворников Е.В., Арьяева Н.С., Бычков Д.А. Уравнение термобарометра для описания сульфид-силикатной ликвации в базитовых системах // Петрология. 2012. Т. 20. № 5. С. 1–18.
- Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В., Костицын Ю.А. Интрузив Руйга как типовой представитель малоуглубинной фации палеопротерозойской перидотит-габбро-коматит-базальтовой ассоциации Ветреного Пояса, Юго-Восточная Фенноскандия // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 571–592.
- Лавров М.М. Гипербазиты и расслоенные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979.
- Семенов С.В. Генетические типы Fe-Ni-Cu-сульфидного и платинометального оруденения в расслоенном базит-ультрабазитовом интрузиве Луккулайсваара (Северная Карелия). Дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2012.
- Семенов В.С., Коптев–Дворников Е.В., Берковский А.Н. и др. Расслоенный троктолит-габбро-норитовый интрузив Ципринга, Северная Карелия: геологическое строение, петрология // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 1–23.
- Семенов В.С., Беляцкий Б.В., Кольцов А.Б. и др. Метасоматиты расслоенного комплекса Луккулайсваара и связанная с ним платинометальная минерализация (Олангская группа интрузий, Северная Карелия) // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 137–159.
- Трубицын В.П., Харьбин Е.В. Обобщенная неустойчивость Рэлея-Тейлора для суспензий, седиментационная конвекция // Физико-химическая кинетика в газовой динамике. 2012. Т. 13. № 1. С. 1–19.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 213 с.
- Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.
- Шмыгалев В.И. Интрузии основных и ультраосновных пород Олангской группы // Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Тр. Ин-та геологии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1968. С. 209–219.
- Ярошевский А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород // Геохимия. 1970. № 5. С. 562–574.
- Alapieti T. The Koillismaa layered igneous complex, Finland-Its structure, mineralogy, and geochemistry, with emphasis on the distribution of chromium // Geol. Sur. Finland Bull. 1982. V. 319.
- Amelin Y.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotope geochemistry of the mafic layered intrusions of the Baltic Shield: Constraints on the origin of early Proterozoic and “boninitic” magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 124. P. 255–272.
- Amelin Y.V., Heaman L.M., Semenov V.S. U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: Implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precamb. Res. 1995. V. 75. № 1–2. P. 31–46.
- Bychkova Y.V., Mikliaeva E.P., Koptev–Dvornikov E.V. et al. Proterozoic Kivakka layered mafic-ultramafic intrusion, Northern Karelia, Russia: Implications for the origin of granophyres of the upper boundary group // Precamb. Res. 2019. V. 331. P. 105381.
- Glebovitsky V.A., Semenov V.S., Belyatsky B.V., Koptev–Dvornikov E.V. The structure of the Lukkulaisvaara intrusion, Oulanka group, northern Karelia: Petrological implications // Canada Mineral. 2001. V. 39. № 2. P. 607–637.
- Namur O., Bénédicte Abily, Boudreau A.E. et al. Igneous layering in basaltic magma chambers // Layered Int. 2015. <https://doi.org/10.1007/9789401796521>
- Turchenko S.I., Semenov V.S., Amelin Ju.V., Levchenkov O.A. The early Proterozoic riftogenic belt of northern Karelia and associated Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralizations // Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar. 1991. V. 113. № 1. P. 70–72.
- Wager L.R., Deer W.A. Geological investigations in East Greenland, Pt. III. The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland // Medd. Grøn. 1939. V. 105. P. 1–352.
- Ward Jr J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function // J. Amer. Statist. Assoc. 1963. V. 58. № 301. P. 236–244.

Comparative characteristics of the layering of mafic-ultramafic intrusions of the Oulanka Group, North Karelia

A. R. Tskhovrebova¹, E. V. Koptev–Dvornikov², and D. A. Bychkov²

¹ Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russia

The Oulanka Group is a compact research area for testing petrogenetic concepts. Despite the age and spatial similarity, the three intrusions have a different composition of the original magmas, different sets of cumulative parageneses, different internal structures, and rhythmic layering. With the help of cluster analysis of the contents of the main elements, cumulative parageneses in isochemically altered rocks of the Tsipringa and Lukkulaivaara massifs were reconstructed. In the structure of the sections of the Kivakka and Tsipringa massifs, despite the different composition of the initial magmas and the different order of crystallization, there is a clear division into zones according to cumulative parageneses; at the boundaries of the zones, there is a limited development of rhythmic interbedding (with rhythm thickness from a few meters to a few tens of meters). In contrast, there is no clear distinction of cumulative zones in the Lukkulaivaara intrusive, and large-scale rhythmic interbedding has been established throughout the entire thickness of the massif (rhythm thicknesses from a few tens to a few hundreds of meters). Possibly, the different character of rhythm in the three intrusions reflects different scenarios of intrachamber convection of magmas.

Keywords: mafic-ultramafic intrusions, cluster analysis, rhythmic layering, distribution of Sr, Ni

УДК 552:550.4

ВОСТОЧНАЯ ОКРАИНА НЕОАРХЕЙСКОГО ТУНГУССКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА: ДАННЫЕ ПО СКВАЖИНАМ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА¹

© 2022 г. А. В. Самсонов^{a, *}, К. Г. Ерофеева^{a, b}, Ю. О. Ларионова^a, А. Н. Ларионов^c, Н. Б. Кузнецов^b, Т. В. Романюк^d, Н. В. Соловьева^a, О. М. Жиличева^a, А. С. Дубенский^b, В. С. Шешуков^b

^a Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

^b Геологический институт РАН, Москва, Россия

^c Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

^d Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

*e-mail: samsonovigem@mail.ru

Поступила в редакцию 13.01.2022 г.

После доработки 22.02.2022 г.

Принята к публикации 10.03.2022 г.

Проведено изучение гранитов и гнейсов, вскрытых в центральной части Сибирского кратона скважиной Кулиндинская-1. Биотитовые граниты сохранили порфиоровую структуру, по особенностям состава отвечают I-типу, имеют спектры REE, обогащенные легкими и умеренно обедненные тяжелыми лантаноидами, отрицательные Eu-, Sr- и Nb-аномалии и положительную – Zr. На неоархейский возраст гранитов (2525 ± 10 млн лет) указывает U-Pb анализ циркона, единичные ядра имеют возраст около 2.6 млрд лет, что, вероятно, предполагает коровый источник гранитных магм. Модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 2.77$ млрд лет гранита показывает, что кора, служившая источником исходных расплавов, была сформирована незадолго до эпизода плавления. По возрасту и всем характеристикам изученные граниты близки к гранитам Юрубченского массива, вскрытого скважинами в западной части Тунгусского супертеррейна. Биотитовые гнейсы, по-видимому, образовались за счет осадочных пород, и были сильно переработаны при внедрении гранитов. Обогащение гнейсов Sr и Ni, вероятно, унаследовано от осадочного протолита, в то время как уровни содержаний и спектры распределения REE, HFSE и LILE в гнейсе близки к таковым в гранитах. Конкордантные $D < 1\%$ U-Pb возрасты циркона, по данным LA-ICP-MS, варьируют в широком интервале от 3284 до 2620 млн лет с двумя основными пиками 2717 и 2678 млн лет. Модельный возраст гнейса $T_{Nd}(DM) = 2.91$ млрд лет подтверждает вклад древней коровой компоненты в осадочный протолит породы. Минимальный возраст детритового циркона 2.62 млрд лет определяет максимальный предел времени осадконакопления, минимальный предел определяется возрастом рвущих гранитов 2.53 млрд лет. Согласно полученным данным, архейские гнейсы и граниты, вскрытые скважиной Кулиндинская-1, вероятно, слагают восточную часть неоархейского Тунгусского супертеррейна. Расположенная в 20 км к северо-востоку скважина Ереминская-101 вскрыла гнейсы с модельными возрастными $T_{Nd}(DM)$ от 2.30 до 2.37 млрд лет и представляет смежную Таймыро-Байкальскую шовную зону, в составе которой широко распространены палеопротерозойские породы. Контрастная коровая история расположенных рядом комплексов дает основание говорить о их тектоническом совмещении, что является дополнительным основанием рассматривать Таймыро-Байкальскую шовную зону как палеопротерозойский коллизионный ороген.

Ключевые слова: фундамент древних платформ, Сибирский кратон, Тунгусский супертеррейн, ранний докембрий, петрология, изотопная геохимия, геохронология

DOI: 10.31857/S0869590322050053

ВВЕДЕНИЕ

Расшифровка строения и состава крупных раннедокембрийских кратонов, которые служат фундаментом древних платформ и по большей части

перекрыты фанерозойским осадочным чехлом, невозможна без изучения ядра глубоких скважин. Исследования даже единичных образцов ядра дают важную информацию о составе, возрасте и тектонической природе отдельных участков, расширяя наши знания о погребенной раннедокембрийской коре. Такие исследования особенно актуальны для Сибирского кратона. Его внутренние

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi: 10.31857/S0869590322050053 для авторизованных пользователей.

части перекрыты мощной толщей рифейских осадочных и фанерозойских вулканогенно-осадочных пород, поэтому точный возраст, состав и строение этой части до сих пор – большое “белое пятно”. Представления об этой части фундамента базируются в основном на геофизических данных. Sm-Nd изотопно-геохимические исследования пород и U-Pb изотопное датирование циркона из раннедокембрийских пород выполнено на сегодняшний день лишь для единичных скважин (рис. 1).

