СОДЕРЖАНИЕ

Том 29, номер 2, 2021

Свидетельства субдукции палеопротерозойской океанической коры в Хапчанском поясе Анабарского щита Сибирского кратона	
Н. И. Гусев, Л. Ю. Сергеева, С. Г. Скублов	115
Палеопротерозойские рифтогенные вулканиты OIB- и MORB-типов Курского блока Восточной Сарматии: петрология и геодинамика	
С. В. Цыбуляев, К. А. Савко, А. В. Самсонов, Е. Х. Кориш	136
Sr- и C-хемостратиграфический потенциал палеопротерозойских осадочных карбонатов в условиях среднетемпературного метаморфизма: мраморы Рускеалы, Карелия	
А. Б. Кузнецов, И. М. Горохов, П. Я. Азимов, Е. О. Дубинина	172
Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса	
И. К. Козаков, В. П. Ковач, Е. Б. Сальникова, А. Н. Диденко, Ю. В. Плоткина, А. М. Федосеенко	195

УДК 551.14:551.72(571.56)

СВИДЕТЕЛЬСТВА СУБДУКЦИИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ В ХАПЧАНСКОМ ПОЯСЕ АНАБАРСКОГО ШИТА СИБИРСКОГО КРАТОНА

© 2021 г. Н. И. Гусев^{а, *}, Л. Ю. Сергеева^а, С. Г. Скублов^{b, c}

^аГеологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия ^bИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия ^cСанкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: nikolay_gusev@vsegei.ru Поступила в редакцию 16.04.2020 г. После доработки 19.06.2020 г. Принята к публикации 07.10.2020 г.

Гранулитовый комплекс в девом борту р. Бол. Куонамка ниже устья р. Хапчан сложен меданократовыми и мезократовыми двупироксеновыми кристаллосланцами и лейкократовыми орто- и двупироксеновыми плагиогнейсами. Гранулиты образовались по вулканоплутоническим породам от основного до кислого состава с редкими прослоями осадочных пород. Мафические и ультрамафические породы по химическому составу соответствуют пироксенитам, габброноритам и габбро-диоритам толеитовой серии. Плагиокристаллосланцы и плагиогнейсы образовались по породам, подобным диоритам, тоналитам и трондьемитам или их вулканическим аналогам, и отличаются повышенными содержаниями Ва, Zr, Y, REE, Nb, Та. Конкордантный U-Pb возраст циркона из диоритового протолита двупироксеновых плагиокристаллосланцев составляет 2095 ± 10 млн лет, изотопный Lu-Hf состав циркона $(\varepsilon_{Hf}(T) = 6.5 - 12, T_{Hf}(DM) = 1.98 - 2.22$ млрд лет) указывает на соответствие его источника палеопротерозойской деплетированной мантии. Двупироксеновые плагиогнейсы с конкордантным U-Рь возрастом по циркону 2030 ± 17 млн лет образовались по тоналитам известково-шелочной серии. Они характеризуются хорошо выраженными отрицательными аномалиями Ti, Nb, Ta, P, свойственными субдукционному магматизму. Все изученные породы Хапчанского пояса, который интерпретируется как ювенильный надсубдукционный комплекс, имеют положительные значения величины $\epsilon_{\rm Nd}(T)$ от ± 2.3 до ± 4.2 . Предполагается, что с субдукцией океанической коры этого возраста связано формирование алмазов эклогитового парагенезиса, отмечавшихся ранее и широко распространенных в россыпных месторождениях северо-востока Сибирской платформы.

Ключевые слова: Анабарский щит, Хапчанский пояс, палеопротерозой, деплетированная мантия, гранулиты, надсубдукционный комплекс, циркон, U-Pb возраст, SHRIMP-II, систематика Sm-Nd и Lu-Hf

DOI: 10.31857/S0869590321020047

ВВЕДЕНИЕ

Сибирский кратон — крупнейший докембрийский континент на севере Азии. Основание Сибирского кратона представляет палеопротерозойский коллаж архейских глубоко метаморфизованных террейнов (Rosen et al., 1994; Griffin et al., 1999; Shatsky et al., 2018). Фундамент перекрыт мезопротерозойско-раннемеловым осадочным чехлом, мощность которого может достигать 8 км, включающим мезозойские покровные базальты (траппы). В фундаменте кратона выделяется несколько тектонических провинций (рис. 1а: Маганская (Тунгусская), Анабарская, Оленекская) — композитных террейнов, состоящих из гетерогенных блоков, объединившихся в единую структуру 2.1—1.8 млрд лет назад (Rosen et al., 1994; Griffin et al.,

1999). Аккреция террейнов сопровождалась широко распространенным коллизионным гранулитовым метаморфизмом, синколлизионным и постколлизионным гранитным магматизмом (Rosen et al., 1994).

Анабарский щит представляет собой выступ глубоко эродированного основания кратона на площади 62 тыс. км², преобладающая часть которого сложена породами гранулитовой фации метаморфизма (рис. 1б). В пределах Анабарского щита вскрываются террейны трех тектонических провинций: Маганской тоналит-трондыемит-гнейсовой на западе, Анабарской гранулитортогнейсовой в средней части и Хапчанской гранулит-парагнейсовой на востоке щита (Rosen, Turkina, 2007). Границы террейнов (гранулитовых

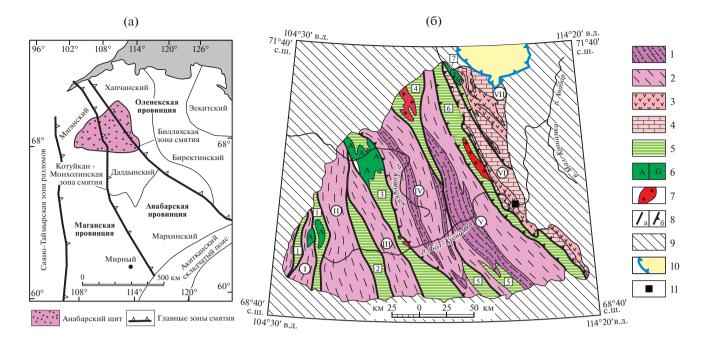


Рис. 1. Тектонические схемы: (a) — северной части фундамента Сибирского кратона по (Rosen et al., 1994; Griffin et al., 1999); (б) — Анабарского щита.