Для восточной части Сибирского кратона Sm-Nd изотопные исследования керн скважин (рис. 1) в сочетании с данными по смежным открытым территориям Алданского и Анабарского щитов и результатами изучения коровых ксенолитов и ксенокристов из кимберлитов (Skuzovatov et al., 2021 и ссылки в этой работе) дают достаточно обоснованную схему распределения архейских и палеопротерозойских доменов.

В западной части Сибирского кратона раннедокембрийские породы вскрыты только в узких выступах вдоль южного и юго-западного краев, а данные по керну единичных глубоких скважин оставляют широкий простор для тектонических построений при интерпретации геофизических данных. Все исследователи выделяют в западной части Сибирского кратона крупный блок коры – Тунгусский супертеррейн (рис. 1), внутреннее строение которого детализировано на некоторых тектонических схемах, основываясь на геофизических данных (Мазукабзов и др., 2006; Глебовицкий и др., 2008; Буш, 2011; Donskaya, 2020). С запада Тунгусский супертеррейн ограничен палеопротерозойским Ангарским поясом, что обосновано данными по открытым территориям на юго-западе Сибирского кратона (Розен, 2003; Ножкин и др., 2019; Donskaya, 2020 и ссылки в этих работах), результатами изучения скважин на Байкитском поднятии (Ковач и др., 2000; Бочкарев и др., 2011; Самсонов и др., 2021) и данными по детритовому циркону в позднедокембрийских осадочных породах (Priyatkina et al., 2020 и ссылки в этой работе). В качестве восточного ограничения Тунгусского супертеррейна большинство исследователей предполагают палеопротерозойскую Таймыро-Байкальскую шовную (коллизийную) зону, которая полностью перекрыта осадочными породами чехла и выделена на основании геофизических данных. На разных тектонических схемах строение и расположение границ Таймыро-Байкальской шовной зоны существенно различаются (Розен, 2003; Мазукабзов и др., 2006; Глебовицкий и др., 2008; Исаков и др., 2008; Буш, 2011; Donskaya, 2020).

Одной из ключевых скважин в центральной части Сибирского кратона является скв. Ереминская-101 (рис. 1), которая вскрыла биотитовые гранитогнейсы с Sm-Nd модельными возрастными

$T_{Nd}(DM)$ от 2.30 до 2.37 млрд лет (Ковач и др., 2000). Это указывает на присутствие здесь ювенильной палеопротерозойской коры, ограничивающая восточную область распространения неархейских комплексов Тунгусского супертеррейна. Мы предприняли попытку уточнить положение восточной границы Тунгусского супертеррейна, выбрав для исследований керновый материал скв. Кулиндинская-1, которая вскрыла кристаллический фундамент в 20 км к юго-западу от скв. Ереминская-101 (рис. 1).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Подготовка образцов к аналитическим исследованиям и выделение монофракций циркона методами магнитной и плотностной сепарации проводились в лаборатории Анализа минерального вещества Института геологии рудных месторождений (ИГЕМ РАН, г. Москва).

Содержания петрогенных элементов в породах определялись методом РФА на спектрометре последовательного действия PW-2400 в ИГЕМ РАН. Подготовка препаратов для анализа выполнялась путем сплавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Потери при прокаливании определялись гравиметрическим методом. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS в лаборатории ядерно-физических и масс-спектральных методов анализа в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (ИПТМ РАН, Черноголовка) по методике (Карандашев и др., 2007).

Sm-Nd изотопные исследования выполнялись в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Химическая подготовка вещества для масс-спектрометрических измерений проводилась по методике, описанной в (Ларионова и др., 2007). Измерения изотопных отношений определялись на масс-спектрометре Sector 54 (Micromass, UK) в мультиколлекторном динамическом режиме с использованием трехленточного источника ионов. Итоговая погрешность определения $^{143}Nd/^{144}Nd$ не превышает $\pm 0.0022\%$ с учетом воспроизводимости результатов по внутрилабораторному стандарту Nd-ИГЕМ 0.512400 ± 11 ($2\sigma_{ед}$, $N = 24$), что соответствует значению 0.511852 в стандарте изотопного состава неодима LaJolla. Погрешность определения $^{147}Sm/^{144}Nd$ оценивалась в $\pm 0.3\%$ ($2\sigma_{ед}$) по результатам измерения стандарта BCR-1.

U-Pb изотопный анализ циркона из биотитового гранита (обр. P48-K1-1a) на ионном микро-

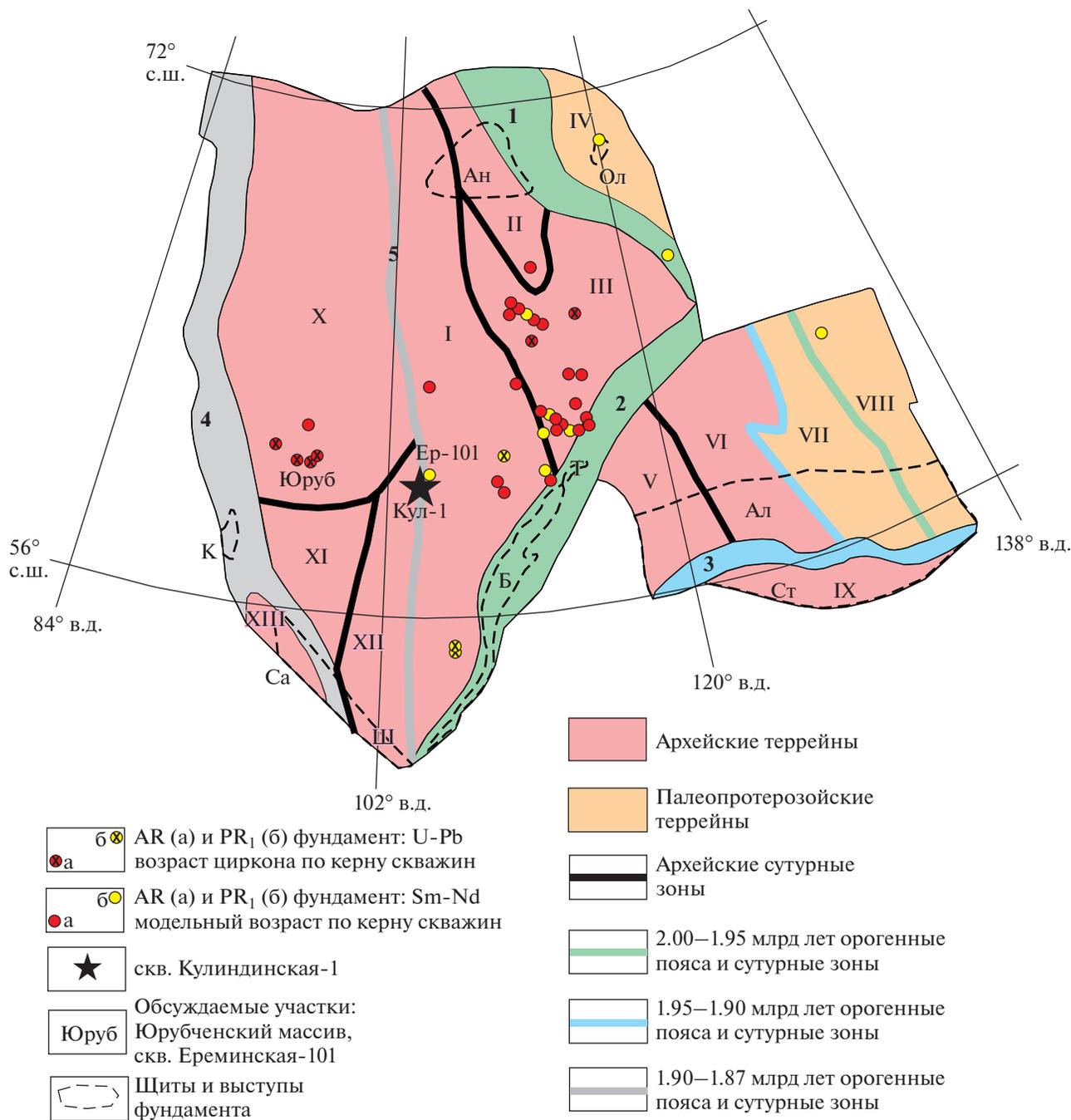


Рис. 1. Главные тектонические структуры раннедокембрийского Сибирского кратона (Donskaya, 2020), с незначительными изменениями.

Участки оценки возраста пород Сибирского кратона под осадочным чехлом по результатам изучения керна скважин: Sm-Nd модельные возрасты (Ковач и др., 2000); U-Pb изотопный возраст циркона, SHRIMP (Бочкарев и др., 2011, 2013; Попов и др., 2015).