1, 2 — архейские гранулитовые глыбы, формации: 1 — метабазит-плагиогнейсовая (далдынская серия), 2 — плагиогнейсовая (верхнеанабарская серия); 3, 4 — палеопротерозойский гранулитовый Хапчанский пояс, формации: 3 — метавулканогенная, 4 — метакарбонатно-парагнейсовая (хапчанская серия); 5 — зоны смятия (тектонит-гранит-мигматитовая формация); 6, 7 — интрузивные образования, формации: 6A — анортозитовая, 6G — габбро-диоритовая, 7 — гранитовая; 8 — главные разломы: а — крутопадающие, 6 — надвиги; 9 — платформенный чехол; 10 — Попигайская астроблема; 11 — Хапчанский участок. Гранулитовые глыбы (римские цифры в кружках): I — Западная, II — Верхнекуонамская, III — Ильинская, IV — Далдынская, V — Джелиндинская, VI — Хапчанская, VII — Попигайская. Зоны смятия (цифры в квадратиках): 1 — Чурбукулахская, 2 — Ламуйкская, 3 — Котуйкан-Монхолинская, 4 — Ченгелехская, 5 — Харапская, 6 — Билляхская, 7 — Салтахская.

глыб) сопровождаются зонами смятия с широким проявлением процессов катаклаза, диафтореза и метасоматоза. Шовные зоны между провинциями представлены на западе Анабарского щита — Котуйкан-Монхолинской, на востоке — Салтах-Билляхской сутурами.

Котуйкан-Монхолинская сутура при ширине 10—30 км прослеживается на юг и юго-восток на 1300 км, по геофизическим данным (Rosen et al., 1994; Griffin et al., 1999). По ней Далдынский террейн Анабарской провинции надвинут на Ильинскую глыбу Маганской провинции. Строение зоны определяет коллизионный бластомилонитовый макромеланж с широко распространенными синтектоническими мигматитами, автохтонными и жильными гранитами (Розен и др., 2005). Индивидуальными особенностями Котуйкан-Монхолинской зоны являются крупные массивы санукитоидов и анортозитов.

Билляхская сутура при ширине 10—20 км прослеживается на юго-восток на 1500 км (Griffin et al., 1999). Структурный план Билляхской сутурной зоны обусловлен системой сближенных и пересскающихся разломов, между которыми заключены

блоки и пластины в разной степени переработанных пород контактирующих террейнов (Смелов и др., 2012). Зоны бластомилонитов и катаклазитов, трассирующие разломы, имеют взбросовую или взбросово-сдвиговую кинематику (Лутц, Оксман, 1990). В пределах Билляхской сутуры контактируют архейские гранулиты Джелиндинской глыбы и гранулиты палеопротерозойского Хапчанского складчатого пояса (Розен и др., 2005).

Предполагается, что основание Хапчанского пояса сложено гранит-зеленокаменными образованиями Биректинского террейна, принадлежащего Оленекской провинции (Розен и др., 2005). На гранит-зеленокаменном основании Биректинского террейна залегает Хапчанский метакарбонатно-метаграувакковый седиментогенный пояс, где возраст детритового циркона не превышает 2.4 млрд лет, а возраст гранулитового метаморфизма составляет 1.97 млрд лет (Розен и др., 2005). В качестве фундамента бассейна осадконакопления вначале рассматривались архейские гранулиты далдынской и верхнеанабарской серий (Condie et al., 1991). После появления данных о палеопротерозойском Nd-модельном возрасте гранулитов хапчанской серии, накладывающих ограничения на возраст источника сноса, обстановкой накопления хапчанской серии стала считаться пассивная окраина Биректинского гранит-зеленокаменного террейна (Розен и др., 2006).

В строении Хапчанского пояса участвуют два комплекса пород гранулитовой фации метаморфизма. Нижний комплекс представлен мезократовыми и лейкократовыми двупироксеновыми и ортопироксеновыми гнейсами, слагающими слои и пачки различной мощности. Переходы между ними могут быть как резкими, так и постепенными. В подчиненном количестве, в виде согласных линзовидных прослоев и пачек мощностью от нескольких сантиметров до 300 м, присутствуют характерные для этого комплекса меланократовые двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы. Нижний комплекс обычно относился к верхнеанабарской серии архея (Лопатин, Табунов, 1969).

Верхний комплекс принадлежит хапчанской серии и сложен метаосадочными породами — гранатовыми и силлиманитовыми гнейсами, мраморами, кальцифирами, пироксен-скаполитовыми породами, протолиты которых формировались в Хапчанском осадочном бассейне (Zlobin et al., 2002). Для парапород хапчанской серии характерна тонкая слоистость с элементами ритмичности. Геохимические особенности парагнейсов хапчанской серии указывают, что их протолитами были граувакки, подобные накапливающимся в палеозое на активных или пассивных континентальных окраинах (Condie et al., 1991; Zlobin et al., 2002).

К Хапчанскому поясу приурочен Анабарский алмазоносный район Якутии с богатыми россыпями алмазов, первичные источники которых пока не ясны (Каргин и др., 2017). В Хапчанской зоне, как и в большинстве россыпей северо-востока Якутской провинции, на 85% преобладают алмазы эклогитового парагенезиса (Шацкий и др., 2016). Изотопно-геохимические данные по алмазоносным эклогитам показывают, что в качестве протолитов эклогитов выступали породы океанической коры, на основании чего сделано заключение о субдукционных процессах на северо-востоке Сибирского кратона и присутствии субдукционного компонента в алмазоносной мантии (Sun et al., 2020; Kostrovitsky et al., 2016; Шацкий и др., 2016; Zedgenizov et al., 2016).

Точный возраст и первичный состав гранулитов, залегающих ниже седиментогенного разреза, до сих пор оставались неясными. Целью настоящего исследования было определение состава, возраста и геодинамической обстановки формирования пород, залегающих под метаосадочными образованиями хапчанской серии и относившихся ранее к верхнеанабарской серии архея.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Изученный участок находится на восточной окраине Анабарского щита в районе впадения р. Хапчан в р. Бол. Куонамка (рис. 2). Здесь кристаллические породы фундамента погружаются под раннерифейские отложения чехла Сибирской платформы — красноцветную терригенную лабазтахскую и доломитовую котуйканскую свиты. В левом борту р. Бол. Куонамка вскрываются преобладающие мезократовые плагиокристаллосланцы, содержащие в разных соотношениях полосы мафических кристаллосланцев (рис. 3а, 3б), варьирующие по мощности от первых сантиметров до 3—5 м. Повсеместно породы имеют волнистую метаморфическую полосчатость с северо-восточным падением под углом 70°—80°.

В основании левого борта р. Бол. Куонамка выше устья р. Хапчан выделяется пачка преобладающих мафических кристаллосланцев мошностью не менее 425 м. Выше нее залегает пачка преобладающих мезократовых плагиокристаллосланцев мощностью 1270 м с подчиненными прослоями гнейсов и мафических пород. В верхней части склона залегает линзовидная полоса ортопироксеновых и двупироксеновых плагиогнейсов с максимальной шириной выхода 600 м. Восточнее, после закрытого интервала, обнажены гранатовые и гранат-пироксеновые гнейсы хапчанской серии (рис. 3е) на протяжении 400—1200 м. Все породы смяты в складки, интенсивно мигматизированы (рис. 3в, 3д) и часто представлены метатекситами и диатекситами, отличительные особенности которых рассмотрены в (Sawyer, 2008). Гранитоидная лейкосома мигматитов залегает как согласно с полосчатостью, так и в виде секущих тел неправильной формы и разной мощности. Гранатовые гнейсы перекрываются буровато-коричневыми лимонитизированными кварцевыми гравелитами лабазтахской свиты раннего рифея. Ниже по течению в правом борту р. Бол. Куонамка в 4.5 км от устья р. Хапчан среди красноцветных песчаников наблюдается изолированный выход размером 200 × 500 м ультрамафических и мафических кристаллосланцев (рис. 3г) с элементами расслоенности в виде чередования ультрамафических и плагиоклазовых разностей. Для исследования геохимических особенностей отбирались породы, визуально не затронутые мигматизацией, отдельно проанализирована лейкосома мигматитов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержание в породах петрогенных элементов определено методом XRF, окисное и закисное железо — методом титриметрии, редких элементов — методом ICP-MS в лаборатории ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Погрешность определения методом XRF не превышает 5 отн. %.

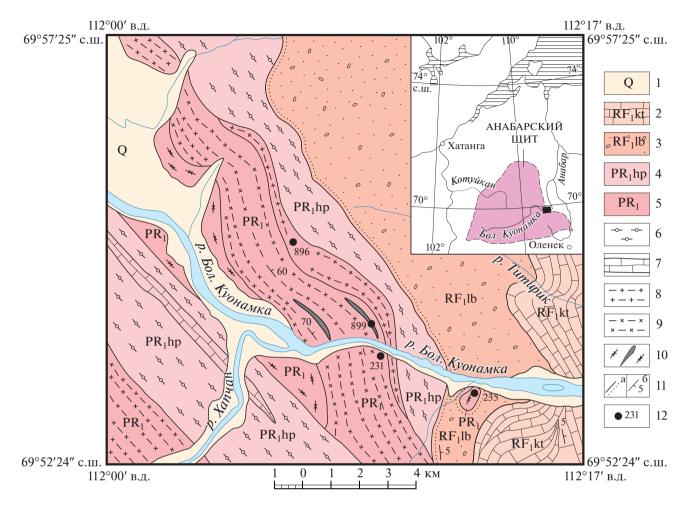


Рис. 2. Геологическая схема Хапчанского участка. На врезке залитым прямоугольником показано положение Хапчанского участка.

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — котуйканская свита (RF_1 kt): доломиты, песчанистые доломиты; 3 — лабазтахскя свита (RF_1 lb): красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты; 4 — хапчанския серия (PR_1 hp): гранатовые, биотит-гранатовые, гранат-пироксеновые и силлиманит-гранатовые парагнейсы, мраморы, кальцифиры, пироксен-скаполитовые породы; 5 — палеопротерозойские нерасчлененные образования (PR_1): ортопироксеновые и двупироксеновые плагиогнейсы, мезократовые и мафические кристаллосланцы, раннее относившиеся к верхнеанабарской серии архея; 6 — гранатсодержащие гнейсы; 7 — карбонатные и метакарбонатные породы; 8 — лейкократовые пироксеновые ортогнейсы; 9 — мезократовые гнейсы и плагиокристаллосланцы; 10 — мафические кристаллосланцы; 11 — границы несогласного залегания (11), элементы залегания пород (11); 110 — места отбора и номера проб на изотопное датирование.

Пределы обнаружения редких элементов составляют от 0.005 до 0.1 ppm, точность анализа — от 2 до 7 отн. %.

U-Рь датирование циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, аналитик П.А. Львов) по общепринятой методике (Williams, 1998). Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения (СL), отражающие внутреннюю структуру и зональность циркона. Интенсивность первичного пучка молекулярного кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) — 25 мкм при глубине 2 мкм. Обработка полу-

ченных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Рь отношения нормализовались на значение 0.0668 для стандартного циркона TEMORA с возрастом 416.75 млн лет (Black et al., 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1о, погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2о. Построение графиков проводилось с помощью программы ISOPLOT/ET (Ludwig, 1999).

Определение Lu-Hf изотопного состава циркона (аналитик И.Н. Капитонов) проведено методом ICP-MS с лазерной абляцией с применением 193 нм ArF лазера COMPex-102, системы абляции DUV-193