Раннедокембрийские блоки: Анабарский супертеррейн, включая: I – Маганский, II – Далдынский, III – Мархинский террейны; IV – Биректинский супертеррейн; Алданский супертеррейн, включая: V – Олекминский, VI – Центрально-Алданский, VII – Восточно-Алданский, VIII – Батомгский террейны; IX – Становой супертеррейн; Тунгусский супертеррейн, включая: X – Тунгусский, XI – Тасеевский, XII – Ангаро-Ленский террейны; XIII – Бирюсинский террейн. **Палеопротерозойские складчатые пояса:** 1 – Хапчанский, 2 – Ачитканский, 3 – Пристановой, 4 – Ангарский, 5 – Байкал-Таймырский. Выходы раннедокембрийских пород Сибирского кратона на поверхность: Алданский (Ал) и Анабарский (Ан) щиты; Байкальский (Б), Канский (К), Оленекский (Ол), Саянский (Са), Становой (Ст), Тонодский (Т) и Шарыжалгайский (Ш) выступы.

зонде SHRIMP-II проводился в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck, 1995) и Temora (Black et al., 2003) в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 Å слоем 99.999%-го золота. Внутренняя структура цирконов изучалась средствами оптической и электронной (CL, BSE) микроскопии. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах (см. в Suppl. 1, ESM_1.pdf²). Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2005, 2008), используя константы распада, предложенные в (Steiger, Jäger, 1977). Поправка на нерадиоогенный свинец вводилась с использованием измеренного $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ по модели (Stacey, Kramers, 1975).

Катодолюминесцентные (CL) изображения циркона из биотитового гнейса (обр. P48-K1-2) были получены в Центре коллективного пользования "ИГЕМ-Аналитика" (г. Москва) с использованием рентгеноспектрального микроанализатора Cameca MS-46, оборудованного CCD цифровой камерой высокого разрешения Videoscan 285. Параметры съемки: сила тока 20 нА, время накопления спектра 200 с. Вне зависимости от цвета свечения при полихромном варианте катодолюминесценции светлые области отражают низкие концентрации U, темные – его повышенные содержания, радиационные нарушения структуры или наличие CL-подавляющих примесей.

U-Pb изотопное датирование циркона из биотитового гнейса (обр. P48-K1-2) методом LA-ICP-MS проводилось в Лаборатории химико-аналитических исследований Геологического института (ГИН РАН, г. Москва) с использованием системы наносекундной лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Ind.), совмещенной с магнито-секторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element2 (Thermo Scientific Inc.). Операционные параметры настроек оборудования для U-Pb изотопного датирования приведены в работе (Nikishin et al., 2020). Калибровка производилась по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 (Jackson et al., 2004; Horstwood et al.,

2016). Для оценки качества анализа в процессе измерения неизвестных цирконов образца P48-K1-2 измерялись контрольные стандарты цирконов 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) и Plešovice (Sláma et al., 2008), для которых возраст, рассчитанный по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($\pm 2\sigma$), составил 1068 ± 6 ($n = 10$) и 337 ± 6 млн лет ($n = 10$) соответственно, что согласуется с данными CA-ID-TIMS (1063.5 ± 0.4 млн лет и 337.2 ± 0.1 млн лет соответственно, Horstwood et al., 2016). Обработка данных проводилась в программе Glitter 4.4 (Van Achterbergh et al., 2001; Griffin et al., 2008). Поправки на нерадиоогенный свинец вводились на основе процедуры, описанной в (Andersen, 2002; Andersen, 2008), с применением программы ComPbCorr. Для графической иллюстрации полученных результатов использовалась программа Isoplot (Ludwig, 2008). При построении гистограмм и кривых плотности вероятности распределения возрастов принимались во внимание возрастные оценки, для которых модуль коэффициента дискордантности не превышал пороговое значение 2% ($|D| = [100\% \times (\text{возраст } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (\text{возраст } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) - 1]$). Концентрации U и Th рассчитаны на основании измеренных сигналов U и Th контрольного стандарта 91500 (Wiedenbeck et al., 2004).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Петрография и петрогеохимия

Скважина Кулиндинская-1 вскрыла кристаллический фундамент в интервале глубин 2550–2565 м. Нижняя часть этого интервала сложена однородными темно-серыми гранитами, в верхней части разреза скважины представлены биотитовые гнейсы с многочисленными пегматитовыми жилками и порфиобластами калиевого полевого шпата (рис. 2). Мы провели изучение трех наименее выветрелых образцов керна, включая два образца биотитовых гранитов (обр. P48-K1-1a и обр. P48-K1-1б) с интервала глубины 2565.0–2564.5 м и обр. P48-K1-2 биотитового гнейса с глубины 2558.8 м (рис. 2).

Биотитовые граниты – темные мелкозернистые породы (рис. 2) с порфировой структурой за счет присутствия кристаллов плагиоклаза и калиевого полевого шпата размером до 3 мм на фоне мелкозернистой биотит-кварц-полевошпатовой основной массы (рис. 3а, 3б).

По химическому составу два изученных образца близки. Это высокоглиноземистые граниты нормальной щелочности K–Na ряда (табл. 1) с обогащенными спектрами легких РЗЭ, умеренно фракционированными спектрами тяжелых РЗЭ, отрицательными аномалиями Eu, Sr и Nb и положительными Zr (рис. 4).

Биотитовые гнейсы пронизаны пегматитовыми кварц-микроклиновыми жилками, которые

² В Дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: ESM_1.pdf (Suppl. 1) – CL-изображения циркона из биотитовых гранитов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-1a); ESM_2.ex1 (Suppl. 2) – Результаты U-Pb SIMS анализа циркона из биотитовых гранитов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-1a); ESM_3.pdf (Suppl. 3) – CL-изображения циркона из биотитовых гнейсов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-2); ESM_4.ex1 (Suppl. 4) – Результаты U-Pb LA-ICP-MS анализа циркона из биотитовых гнейсов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-2).



Рис. 2. Фотографии изученных пород из скв. Кулиндинская-1: биотитовые граниты (обр. P48-K1-16) и биотитовые гнейсы (обр. P48-K1-2).

придают породам неоднородную пятнистую и полосчатую текстуру (рис. 2). Гнейсы состоят из мелкозернистого агрегата биотита, хлорита, мусковита, кварца, полевых шпатов, карбоната и рудных минералов (рис. 3в, 3г). Полевые шпаты сильно пелитизированы и серицитизированы, хлорит развивается по биотиту. Среди особенностей химического состава гнейсов следует отметить невысокое содержание SiO_2 , резкое обогащение K_2O при низких содержаниях Na_2O и Sr , заметное обогащение элементами группы железа, включая Cr и Ni (табл. 1). Уровни содержаний и спектры распределения REE, HFSE и LILE в гнейсе близки к таковым в гранитах (рис. 4).

U-Pb геохронология циркона

Гранит (SIMS анализ). Циркон из биотитового гранита (обр. P48-K1-1a) представлен преимущественно в размерной фракции от -0.15 до $+0.05$ мм. Он образует серые непрозрачные, реже полупрозрачные короткопризматические кристаллы с коэффициентом удлинения ($K_{\text{удл}}$) около 2, иногда встречаются длиннопризматические кристаллы с $K_{\text{удл}} \geq 3$. Большинство кристаллов имеют неоднородную внутреннюю CL-структуру со светлыми внутренними и темными внешними частями. До 70–90% объема зерен метамиктизировано (см. Suppl. 1, ESM_1.pdf и Suppl. 2, ESM_2.exl), только в центральных частях кристаллов сохраняются реликтовые участки с осцилляторной зональностью (рис. 5a).

U-Pb изотопные данные по центральным частям зерен циркона с сохраненной внутренней структурой представляют умеренно дискордантные результаты, аппроксимация которых дискорданцией определяет возраст 2525 ± 10 млн лет (табл. 2, рис. 5a). Для одного ядра был получен более древний субконкордантный ($D = -1\%$) возраст – 2614 ± 11 млн лет (рис. 5a).

Биотитовый гнейс (LA-ICP-MS анализ). В биотитовом гнейсе (обр. P48-K1-2) циркон крупный, значительная его часть, около 50%, содержится в размерной фракции от 0.25 до 0.1 мм. Циркон представлен серыми непрозрачными кристаллами коротко- и длиннопризматической формы с $K_{\text{удл}} = 2-3.5$, зерна эллипсоидной формы без кристаллографических очертаний относительно редки, что предполагает близкий источник детрита. Ребра и вершины кристаллов сглажены в разной степени. Во многих кристаллах выделяются внутренние более прозрачные и яркие в CL-изображении ядра, окруженные непрозрачными и более темными широкими оболочками. Около 40% изученных зерен не имеют внутренних структурных неоднородностей, что, возможно, связано с их метамиктизацией (Suppl. 3, ESM_3.pdf и Suppl. 4, ESM_4.exl). В остальных зернах внутренняя структура сохраняется в центральных зонах неправильных очертаний, которые характеризуются однородным CL-свечением и дорастают широкими CL-темными (высокоурановыми) каймами, либо сохраняют реликты осцилляторной зональности, которая подчеркивается метамиктными зонками. В некоторых зернах присутствуют округлые ядра с однородным, реже смазанным осцилляторным внутренним строением.

U-Pb анализ зерен различной морфологии в разных их частях (сохраненные центральные части и каймы, ядра и оболочки) выявил высокую дискордантность ($D = 4.5-90\%$) – из 101 результатов лишь 13 конкордантны ($D < 1\%$, табл. 3, рис. 5б). Эти результаты получены из внутренних сохраненных частей зерен и демонстрируют широкий набор возрастов от 3284 до 2620 с двумя основными пиками 2717 и 2678 млн лет (рис. 5в).

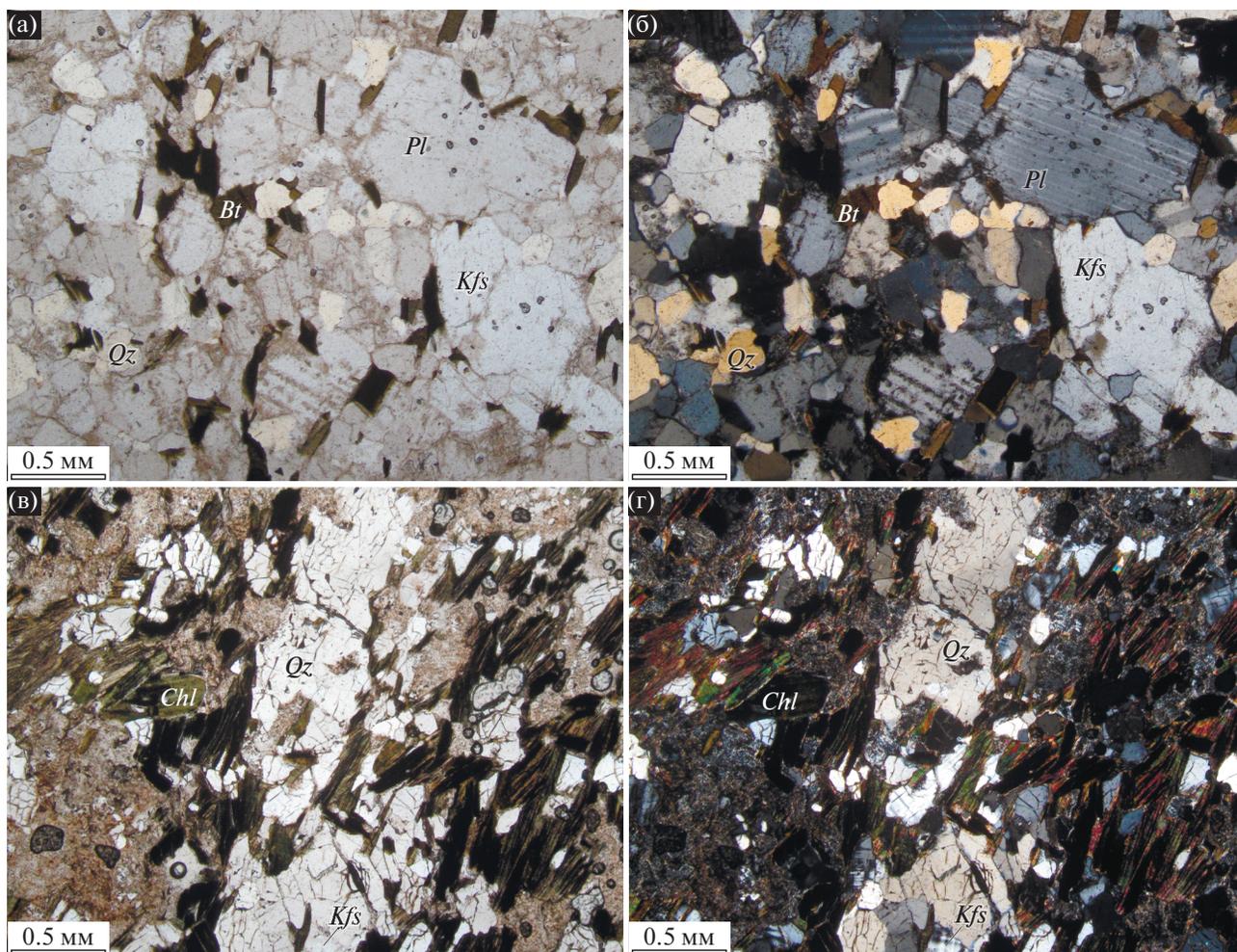


Рис. 3. Микрофотографии пород: (а, б) – биотитовые граниты (обр. P48-K1-1а); (в, г) – биотитовые гнейсы (обр. P48-K1-2). Фотографии в проходящем свете при одном (а, в) и в скрещенных (б, г) николях.

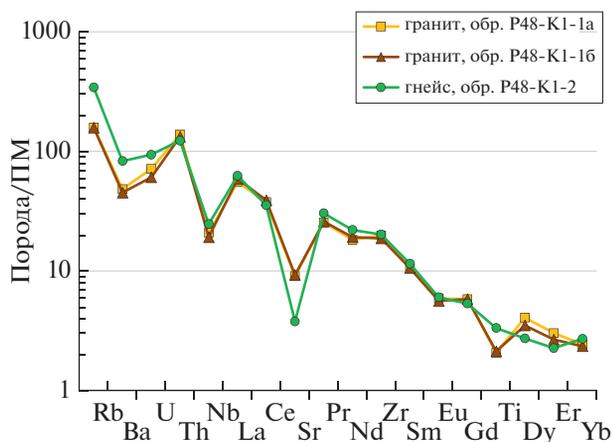


Рис. 4. Содержания редких элементов в биотитовых гранитах и гнейсах скв. Кулиндинская-1, нормированные к примитивной мантии (ПМ) (Wedepohl, Hartmann, 1994).

Sm-Nd изотопная геохимия

Результаты Sm-Nd изотопных анализов образцов гранита и биотитового гнейса приведены в табл. 4. Гранит имеет модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 2.77$ млрд лет и положительную величину $\epsilon_{Nd}(T) = 1.0$. Для гнейса получен более древний модельный возраст ($T_{Nd}(DM) = 2.91$ млрд лет) и менее радиогенный изотопный состав неодима, пересчитанный на возраст 2.6 млрд лет ($\epsilon_{Nd}(T) = -0.2$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные исследования позволяют рассмотреть вопросы происхождения изученных пород и их тектонической позиции в структуре фундамента центральной части Сибирской платформы.

Таблица 1. Химический состав биотитовых гранитов и гнейсов из скв. Кулиндинская-1

Компоненты	P48-K1-1a	P48-K1-16	P48-K1-2	Компоненты	P48-K1-1a	P48-K1-16	P48-K1-2
	<i>Bt</i> гранит	<i>Bt</i> гранит	<i>Bt</i> гнейс		<i>Bt</i> гранит	<i>Bt</i> гранит	<i>Bt</i> гнейс
SiO ₂	69.44	70.26	66.68	Nb	12.9	11.8	15.2
TiO ₂	0.38	0.39	0.60	Mo	3.67	2.51	2.31
Al ₂ O ₃	15.02	15.13	13.49	Ag	0.0349	0.0611	0.0302
Fe ₂ O ₃ **	3.80	3.54	7.36	Sb	<ПО	0.103	0.0925
MnO	0.05	0.05	0.05	Cs	2.11	1.92	6.45
MgO	1.42	1.30	3.17	Ba	292	273	502
CaO	2.40	2.39	0.28	La	34.1	36.1	38.5
Na ₂ O	3.90	3.85	0.32	Ce	60.1	62.6	56.7
K ₂ O	3.48	3.00	8.01	Pr	6.15	6.27	7.35
P ₂ O ₅	0.11	0.10	0.03	Nd	21.7	22.8	26.2
П.п.п.	1.16	1.05	3.55	Sm	4.07	4.09	4.44
Сумма	99.72	99.74	99.70	Eu	0.858	0.818	0.877
K ₂ O/Na ₂ O	0.89	0.78	24.8	Gd	2.98	2.97	2.74
Mg#	0.43	0.42	0.46	Tb	0.417	0.430	0.329
A/CNK	1.03	1.09	1.39	Dy	2.60	2.23	1.74
				Ho	0.485	0.426	0.338
				Er	1.26	1.11	0.943
				Tm	0.169	0.143	0.149
Li	34.9	30.9	30.1	Yb	1.01	0.972	1.12
Be	2.46	2.29	2.07	Lu	0.137	0.125	0.177
Sc	3.51	6.15	7.40	Hf	4.38	4.20	5.09
Ti	2251	2308	3616	Ta	0.833	0.799	1.31
V	38.7	35.3	74.3	W	0.307	0.0498	6.63
Cr	36.2	31.8	134	Tl	0.549	0.530	1.06
Co	7.38	8.25	14.3	Pb	11.7	11.7	10.2
Ni	16.4	19.6	51.8	Bi	0.0156	<ПО	0.0323
Cu	11.8	4.51	25.8	Th	11.3	10.8	10.0
Zn	62.6	67.0	80.5	U	1.45	1.23	1.90
Ga	18.3	20.5	18.3				
As	<ПО	1.22	<ПО	(La/Sm) _N	5.23	5.53	5.41
Rb	85.0	84.4	183	(Gd/Yb) _N	2.39	2.48	1.97
Sr	165	168	68.9	(La/Yb) _N	23.0	25.3	23.2
Y	13.5	11.3	9.40	Eu/Eu*	0.76	0.72	0.77
Zr	193	182	196	Nb/Nb*	0.24	0.22	0.28

Примечание. Содержания оксидов петрогенных элементов пересчитаны на сухой остаток и приведены в мас. %; содержания редких элементов – в г/т. Fe₂O₃** – суммарное содержание оксидов железа. *Bt* – биотитовый. <ПО – концентрации ниже предела обнаружения.