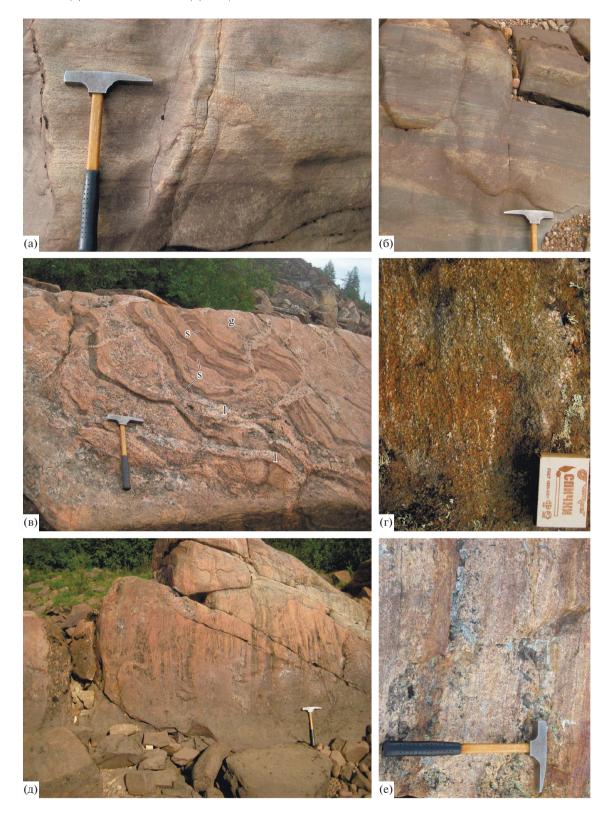


Рис. 3. Главные типы метаморфических пород Хапчанского участка. (а) мезократовые двупироксеновые плагиокристаллосланцы; (б) линзовидное чередование мафических и мезократовых кристаллосланцев; (в) шлировые диатекситы: g — лейкосома (пр. 900), s — меланосома, 1 — плагиогранитная лейкосома наложенных мигматитов (пр. 900-1); (г) линзовидно-полосчатые мафические двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 236); (д) мигматизированные ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 561); (е) гранатовые гнейсы хапчанской серии (пр. 49-4).

и мультиколлекторного масс-спектрометра с ионизацией в индуктивно связанной плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в работе (Griffin et al., 2000). Конфигурация коллекторов позволяла одновременно регистрировать изотопы ¹⁷²Yb, ¹⁷⁴Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁶Hf, ¹⁷⁷Hf, ¹⁷⁸Hf, ¹⁷⁹Hf. Для коррекции масс-дискриминации использовалось одно нормализующее отношение (¹⁷⁸Hf/¹⁷⁷Hf). Корректное значение ¹⁷⁶Hf было получено путем вычитания 176 Yb и 176 Lu (измерялись свободные от наложений ¹⁷²Yb и ¹⁷⁵Lu) (Капитонов и др., 2007). Анализ изотопного состава выполнен в точках U-Рь датирования, но диаметр кратера составлял ~50 мкм, а глубина — 20-40 мкм. За период измерений средние величины ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf для цирконовых стандартов составили 0.282701 ± 35 (TEMORA, n = 6), 0.282497 ± 27 (Mud Tank, n = 5) и 0.282009 ± 23 (GJ-1, n = 7). Эти величины соответствуют опубликованным значениям для стандартов: TEMORA -0.282680 ± 24 (Woodhead et al., 2004), Mud Tank -0.282504 ± 44 (Woodhead, Hergt, 2005) и GJ-1 - 0.282015 \pm 19 (Elhlou et al., 2006). При обработке данных принята постоянная распада 176 Lu = 1.865×10^{-11} лет $^{-1}$ (Scherer et al., 2001). Для расчета $\varepsilon_{Hf}(T)$ использованы хондритовые величины: 176 Lu/ 177 Hf = 0.0332 и 176 Hf/ 177 Hf = 0.282772 (Blichert-Toft, Albarede, 1997). Hf-модельный возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: 176 Lu/ 177 Hf = 0.0384 и 176 Hf/ 177 Hf = 0.28325 (Chauvel, Blichert-Toft, 2001). Поскольку модельный возраст циркона (T_{Hf}(DM) представляет минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, нами был рассчитан также более реалистичный двухстадийный возраст $T_{\rm Hf}^{\rm C}$, полученный проецированием инициального ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf циркона к линии деплетированной мантии, используя среднекоровую величину 176 Lu/ 177 Hf = 0.015 (Griffin et al., 2000).

Sm-Nd изотопные исследования проведены по опубликованной методике (Изотопная геология ..., 2017, стр. 128). Изотопные измерения осуществлены с помощью масс-спектрометра ThermoFinnigan МАТ TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитик Е.С. Богомолов) в статическом режиме. Измеренные отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd скорректированы на изотопное фракционирование по отношению 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219 и приведены к отношению 143 Nd/ 144 Nd = 0.512117 в Nd стандарте JNdi-1. Уровень холостого опыта за время исследований составил 0.03-0.2 нг для Sm, 0.1-0.5 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составила $\pm 0.5\%$ (2 σ), изотопных отношений 147 Sm/ 144 Nd $-\pm 0.5\%$, 143 Nd/ 144 Nd $-\pm 0.005\%$. При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ использовались следующие значения современных изотопных отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR):

 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967 и 143 Nd/ 144 Nd = 0.512638 (Jacobsen, Wasserburg, 1984). Одностадийный модельный возраст ($T_{Nd}(DM)$) рассчитан относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами 147 Sm/ 144 Nd = 0.2136 и 143 Nd/ 144 Nd = 0.513151 (Goldstein, Jacobsen, 1988). Символы минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геолого-петрографическая характеристика. Гранулиты Хапчанского участка подразделяются на четыре породные группы, представленные двупироксеновыми кристаллосланцами (рис. 3а, 36, 3г), гнейсами двупироксеновыми и ортопироксеновыми (рис. 3в, 3д), а также гранатовыми (рис. 3е).

Двупироксеновые (Срх-Орх) кристаллосланиы встречаются в основном вблизи русла р. Бол. Куонамка и образуют изолированный выход среди красноцветных рифейских пород в ее правом борту. Здесь обнажаются линзовидно-полосчатые ультрамафические и мафические разности (рис. 3г), связанные постепенными переходами. В этом выходе мафических пород (рис. 3г) ультрамафические кристаллосланцы (пр. 235), содержащие (в об. %): Opx 45, Cpx 30, Hbl 20, Srp 2, Chr 3, постепенно переходят в мафические кристаллосланцы (пр. 236), состав которых (в об. %): РІ (An_{42}) 55, Opx 25, Cpx 5, Hbl 14, Mag 1. Двупироксеновые кристаллосланцы в мощных мафических линзах среди гнейсов (пр. 899) сложены (в об. %): антипертитовым $Pl(An_{40})$ 35–40, Cpx 27, Opx 23, Qz5-10, Mag 5 и единичными чешуйками темно-коричневого Bt. Наиболее распространенные мезократовые двупироксеновые плагиокристаллосланцы (пр. 231) имеют минеральный состав (в об. %): Pl (An₃₀) 65, Cpx 20, Opx 10, Mag 2, Ap 1, Bt 1. Они чередуются с двупироксеновыми гнейсами, среди которых отмечаются разности с преобладанием орто- или клинопироксена. Двупироксеновые гнейсы с преобладанием ортопироксена (пр. 565) содержат (в об. %): $Pl(An_{33})$ 67, Qz 13–14, Opx11-12, *Cpx* 2-3, *Ap* 0.5. Двупироксеновые разности с преобладающим клинопироксеном (пр. 896) отличаются более основным плагиоклазом при высоком содержании кварца (в об. %): $Pl(An_{42})$ 50, Qz 25-30, Cpx 10, Opx 1-2, Mag 2, Ttn 1.