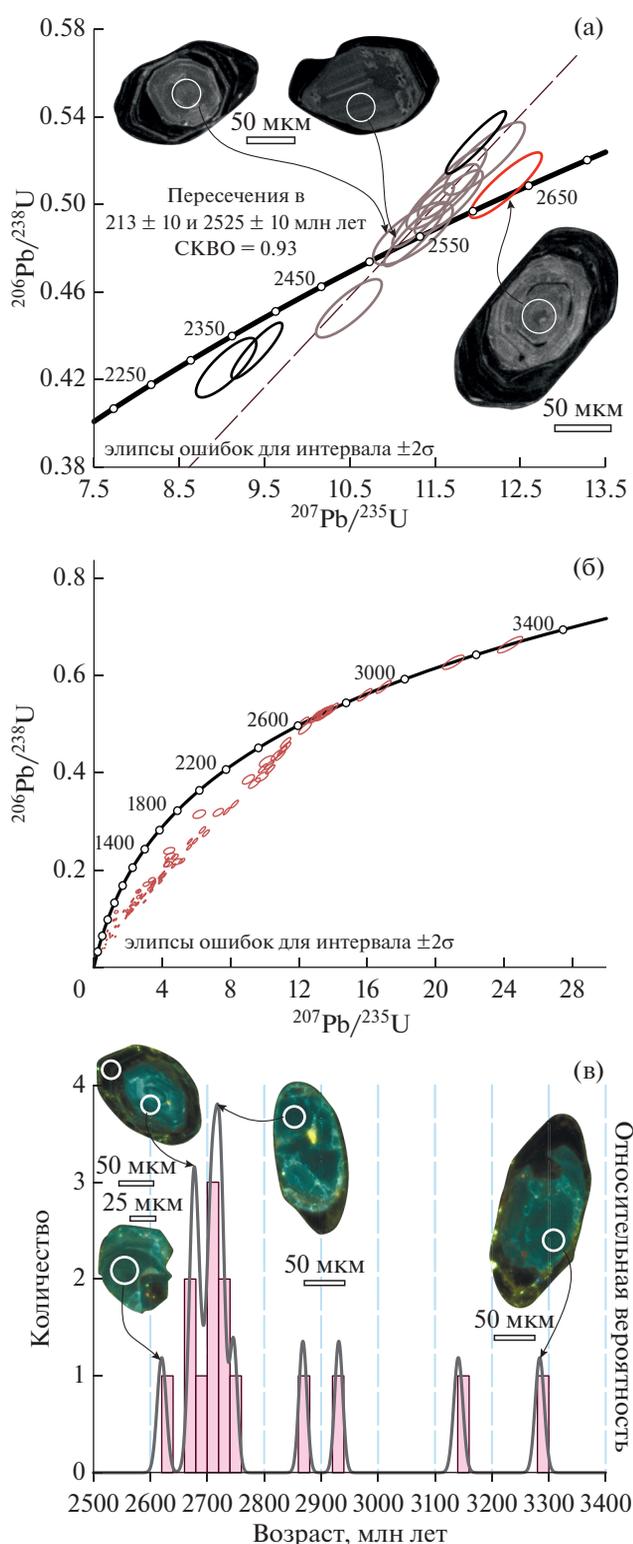


Рис. 5. Результаты изотопного датирования цирконов из пород скв. Кулиндинская-1: (а) — биотитовых гранитов (обр. P48-K1-1а), (б, в) — биотитовых гнейсов (обр. P48-K1-2).

На рисунки вынесены CL-изображения зерен циркона.

Происхождение гранитов Кулиндинского массива

Граниты, вскрытые скв. Кулиндинская-1, имеют массивные текстуры, не претерпели существенных деформаций, сохранили первичную порфировую структуру и образовались, вероятно, на посттектоническом этапе формирования данной части фундамента Сибирского кратона. Отсутствие магматической осцилляторной зональности наблюдается, главным образом, во внешних, обогащенных ураном частях кристаллов — CL-картина, типичная для гранитоидов и связанная с метамиктизацией. С этим же процессом, по-видимому, связана и обратная дискордантность отдельных результатов анализа.

Мелкозернистые порфировые структуры свидетельствуют о малоуглубинной кристаллизации гранитов, которые, вероятно, представляют апикальную часть более крупного Кулиндинского массива. Фракционированные спектры тяжелых РЗЭ в сочетании со значительными отрицательными Eu- и Sr-аномалиями являются аргументами в пользу образования гранитного расплава в равновесии с гранат- и плагиоклазсодержащим респитом, что предполагает образование этого расплава при давлениях от 5 до 10 кбар (Gao et al., 2016). Присутствие в цирконе захваченных ядер с возрастом 2.61 млрд лет указывает на вклад корового источника в петрогенезис гранитной магмы. При этом высокоррадиогенный изотопный состав неодима в граните свидетельствует о короткой предыстории этого корового источника, отделившегося от мантийного резервуара не ранее 2.77 млрд лет назад.

Вопрос о составе источника гранитного расплава не имеет простого решения. По всем петрогеохимическим особенностям граниты Кулиндинского массива занимают пограничное положение между S- или I- типами, хотя умеренная глинозёмистость пород ($A/CNK \geq 1$, табл. 1) и низкие содержания в них P_2O_5 и нормативного корунда (< 1 мас. %), скорее, характерны для гранитов I-типа (Chappell, 1999). Оценка температуры ликвидуса гранитов в программе Rhyolite-Melts (Gualda et al., 2012) при давлении 5 кбар с буфером QFM при содержании 3–5 мас. % H_2O составляет 900–930°C, что позволяет отнести граниты Кулиндинского массива к высокотемпературным гранитам I-типа (Chappell et al., 1998). Более низкие температуры при расчете по насыщению цирконием ($T = 835–845^\circ C$: Watson, Harrison, 1983); $T = 803–804^\circ C$: Boehnke et al., 2013)) показывают, что гранитный расплав изначально был недосыщен цирконием, а найденный в граните древний циркон, вероятно, представляет нерастворенный ксенокристал, захваченный расплавом в верхней части. Принадлежность гранитов Кулиндинского массива к гранитам I-типа подтверждается также данными о их высокоррадиогенном изотопном составе неодима.

Таблица 2. Результаты U-Pb анализов (SHRIMP-II) циркона из биотитовых гранитов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-1a)

Точка анализа	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, %	U, г/г	Th, г/г	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$, г/г	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ возраст, млн лет	D, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	± %	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± %	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± %	err corr
8.1	0.03	166	52	0.32	60.5	2285 ± 24	2394 ± 16	5	0.1543	0.94	9.05	1.6	0.4254	1.3	0.81
1.1	0.19	624	222	0.37	233	2320 ± 23	2429 ± 9.8	5	0.1575	0.58	9.41	1.3	0.4332	1.2	0.90
7.1	0.00	564	224	0.41	256	2734 ± 26	2503 ± 7.3	-8	0.1645	0.43	11.98	1.2	0.5282	1.1	0.94
4.1	0.04	392	129	0.34	167	2592 ± 25	2522 ± 9.7	-3	0.1664	0.58	11.36	1.3	0.4950	1.2	0.90
11.1	0.05	256	73	0.30	112	2654 ± 27	2524 ± 12	-5	0.1666	0.70	11.70	1.4	0.5094	1.3	0.87
9.1	0.05	196	64	0.34	84.8	2629 ± 27	2527 ± 13	-4	0.1670	0.78	11.59	1.5	0.5035	1.2	0.85
3.1	0.18	245	76	0.32	103	2556 ± 26	2533 ± 19	-1	0.1675	1.1	11.24	1.7	0.4867	1.2	0.74
6.1	0.06	429	157	0.38	179	2553 ± 25	2539 ± 9.5	-1	0.1681	0.57	11.26	1.3	0.4860	1.2	0.90
2.1	0.13	386	131	0.35	150	2406 ± 24	2539 ± 14	6	0.1681	0.85	10.49	1.5	0.4525	1.2	0.82
10.1	0.07	187	50	0.27	83.8	2703 ± 29	2540 ± 14	-6	0.1682	0.81	12.08	1.6	0.5209	1.3	0.85
10.1re	0.09	248	65	0.27	107	2617 ± 26	2546 ± 12	-3	0.1688	0.73	11.66	1.4	0.5008	1.2	0.86
5.1	0.10	316	239	0.78	138	2651 ± 27	2614 ± 11	-1	0.1758	0.65	12.33	1.4	0.5087	1.2	0.89

Примечание. Ошибки возраста для доверительного интервала 1σ; Pb_c и Pb* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта (1σ) – 0.47%. D – дискордантность.

Это могло быть обеспечено за счет плавления предшествующих ювенильных гранитоидов с возрастом около 2.7 млрд лет, информацию о которых дает детритовый циркон в изученных метасадочных породах.

Происхождение и возраст протолитов биотитовых гнейсов

Биотитовые гнейсы сильно переработаны при внедрении Кулиндинских гранитов и утратили большинство особенностей их дометаморфического протолита. Никаких первичных текстурных и структурных характеристик не сохранилось. За исключением повышенных концентраций элементов группы железа, все геохимические особенности гнейсов, по-видимому, преобразованы гранитами.

В то же время циркон сохранил свидетельства образования биотитовых гнейсов за счет обломочных осадочных пород. Большинство зерен циркона в биотитовых гнейсах значительно дискордантны

за счет потери радиоогенного свинца. Немногочисленные зерна, где выявляется магматическая осцилляционная зональность, дают набор дискретных конкордантных возрастов от 2.62 до 3.28 млрд лет, большинство значений попадает в узкий интервал от 2.68 до 2.72 млрд лет. Эти данные указывают на преобладание неоархейских источников при формировании протолитов биотитовых гнейсов при подчиненной роли мезо- и палеоархейских комплексов. Полученный минимальный возраст детритового циркона 2.62 млрд лет определяет максимальный предел времени осадконакопления. Минимальный предел 2.53 млрд лет определяется возрастом рвущих гранитов. Полученные данные позволяют предположить, что протолиты изученных осадочных пород образовались на коллизионной стадии и представляют собой межгорную моласу. В пользу этого свидетельствуют два факта. Во-первых, осадконакопление происходило незадолго до распада коллизионного орогена, с которым, вероятно, связаны изученные постколлизионные граниты Кулиндинского массива. Во-вторых, крупные размеры и слабая абразия

Таблица 3. Результаты U-Pb анализов (LA-ICP-MS) цирконов из биотитовых гнейсов скв. Кулиндинская-1 (обр. P48-K1-2)

Точка анализа	г/г Th*	г/г U*	Th/U	Возраст, млн лет						D, %	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$, abs	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$, abs	E _п corr		
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$								
25	329	694	0.47	2709	11	2706	14	2702	24	-0.3	0.1862	0.0012	13.365	0.193	0.5208	0.0057	0.76
30	249	379	0.66	3284	8	3283	12	3281	27	-0.13	0.2663	0.0014	24.362	0.299	0.6636	0.0069	0.85
31	306	218	1.40	2707	8	2706	10	2704	21	-0.15	0.1860	0.0009	13.366	0.145	0.5212	0.0049	0.87
55	165	166	0.99	2620	8	2622	11	2624	21	0.18	0.1765	0.0009	12.224	0.145	0.5024	0.0050	0.84
63	136	140	0.96	2746	7	2746	10	2745	21	-0.03	0.1904	0.0009	13.939	0.147	0.5309	0.0051	0.90
64	147	255	0.58	3141	8	3140	12	3139	24	-0.07	0.2432	0.0013	21.037	0.257	0.6274	0.0060	0.78
77.1	86	151	0.57	2868	7	2868	10	2868	22	-0.01	0.2053	0.0010	15.859	0.168	0.5604	0.0052	0.88
86.1	218	229	0.95	2723	7	2722	10	2722	21	-0.08	0.1878	0.0009	13.598	0.146	0.5253	0.0049	0.87
89.1	93	88	1.05	2684	8	2682	11	2680	21	-0.21	0.1834	0.0009	13.036	0.145	0.5155	0.0050	0.87
90.1	116	121	0.96	2711	9	2711	12	2712	21	0.05	0.1864	0.0011	13.441	0.167	0.5231	0.0050	0.76
90.2	100	186	0.54	2724	8	2724	11	2725	22	0.05	0.1879	0.0010	13.628	0.160	0.5261	0.0052	0.83
99	227	214	1.06	2675	7	2677	10	2680	21	0.23	0.1824	0.0008	12.960	0.133	0.5155	0.0049	0.90
104	113	213	0.53	2931	7	2933	10	2936	22	0.17	0.2134	0.0010	16.964	0.178	0.5768	0.0055	0.90

Примечание. * Концентрации Th и U рассчитаны, исходя из содержаний Th и U в цирконе 91500 (Wiedenbeck et al., 2004). В таблице приведены только результаты субконкордантных определений, которые использовались для построения гистограммы распределения с кривой плотности вероятности U/Pb значений возраста циркона из биотитовых гнейсов (рис. 5в). Полная таблица результатов приведена в Suppl. 4, ESM_4.exl.

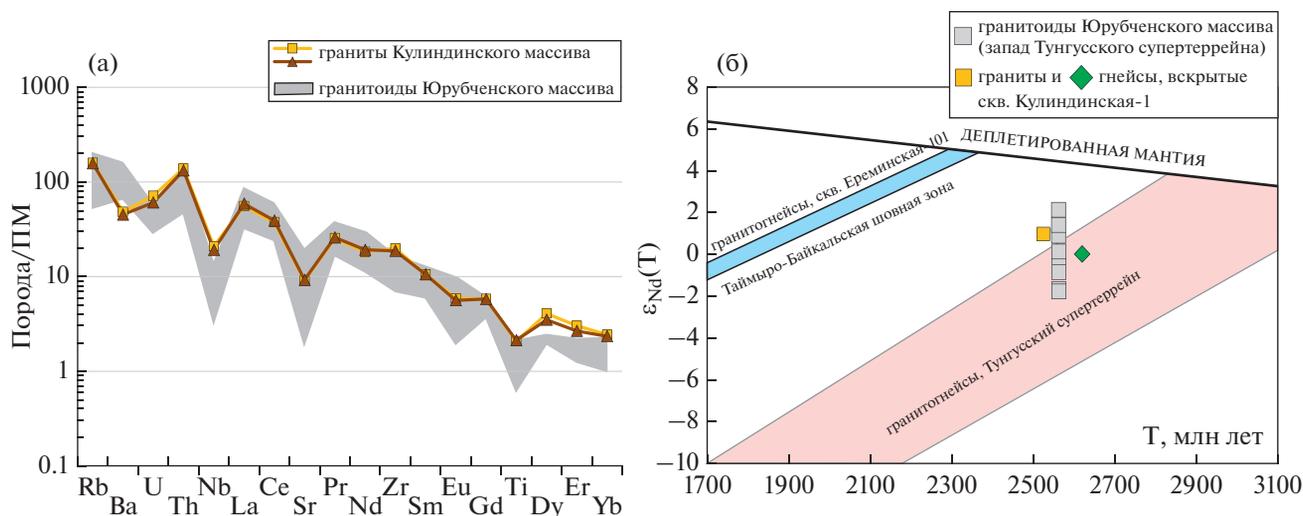


Рис. 6. (а) Сравнение распределения редких элементов в *Vt*-гранитах скв. Кулиндинская-1 и в постколлизийных гранитоидах Юрубченского массива, по данным (Самсонов и др., 2021), нормировано к примитивной мантии (ПМ) (Wedepohl, Hartmann, 1994). (б) Диаграмма возраст- $\epsilon_{Nd}(T)$ для гранитов и гнейсов, вскрытых в скв. Кулиндинская-1, в сравнении с данными для гранитоидов Юрубченского массива (Ковач и др., 2000; Самсонов и др., 2021). Деплетированная мантия (Goldstein, Jacobsen, 1988). Поля эволюции изотопного состава Nd в гнейсах Тунгусского супертеррейна и Таймыро-Байкальской шовной зоны рассчитаны с использованием данных из (Ковач и др., 2000).

детритового циркона, и его преимущественная принадлежность к ограниченному кластеру 2.6–2.7 млрд лет указывают на проксимальный источник детритового материала, что также характерно для активных тектонических обстановок (например, Sawood et al., 2012).

Породы скв. Кулиндинская-1 – восточный край неoarхейского Тунгусского супертеррейна

По тектонической позиции, возрасту, Sm-Nd изотопным и геохимическим характеристикам граниты Кулиндинского массива близки к постколлизийным гранитоидам Юрубченского массива (рис. 6), который располагается в западной части Тунгусского супертеррейна.

Такое сходство гранитоидов этих двух массивов свидетельствует о их принадлежности к единому корообразующему этапу, что дает основа-

ние продлить Тунгусский супертеррейн на восток до скв. Кулиндинская-1. В то же время расположенная в 20 км к северо-востоку скв. Ереминская-101 вскрыла гранито-гнейсы с модельными возрастaми $T_{Nd}(DM)$ от 2.30 до 2.37 млрд лет (Ковач и др., 2000). Эти ювенильные палеопротерозойские породы контрастно отличаются по коровой истории от пород Тунгусского супертеррейна (рис. 6б) и могут представлять край палеопротерозойской Таймыро-Байкальской шовной зоны, которая выделяется многими исследователями в центральной части Сибирского кратона и разделяет Тунгусский и Маганский супертеррейны. Такое близкое расположение пород с контрастной коровой истoрией дает основание говорить о их тектоническом совмещении, что служит дополнительным свидетельством коллизийной природы Таймыро-Байкальской шовной зоны.

Таблица 4. Результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований пород скв. Кулиндинская-1

Номер образца	Порода	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm 2\sigma$	T, млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$, млн лет
P48-K1-1a	<i>Vt</i> гранит	3.74	22.1	0.10222	0.511114	0.000005	2525	1.0	2769
P48-K1-2	<i>Vt</i> гнейс	4.40	26.2	0.10153	0.510994	0.000005	2600	-0.2	2914

Примечание. $\epsilon_{Nd}(T)$ – рассчитано по отношению к хондритовому резервуару CHUR с параметрами $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1967$, $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512638$. $T_{Nd}(DM)$ – рассчитано по модели (Goldstein, Jacobsen, 1988).