Среди *ортопироксеновых гнейсов* встречаются породы с примерно равным содержанием Qz и Opx (пр. 564, 565A, состав в об. %): Pl (An_{30}) 47—63, Qz 17—25, Opx 16—24, Mag 3—4 и более лейкократовые разности (пр. 561, 897, 900), состав которых (в об. %): антипертитовый Pl (An_{17-21}) 60, Qz 25—30, Opx 6—10, Bt 0—3, Mag 2, единичные зерна Ap, Zrn. В плагиогранитной лейкосоме жильных мигматитов (пр. 900-1) преобладают (в об. %): Pl (An_{30})

70, Qz 20—25, темноцветный минерал представлен Hbl 5, замещающей Opx 1.

Гранатовые гнейсы хапчанской серии (пр. 49-4, 52-2) содержат (в об. %): преобладающий антипертитовый Pl (An_{50}) 30-40, Qz 23-24, Grt 15-25, Or 12-15, Bt 3-5, единичные зерна Mag, Ap, Zrn.

Геохимические особенности пород (табл. 1) анализируются на основе всех главных компонентов пород (рис. 4а), а также с помощью диаграмм, использующих отношения относительно немобильных высокозарядных элементов Zr/Ti-Nb/Y (рис. 4б), по эквивалентной диаграмме TAS (Pearce, 1996) и диаграмме Th—Co (рис. 4в), равнозначной диаграмме K_2O-SiO_2 (Hastie et al., 2007). Для классификации пород кислого состава (рис. 4г) используется соотношение нормативных полевых шпатов (O'Connor, 1965).

Лвупироксеновые кристаллосланиы имеют химический состав (табл. 1, рис. 4а), подобный толеитам (пр. 235, 236), андезибазальтам (пр. 899) и латитам (пр. 231). В ультрамафических и мафических кристаллосланцах (пр. 235, 236 на рис. 4а), эквивалентных пироксенитам и габброноритам $(Mg#^1 = 78.9-65.4)$, отмечаются наиболее высокие содержания Cr, Ni и Pb. Они обеднены REE $(\Sigma REE = 19.7-23.4 \text{ ppm}).$ Метапироксениты характеризуются (рис. 5а, 5б) отрицательным наклоном графика распределения REE (La/Yb)_N = 0.7, Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.51$) и отрицательной аномалией Sr, что связано с фракционированием плагиоклаза и накоплением его в метагабброноритах $(La/Yb)_N = 1.7$, $Eu/Eu^* = 1.54$, Sr/Y = 33.1). Мафические кристаллосланцы (пр. 899), петрохимически эквивалентные андезибазальтам или габбро-диоритам (Mg# = 46), отличаются положительной аномалией Ba, отрицательными — Pb, Sr, Eu, Ti, слабым фракционированием REE ((La/Yb)_N = 1.82) с хорошо выраженным Еи-минимумом (Eu/Eu* = = 0.64). Мезократовые двупироксеновые плагиокристаллосланцы (пр. 231, Мд# = 40) метаглиноземистые $ASI^2 = 0.82$. По петрохимии они эквивалентны латитам/монцонитам, однако умеренно-щелочной уклон не подтверждается содержанием редких элементов (рис. 4б, 4в), поэтому в дальнейшем эти породы рассматриваются как метадиориты. На спайдерграммах (рис. 5а, 5б) проявлена положительная аномалия Ва и отрицательные аномалии Th, Pb, Sr, Ti, при этом отсутствуют отрицательные аномалии Та и Nb. Фракционированность REE слабая ((La/Yb) $_{\rm N}$ = 3.1) с Eu-минимумом (Eu/Eu* = 0.89).

Двупироксеновые гнейсы (пр. 565, 896) по химическому составу (рис. 4а, 4г) соответствуют дацитам/тоналитам (Mg# = 33-44). Породы метагли-

ноземистые (ASI = 0.72-0.93), в существенно ортопироксеновых разностях (пр. 565) проявлены отрицательные аномалии по Th, Pb, Sr (рис. 5в, 5г), но отсутствуют отрицательные аномалии по Та и Nb. Распределение REE относительно слабо фракционированное $(La/Yb)_N = 4$, проявлена положительная Eu-аномалия (Eu/Eu * = 1.22), отношение Sr/Y = 8.3. Существенно клинопироксеновые разности (пр. 896) имеют более контрастное распределение редких элементов с резко выраженными аномалиями по Ba, U, Pb, Sr, Zr с более фракционированным спектром распределения REE $(La/Yb)_N = 10.1$ и положительной Eu-аномалией ($Eu/Eu^* = 1.46$), высоким отношением Sr/Y == 64.5. Отчетливо проявлены отрицательные аномалии Nb, Та, Ті, Р.

Ортопироксеновые гнейсы по химическому составу соответствуют дацитам/тоналитам (пр. 564, 565А, 900-1) и риодацитам/трондьемитам (пр. 561, 897, 900) (рис. 4а, 4г). Породы перглиноземистые (ASI = 1.0-1.1), в тоналитовых разностях Mg# ==41-60, в трондъемитовых -15-32. Для гранулитов тоналитового состава (рис. 5д, 5е, пр. 565А) характерны слабоконтрастные положительные аномалии по Ва, La, Pb, Zr, слабо фракционированное распределение REE (La/Yb) $_{\rm N}$ = 3.9, отсутствует Eu-минимум (Eu/Eu* = 0.98). Обогащенные ортопироксеном разности (пр. 564, Mg# = 60) отличаются повышенными содержаниями (в ppm): Ст 165, Ni 65.9, Zr 170. На спайдерграмме проявлены положительные аномалии по Ba, U, Zr, отрицательные по Pb, P, Ti. Содержание REE невысокое $(\Sigma REE = 94.4 \, ppm)$, фракционированность слабая $(La/Yb)_N = 1.73$, отчетливо проявлен Eu-минимум $(Eu/Eu^* = 0.68)$. Лейкосома жильных мигматитов (рис. 5ж, 53, пр. 900-1) обогащена Ba, Pb, Sr, Eu, Zr, характеризуется высоким отношением Sr/Y == 60.7. Отмечается фракционированное распределение REE ((La/Yb)_N = 18.3) и положительная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 2.62$).