ВЫВОДЫ

Реконструированы первичная природа и возраст пород, вскрытых скв. Кулиндинская-1 в центральной части Сибирского кратона и проведена корреляция с комплексами Тунгусского супертеррейна и Таймыро-Байкальской шовной зоны.

Биотитовые граниты не деформированы, сохранили первичные порфиоровые структуры и представляют, вероятно, малоглубинную апикальную часть гранитного Кулиндинского массива. Внедрение этих гранитов, по результатам U-Pb датирования циркона, происходило около 2.53 млрд лет назад. Материнский гранитный расплав образовался за счет источника с короткой коровой предысторией при участии кислого материала с возрастом около 2.6 млрд лет. По всем характеристикам, включая тектоническую позицию, возраст, геохимические и изотопно-геохимические особенности, граниты Кулиндинского массива являются аналогами постколлизийных гранитоидов Юрубченского массива, который изучен в западной части Тунгусского террейна.

Биотитовые гнейсы не сохранили первичных текстурных характеристик, но по комплексу признаков могут рассматриваться как метаморфизованные обломочные осадочные породы, претерпевшие интенсивную переработку при внедрении гранитоидов. По результатам U-Pb изотопного датирования циркона, накопление осадочных протолитов гнейсов происходило в интервале 2.62–2.53 млрд лет назад при эрозии неархейских комплексов с небольшим вкладом мезо- и палеоархейских источников.

Вскрытый скв. Кулиндинская-1 неархейский гранито-гнейсовый комплекс, принадлежащий к Тунгусскому супертеррейну, граничит с ювенильными палеопротерозойскими гнейсами ($T_{Nd}(DM)$ от 2.30 до 2.37 млрд лет), которые были изучены ранее по керну скв. Ереминская-101 (Ковач и др., 2000) и, вероятно, принадлежат к соседней Таймыро-Байкальской шовной зоне. Контрастная коровая история двух расположенных рядом комплексов дает основание говорить о их тектоническом совмещении.

Благодарности. Авторы признательны руководству компании ООО “РН-Эксплорейшен” за предоставление керна для проведения исследований. Мы благодарны рецензентам Т.В. Донской и Н.И. Гусеву, конструктивные замечания и рекомендации которых во многом расширили и улучшили рукопись статьи.

Источники финансирования. Исследования проводились за счет средств гранта РФФИ № 20-05-00686.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г. и др.* Первые данные об абсолютном возрасте фундамента Сибирской платформы, полученные на основе U-Pb датирования цирконов на SHRIMP-II (поздний архей) // Горные ведомости. 2011. № 12. С. 6–22.
- Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А. и др.* Первые U-Pb-датировки по цирконам докембрийских гранито-гнейсов из фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2013. № 4. С. 14–31.
- Буш В.А.* Строение кристаллического фундамента южной части Сибирского кратона (Камовский и Непский своды) // Разведка и охрана недр. 2011. № 7. С. 36–44.
- Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К.* Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.
- Исаков В.М., Старосельцев К.В., Хуторянский В.К.* Геологические карты погребенного фундамента Сибирской платформы в районе сеймопрофиля “Батолит” на глубинах 6 и 14 км (бассейны рек Бол. Ерема, Южная и Северная Чуня) // Литосфера. 2008. № 2. С. 116–123.
- Карандашев В.К., Туранов А.Н., Орлова Т.А. и др.* Использование метода масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой в элементном анализе объектов окружающей среды // Заводская лаборатория. Диагностика материалов. 2007. № 73. С. 12–22.
- Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др.* Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н.* Источники архейских санукитоидов Карельского кратона: Nd и Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.
- Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В.* Тектоническое районирование и структура южной части Сибирского кратона // Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии. Под ред. Е.В. Склярова. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. С. 8–76.
- Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Савко К.А.* Палеопротерозойские метавулканогенно-осадочные толщи Енисейского метаморфического комплекса на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок): Расчленение, состав, U-Pb возраст цирконов // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 10. С. 1384–1406.
- Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А. и др.* Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6): U-Pb возраст и состав // Докл. АН. 2015. Т. 461. С. 558–562.
- Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А. и др.* Неархейские гранитоиды на западе Тунгусского су-

- пертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 451–477.
- Andersen T.* Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Chem. Geol. 2002. V. 192. P. 59–79.
- Andersen T.* Appendix A3: COMPBCORR – Software for common lead correction of U-Th-Pb analyses that do not report ^{204}Pb // Mineralogical Association of Canada. 2008. V. 40. P. 312–314.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al.* TEMORA 1: A new zircon standard for phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Boehnke P., Watson E.B., Trail D. et al.* Zircon saturation revisited // Chem. Geol. 2013. V. 351. P. 324–334.
- Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Dhuime B.* Detrital zircon record and tectonic setting // Geology. 2012. V. 40. № 10. P. 875–878.
- Chappell B.W.* Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites // Lithos. 1999. V. 46. P. 535–551.
- Chappell B.W., Bryant C.J., Wyborn D. et al.* High- and low temperature I-type granites // Res. Geol. 1998. V. 48. P. 225–235.
- Donskaya T.V.* Assembly of the Siberian Craton: Constraints from paleoproterozoic Granitoids // Precambrian Res. 2020. V. 348. 105869.
- Gao P., Zheng Y.-F., Zhao Z.-F.* Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis // Lithos. 2016. V. 266–267. P. 133–157.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.
- Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y.* GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Ed. P.J. Sylvester. Laser ablation ICP-MS in the Earth sciences: Current practices and outstanding issues. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series 40. 2008. P. 308–311.
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L.* Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // J. Petrol. 2012. V. 53. P. 875–890.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G. et al.* Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostand. Geoanal. Res. 2016. V. 40. № 3. P. 311–332.
- Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London Memoirs. 2004. P. 69–74.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.12 A User's Manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2005. 22 p.
- Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2008. 75 p.
- Nikishin A.M., Romanyuk T.V., Moskovskii D.V. et al.* Upper triassic sequences of the Crimean Mountains: First results of U-Pb dating of detrital zircons // Moscow University Geol. Bull. 2020. V. 75. № 3. P. 220–236.
- Priyatkin N., Ernst R.E., Khudoley A.K.* A preliminary re-assessment of the Siberian cratonic basement with new U-Pb-Hf detrital zircon data // Precambrian Res. 2020. V. 340. 105645.
- Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Wang Q. et al.* Multiple tectonomagmatic reactivation of the unexposed basement in the northern Siberian craton: From Paleoproterozoic orogeny to Phanerozoic kimberlite magmatism // Int. Geol. Rev. 2021.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J. et al.* Plešovice zircon – a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. V. 249. P. 1–35.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359–362.
- Van Achterbergh E., Ryan C.G., Jackson S.E., Griffin W.L.* Data reduction software for LA-ICP-MS // Ed. P.J. Sylvester. Laser ablation-ICP-mass spectrometry in the Earth Sciences: Principles and applications: Ottawa, Ontario, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, 2001. V. 29. P. 239–243.
- Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 64. P. 295–304.
- Wedepohl K.H., Hartmann G.* The composition of the primitive upper earth's mantle // Eds. H.O.A. Meyer, O.H. Leonardos. Kimberlites, related rocks and mantle xenoliths. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Rio de Janeiro. 1994. № 1. P. 486–495.
- Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L. et al.* Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostand. Geoanal. Res. 1995. V. 19. P. 1–23.
- Wiedenbeck M.P.A., Hanchar J.M., Peck W.H. et al.* Further characterisation of the 91500 zircon crystal // Geostand. Geoanal. Res. 2004. V. 28. P. 9–39.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Rev. Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Eastern Margin of the Neoproterozoic Tunguska Superterrane: Data from Boreholes in the Central Part of the Siberian Platform

A. V. Samsonov¹, K. G. Erofeeva^{1, 2}, Yu. O. Larionova¹, A. N. Larionov³, N. B. Kuznetsov²,
T. V. Romanyuk⁴, N. V. Solovyova¹, O. M. Zhilicheva¹, A. S. Dubenskiy², and V. S. Sheshukov²

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

² *Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

³ *Isotope Research Center, Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

⁴ *Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

The study of granites and gneisses drilled in the central part of the Siberian Craton by the Kulindinskaya-1 drillhole has been carried out. Biotite granites have retained a porphyritic structure, correspond to the I-type according to the compositional features, have enriched in light REE and moderately depleted in heavy lanthanides, and have Eu, Sr and Nb negative and Zr positive anomalies. The U-Pb analysis of zircon indicates a Neoproterozoic (2525 ± 10 Ma) age of the granites; single cores are about 2.6 Ga in age and probably suggest a crustal source of granitic magmas. The model age $T_{Nd}(DM) = 2.77$ Ga of granite shows that the crust that served as the source of the initial melts was formed shortly before the melting episode. In terms of age and all characteristics, the studied granites are close to those of the Yurubchensky massif, which was drilled in the western part of the Tunguska superterrane. Biotite gneisses, apparently, were formed at the expense of sedimentary rocks, and were heavily reworked during the intrusion of granites. The enrichment of gneisses in Cr and Ni is probably inherited from the sedimentary protolith, while the levels and distribution spectra of REE, HFSE, and LILE in the gneiss are similar to those in granites. Concordant $D < 1\%$ U-Pb zircon ages according to LA-ICP-MS data vary in a wide range from 3284 to 2620 Ma with two main peaks at 2717 and 2678 Ma. The model age of the gneiss $T_{Nd}(DM) = 2.91$ Ga confirms the contribution of the ancient crustal component to the sedimentary protolith of the rock. The minimum age of detrital zircon, 2.62 Ga, determines the maximum age limit for sedimentation; the minimum age limit is determined by the age of granites intrusion, 2.53 Ga. According to the obtained data, the Archean gneisses and granites drilled by the Kulindinskaya-1 drillhole probably compose the eastern part of the Neoproterozoic Tunguska superterrane. The Eremskaya-101 drillhole, located 20 km to the northeast, drilled gneisses with model ages $T_{Nd}(DM)$ from 2.30 to 2.37 Ga and represents the adjacent Taimyr-Baikal suture zone, which contains widespread Paleoproterozoic rocks. The contrasting crustal history of the adjacent complexes provides an argument for their tectonic joint, which is an additional reason to consider the Taimyr-Baikal suture zone as a Paleoproterozoic collisional orogen.

Keywords: basement of ancient platforms, Siberian craton, Tunguska superterrane, Early Precambrian, petrology, isotope geochemistry, geochronology

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 2022 г.

DOI: 10.31857/S0869590322060024

<i>Акимова Е.Ю., Кольцов А.Б.</i> Термодинамическое моделирование процесса формирования корундсодержащих метасоматитов Беломорского подвижного пояса (Фенноскандинавский щит)	1	69–90
<i>Акинин В.В., Смирнов В.Н., Федоров П.И., Ползунов Г.О., Алексеев Д.И.</i> Палеогеновый вулканизм Северного Приохотья	1	47–68
<i>Акинин В.В., Ползунов Г.О., Готтлиб Э.Ш., Миллер Э.Л.</i> Меловой монзонит-гранит-мигматитовый Велиткенский комплекс: петрология, геохимия пород и циркона (U-Pb, Hf и O) в приложении к реконструкции эволюции магматизма и континентальной коры в блоке Арктическая Аляска–Чукотка	3	227–259
<i>Алферьева Я.О., Чевычелов В.Ю., Новикова А.С.</i> Экспериментальное исследование условий кристаллизации онгонитов массива Ары-Булак (Восточное Забайкалье)	2	209–224
<i>Андреев А.А., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Толмачева Е.В., Богомолов Е.С., Лебедева Ю.М., Федосеев А.М.</i> Возраст, состав и тектонические обстановки формирования позднебайкальских комплексов Кичерской зоны Байкало-Витимского пояса (Северное Прибайкалье): геологические, геохронологические (ID-TIMS, SIMS) и Nd-изотопные данные	4	345–378
<i>Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С., Галанкина О.Л., Борисова Е.Б.</i> Флюидный режим формирования гнейсов в Мейерской надвиговой зоне Северного Приладожья (юго-восток Фенноскандинавского щита)	2	166–193
<i>Борисов А.А.</i> Растворимость родия в силикатных расплавах	4	444–454
<i>Бортников Н.С., Силантьев С.А., Беа Ф., Монтеро П., Зингер Т.Ф., Сколотнев С.Г., Шарков Е.В.</i> Разновозрастные цирконы и их изотопный состав (Hf, O) в породах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: свидетельства неоднократного плавления гетерогенной мантии и эпизодической аккреции океанической коры в зоне спрединга	1	3–30
<i>Давыдова В.О., Биндеман И.Н., Щеклеина М.Д., Рычагов С.Н.</i> Паужетская кальдера (Южная Камчатка): изучение временной эволюции и происхождения объемного кислого магматизма	5	480–497
<i>Козаков И.К., Кириозова Т.И., Фугзан М.М., Плоткина Ю.В.</i> Этапы формирования раннепротерозойской нижней коры в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (на примере Байдарикского террейна)	2	124–139
<i>Кольцов А.Б., Бушмин С.А.</i> Метасоматоз в термоградиентных условиях: модели сопряженного переноса тепла и взаимодействия флюид–порода	3	309–330
<i>Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б., Шафигуллина Г.Т.</i> Колчеданоносные вулканические комплексы Магнитогорской палеоостроводужной мегазоны на Южном Урале: модели рудно-магматических систем, геодинамические реконструкции	1	91–118
<i>Кузнецов М.В., Саватенков В.М., Шпакович Л.В., Ярмолюк В.В., Козловский А.М.</i> Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области: по данным геохимических и Sr-Nd-Pb изотопных исследований	5	457–479
<i>Лебедева Н.М., Носова А.А., Сазонова Л.В., Ларионова Ю.О.</i> Метасоматические преобразования ксенолитов мантийных эклогитов и гранатовых пироксенитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба, Архангельская провинция	5	498–519
<i>Максимов О.А., Балаганский В.В., Слабунов А.И., Ларионов А.Н.</i> Два этапа высокобарного метаморфизма в раннедокембрийских эклогитах (район Гридино Беломорской провинции Фенноскандинавского щита): петрология и геохронология	2	140–165

<i>Митяев А.С., Сафонов О.Г., Варламов Д.А., ван Ринен Д.Д.</i> Частичное плавление карбонат-биотитового гнейса в условиях континентальной коры: экспериментальное и термодинамическое моделирование	3	281–308
<i>Мишин Л.Ф., Коновалова Е.А., Талтыкин Ю.В.</i> Влияние окислительных условий на геохимическую и металлогеническую зональности на примере мезозойских магматических поясов Восточной Якутии	3	260–280
<i>Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Некрасов А.Н.</i> Экспериментальное исследование многокомпонентной химической диффузии петрогенных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , MgO , FeO) и аниона CO_3^{2-} при взаимодействии базальтовых и кимберлитовых расплавов при умеренном давлении	3	331–342
<i>Перчук А.Л., Сердюк А.А.</i> Фазовые отношения в шпинелевом лерцолите KLB-1 по результатам термодинамического моделирования до 30 ГПа: особенности минерального состава и геодинамические эффекты	2	194–208
<i>Плюснина О.Е., Чевычелов В.Ю., Самсонов А.В., Вирюс А.А.</i> Экспериментальное изучение растворимости фторидов во флюидонасыщенном расплаве калиевого сиенита	4	432–443
<i>Пухтель И.С.</i> Re-Os изотопная систематика и содержания ССЭ в коматиитах и базальтах Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (юго-восток Фенноскандинавского щита) как индикаторы скорости перемешивания мантии Земли	6	574–595
<i>Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Азимов П.Я., Суханова М.А., Котов А.Б., Егорова С.В., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Кервинен А.В., Родионов Н.В., Степанов В.С.</i> История формирования коронитовых метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (CA-ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов	6	596–622
<i>Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О., Ларионов А.Н., Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Соловьева Н.В., Жиличева О.М., Дубенский А.С., Шешуков В.С.</i> Восточная окраина неоархейского Тунгусского супертеррейна: данные по скважинам в центральной части Сибирского кратона	6	663–676
<i>Семенов В.С., Казанов О.В., Корнеев С.И., Сальникова Е.Б., Семенов С.В.</i> Условия формирования расслоенных интрузий Мончегорского магматического узла	4	379–403
<i>Скузоватов С.Ю., Горнова М.А., Каримов А.А.</i> Минералого-геохимические и Nd-Sr изотопные характеристики амфиболитов высокобарического комплекса Алаг-Хадны (Юго-Западная Монголия): внутриконтинентальный рифтогенез как прекурсор субдукции континентальной окраины	5	545–568
<i>Степанова А.В., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Егорова С.В., Ларионова Ю.О., Арзамасцев А.А., Ларионов А.Н., Суханова М.А., Веселовский Р.В.</i> Великая дайка Кольского полуострова – маркер архейской кратонизации в северной части Фенноскандинавского щита	6	623–643
<i>Туркина О.М., Изох А.Э., Лавренчук А.В., Шелепов Я.Ю.</i> Состав и изотопные параметры метабазальтов и габброидов Онотского гранит-зеленокаменного блока (юго-запад Сибирской платформы) как индикаторы эволюции литосферной мантии от архея к палеопротерозою	5	520–544
<i>Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Душин В.А., Коровко А.В., Шагалов Е.С.</i> Рифей-венд-кембрийский магматизм Маньхамбовского блока (Приполярный Урал): геохимическая типизация, корректировка геодинамических представлений, роль плюм-литосферного взаимодействия	4	404–431
<i>Цховребова А.Р., Коптев–Дворников Е.В., Бычков Д.А.</i> Сравнительная характеристика расслоенности мафит-ультрамафитовых интрузивов Олангской группы, Северная Карелия	6	644–662
<i>Шолухов К.Н., Прокофьев В.Ю., Соловова И.П., Борисовский С.Е., Жиличева О.М., Перцев А.Н.</i> Остаточный расплав после кристаллизации оксид-габбро: пример кислого дифференциата MORB в современной океанической коре (комплекс Ашадзе, Центральная Атлантика)	1	31–46
Результаты XIII Всероссийского петрографического совещания г. Иркутск, 6–13 сентября 2021 г.	2	121–123
Геологической семье Куликовых – Вячеславу Степановичу, Виктории Владимировне и Яне Вячеславовне посвящается	6	571–573
Авторский указатель за 2022 г.	6	677–678