Гранатовые гнейсы хапчанской серии отличаются повышенными содержаниями (в мас. %) K_2O 2.13—2.56 и Al_2O_3 17.2—18.1, как следствие, высоким значением ASI = 1.49—1.68. На спайдергаммах (рис. 5ж, 53) отмечаются положительные аномалии по Ва, Рb, Nd, отрицательные — Р и Ті. Содержания Тh, Nb, Та дают как положительные, так и отрицательные аномалии. Характерно также высокое содержание REE (Σ REE = 185—221 ppm), Еи-минимум выражен слабо (Eu/Eu* = 0.82—0.87), распределение REE фракционированное в области LREE ($La/Yb)_N = 4.9$ —7 и нефракционированное в области HREE ($La/Yb)_N = 0.8$ —1.1.

U-Рь возраст. Определение возраста по циркону (табл. 2) проведено в трех пробах: (1) мезократовых двупироксеновых плагиокристаллосланцах (пр. 231), (2) двупироксеновых плагиогнейсах (пр. 896), (3) мафических двупироксеновых кристаллослан-

 $^{^{1}}$ Mg# = Mg/(Mg + Fe), в молекулярных количествах.

 $^{^2}$ ASI (aluminium saturation index) = $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$, в молекулярных количествах.

Таблица 1. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (ppm) элементов в гранулитах

таолица т													T	
Компо-	235*	236	899	231	565	564	561	565A	897	896	900	49-4	52-2	900-1
ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	51.7	50.8	51.7	54.7	60.4	65.7	70.0	63.0	72.0	67.6	75.0	62.7	61.5	67.4
TiO_2	0.36	0.34	1.11	1.4	1.13	0.47	0.38	0.84	0.42	0.21	0.26	0.8	1.06	0.09
Al_2O_3	3.27	18.2	8.84	16.4	16.2	11.6	15.2	15.2	13.7	14.9	13.3	17.2	18.1	18.8
Fe_2O_3	2.17	1.13	5.63	2.72	2.93	3	1.41	2.13	1.50	1.07	1.58	3.94	3.99	0.57
FeO	8.02	6.45	11.4	7.88	5.87	5.16	2.58	6.02	2.88	2.24	1.52	3.39	3.96	0.86
MnO	0.18	0.13	0.32	0.18	0.15	0.19	0.08	0.13	0.08	0.06	0.05	0.15	0.10	0.02
MgO	20.9	7.91	8.05	3.82	2.35	6.67	1.00	3.10	0.91	1.41	0.30	3.14	2.79	0.67
CaO	11.6	11.1	9.45	5.90	5.14	2.86	2.25	3.90	2.51	8.07	1.88	1.90	1.63	4.20
Na ₂ O	0.05	2.45	2.22	5.36	4.89	3.62	5.40	4.59	4.88	2.92	4.58	3.55	3.09	5.46
K_2O	0.23	0.28	0.56	0.67	0.26	0.19	1.15	0.50	0.76	0.97	1.03	2.13	2.56	1.06
P_2O_5	0.02	0.02	0.12	0.23	0.22	< 0.05	0.1	0.10	0.08	< 0.05	< 0.05	0.07	0.06	< 0.05
П.п.п.	< 0.01	0.38	< 0.01	0.05	< 0.01	< 0.01	0.35	< 0.01	0.23	0.44	0.19	0.71	0.92	0.79
Сумма	98.50	99.19	99.40	99.31	99.54	99.46	99.90	99.51	99.95	99.89	99.69	99.68	99.76	99.92
Th	< 0.01	< 0.01	0.89	0.27	0.42	0.77	0.75	0.41	4.14	4.53	1.22	8.0	0.92	2.22
U	< 0.01	< 0.01	0.23	0.20	0.25	0.54	0.2	0.19	1.22	1.36	0.32	0.66	0.53	0.36
Rb	<2	2.41	4.37	5.83	<2	<2	7.76	2.27	4.87	12.3	6.31	19.40	23.30	5.66
Ba	<3	82	115	307	162	87.2	293	71.5	110	585		667	516	361
Sr	15.4	331	101	134	180	64.7	87.2	126	107	709	171	190	199	406
La	1.19	2.83	9.77	15.1	11.7	13.2	20.2	11.8	30.9	18.9	21.1	47.3	41.9	23.6
Ce	4.33	6.36	25.3	37.9	25.9	29.5	42.6	23.5	69.5	30.9	42.3	86.9	76.6	36.6
Pr	0.85	1.00	3.78	5.57	3.33	3.77	5.30	2.93	9.05	3.39	4.92	9.25	8.05	3.49
Nd	4.66	4.84	20.0	24.0	14.7	15.9	21.8	12.3	38.5	14.2	19.6	34.1	26.9	11.1
Sm	1.60	1.23	4.85	6.13	3.57	4.14	4.69	2.88	8.76	2.29	4.19	5.97	4.54	1.68
Eu	0.26	0.71	1.10	1.74	1.47	1.06	1.46	0.95	1.34	1.06	1.43	1.71	1.50	1.27
Gd	1.54	1.61	5.70	5.84	3.78	5.47	4.82	3.06	9.04	2.15	3.67	6.78	6.08	1.31
Tb	0.30	0.29	1.04	1.04	0.62	0.98	0.75	0.48	1.64	0.31	0.61	1.24	0.95	0.20
Dy	1.88	1.70	6.78	6.87	4.10	6.95	4.65	3.10	9.86	1.65	3.07	9.69	7.45	1.17
Но	0.42	0.39	1.46	1.35	0.74	1.60	0.97	0.66	2.26	0.40	0.84	2.14	1.37	0.26
Er	1.13	1.02	4.01	4.09	2.51	4.81	2.75	1.98	6.84	1.11	2.49	6.92	4.05	0.81
Tm	0.17	0.14	0.52	0.5	0.34	0.76	0.42	0.29	1.03	0.15	0.37	1	0.67	0.13
Yb	1.24	1.13	3.61	3.26	1.96	5.2	2.77	2.05	5.86	1.26	2.57	6.51	4.05	0.87
Lu	0.16	0.15	0.6	0.54	0.37	0.80	0.41	0.32	0.78	0.21	0.33	0.99	0.59	0.13
Zr	13.9			206	139	170	169		284			186	202	39.2
Hf To	0.64	0.42	3.39	5.34	3.74	4.90	5.05	3.10	8.05	4.07	8.26	4.83	5.38	1.10
Ta	<0.1	<0.1	0.49	0.57	0.50	0.52	0.41	0.41	1.87	0.32	0.15	0.85	2.84	0.14
Nb Y	<0.5	0.50	7.22	12.7	7.25	8.91	10.10	5.94	22.90	5.08	5.95	12.70	27.60	2.75
Cr	10.7 3000	10.0 184	34.4 51.3	34.3 29.1	21.6 14.6	40.8 165	24.9	17.0 7.06	64.0 32.5	11.0 44	22.9 18.3	62.0 139	42.4 108	6.69 4.51
Ni	358	54.3	33.7	41	18.8	65.9	1.14 1.77	25.2	27.8	8.64	12.8	49.9	5.64	<1.0
Co	45.8	35.7	50.3	28.7	19.8	23.1	5.31	26.2	6.19	6.6	2.23	9.33	4.03	0.6
Sc	53.4	35.7	49.9	23.7	16.6	25.1	9.75	17.8	12.9	8.77	7.16	26.8	25.0	0.47
Pb	4.93	5.28	<1.0	1.28	1.21	1.45	3.08	2.55	2.32	12.30	2.31	15.30	15.30	149
Ga	6.28	17.3	14.6	21.4	19.7	12.9	15	15.9	19.3	16.3	18.9	15.5	15.9	18.1
Eu/Eu*	0.28	1.54	0.64	0.89	1.22	0.68	0.94	0.98	0.46	1.46	1.12	0.82	0.87	2.62
$(La/Yb)_N$	0.7	1.7	1.8	3.1	4.0	1.7	4.9	3.9	3.6	10.1	5.5	4.9	7.0	18.3
ΣREE	19.7	23.4	88.5	114	75.1	94.1	114		195	78.0		221	185	82.6
Примечан	l	l	l	l.	1	l	l	l	l		l	l.	l	<u> </u>

Примечание. 1-3 ультрамафические (пр. 235) и мафические (пр. 236, 899) двупироксеновые кристаллосланцы; 4, 5 — мезократовые двупироксеновые плагиокристаллосланцы (пр. 231) и гнейсы (пр. 565); 6-9 — ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 561, 564, 565A, 897); 10 — клинопироксеновые плагиогнейсы (пр. 896); 11 — ортопироксеновые плагиогнейсы диатекситов (пр. 900); 12, 13 — гранатовые гнейсы хапчанской серии (пр. 49-4, 52-5); 14 — тоналитовая лейкосома мигматитов (пр. 900-1). *Номера проб.

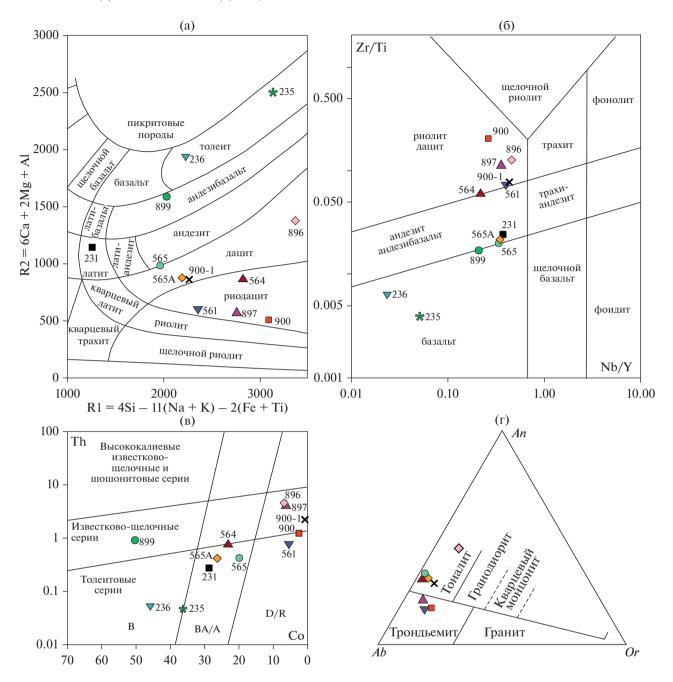


Рис. 4. Геохимические диаграммы для гранулитов Хапчанского участка. (а) — по (De la Roche et al., 1980); (б) — по (Pearce, 1996); (в) — по (Hastie et al., 2007); (г) — по (O'Connor, 1965). Номера проб около фигуративных знаков соответствуют таковым в табл. 1. Поля на диаграмме (в): B — базальты, BA/A — андезибазальты/андезиты, D/R — дациты/риолиты.

цах (пр. 899). Из ультрамафических двупироксеновых кристаллосланцев пр. 235 циркон извлечь не удалось.

В мезократовых плагиокристаллосланцах (пр. 231) циркон представлен округлыми и овальными зернами короткопризматического габитуса (рис. 6). Зерна бесцветные, коричневого и желтоватого цвета, прозрачные и полупрозрачные. Длина кристаллов от 100 до 300 мкм, коэффициент удли-

нения 1-2. Все зерна в СL-изображении состоят из темных ядер и оболочек разной ширины и оттенка. В ядрах присутствует ритмичная и секториальная зональность. По результатам 12 анализов ядер содержание (в ppm): U 63-143, Th 15-101, Th/U 0.32-0.73. Конкордантный возраст 2095 ± 10 млн лет рассматривается как время кристализации магматического протолита плагиокристаллосланцев.

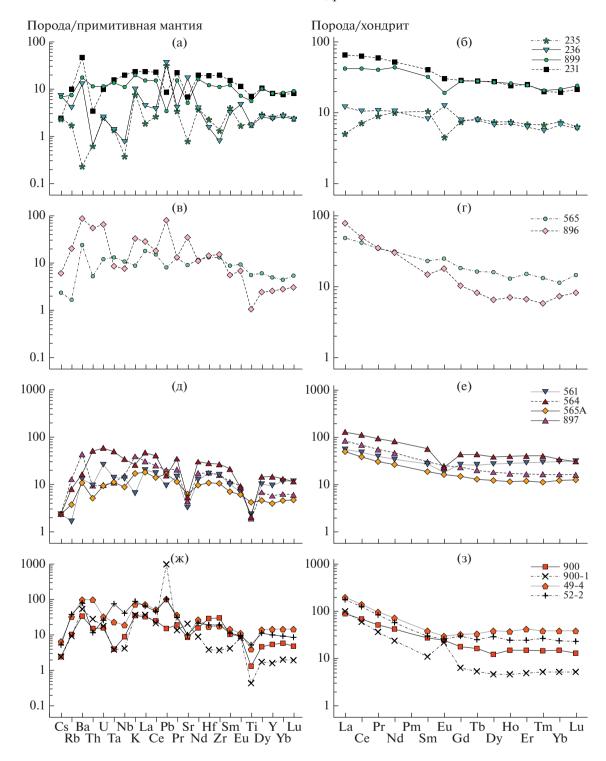


Рис. 5. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов Хапчанского участка. (a, 6) - Cpx-Оpx кристаллосланцы; (b, r) - Cpx-Оpx гнейсы; (d, e) - Cpx-Пейсы; (d, e) - Cpx-П

Двупироксеновые плагиогнейсы содержат циркон бесцветный и розового цвета, с ядрами и обрастаниями. Ядра в СL-изображении с ритмичной зональностью (рис. 7), оболочки однородные

без свечения. Два ядра (т. ан. 1.1 и 8.1) характеризуются содержаниями (в ppm): U 183–187, Th 104-111, Th/U = 0.58-0.61 и конкордантным возрастом 2121 ± 23 млн лет. По второй группе из ше-

Таблица 2. Результаты U-Pb (SHRIMP-II) анализов циркона

Rho	554 115 572 572 573 574 606 606 773 773 773 773 773 774	666 661 662 663 33 33 81 81	661 697 697 660 56 56 600 604 604 79 886 886
Ri	0.454 0.527 0.715 0.652 0.652 0.654 0.654 0.706 0.518 0.559	0.866 0.926 0.743 0.761 0.762 0.838 0.933 0.933 0.723	0.661 0.697 0.769 0.756 0.728 0.630 0.718 0.804 0.745 0.634 0.779 0.634 0.779 0.634
% +	1.2 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3	1.7 1.6 1.7 1.7 1.8 1.8 1.8	0.8 1.1 0.9 0.9 0.9 0.8 0.7 0.7 0.7 0.7
(I) U ⁸⁶² /*d q ⁹⁰²	0.3901 0.3878 0.3826 0.3765 0.3831 0.3831 0.3897 0.3897 0.3856 0.3937	0.3990 0.3713 0.3499 0.3567 0.3653 0.3670 0.3607 0.3683	0.3558 0.3559 0.3559 0.3555 0.3555 0.3558 0.3529 0.3521 0.3571 0.3577 0.3577
% +	2.6 2.1 1.5 1.8 2.2 2.2 1.7 1.9 1.6 3 3	1.9 2.3.3 2.3.3 2.3.4 2.2.4 2.4 2	1.3 1.3 1.3 1.4 1.1 1.1 1.2 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3
$U^{\xi\xi\zeta}/*dq^{70\zeta}$	7.10 6.89 6.79 6.63 6.81 7.04 6.72 7.08 6.9 7.22 6.86	7.21 6.41 6.01 6.18 6.3 5.85 6.36 6.01 6.29	0.1201 1.0 5.892 1.3 0.3558 0.8 0.661 0.1199 1.1 5.886 1.5 0.3559 1.1 0.697 0.1218 0.8 5.952 1.3 0.3559 1.1 0.697 0.1224 1.0 5.942 1.1 0.3559 0.9 0.656 0.1224 1.1 5.942 1.1 0.3559 0.7 0.728 0.1203 0.8 5.866 1.1 0.355 0.9 0.630 0.1204 1.2 5.87 2.0 0.3529 1.6 0.804 0.1213 1.0 5.937 1.4 0.3539 0.7 0.716 0.1193 0.7 5.912 1.1 0.3531 1 0.716 0.1225 0.9 6.036 1.2 0.3553 0.7 0.745 0.1213 0.6 5.973 1.0 0.3571 0.7 0.779 0.1197 0.9 5.823 1.3 0.
% +	2.3 1.8 1.0 1.1 1.2 1.2 1.1 1.3 1.3 1.4 1.4 1.5 1.5 1.1 1.5 1.5 1.5 1.5 1.6 1.6 1.6 1.6 1.6 1.6 1.6 1.6 1.6 1.6	1.0 0.7 1.5 1.5 1.0 1.0 0.6 0.6 1.7	1.0 1.1 0.8 1.0 0.7 0.8 1.2 1.0 0.7 0.9 0.9 0.9
*dq ⁹⁰² /*dq ⁷⁰²	0.1321 0.1289 0.1286 0.1277 0.1289 0.1305 0.1305 0.1317 0.1298 0.1303	0.1310 0.1251 0.1247 0.1257 0.1205 0.1205 0.1208 0.1239	0.1201 0.1199 0.1218 0.1224 0.1203 0.1203 0.1203 0.1203 0.1213 0.1193 0.1213
% +	1.2 1.1 1.0 1.2 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3 1.3	1.7 1.6 1.7 1.7 1.6 1.8 1.8 1.8	0.8 0.9 0.0 0.0 0.0 0.1 0.7 0.7 0.7 0.7
(I) dq ⁸⁶² \U ⁸⁶²	31 2.554 2.570 2.613 2.651 2.551 2.561 2.594 2.594 2.524 2.606	2.505 2.688 2.8850 2.770 2.770 2.770 2.770 2.770 2.750	2.809 2.809 2.809 2.809 2.813 2.816 2.836 2.836 2.783 2.783 2.783 2.783 2.783 2.783 2.783 2.783
D, %	11 poóa 231 0	1	0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
Возраст 207 рь/ ²⁰⁶ рь, млн лет	2125 ± 41 2083 ± 32 2080 ± 18 2066 ± 24 2083 ± 40 2105 ± 26 2075 ± 21 2101 ± 26 2095 ± 20 2137 ± 45 2101 ± 34 2101 ± 34	2112 ± 17 2031 ± 12 2024 ± 27 2038 ±26 2029 ± 26 1964 ± 18 2038 ± 28 1968 ± 11 2013 ± 29	1958 ± 17 1955 ± 20 1983 ± 15 1991 ± 19 1972 ± 13 1992 ± 20 1960 ± 14 1964 ± 21 1975 ± 18 1975 ± 18 1975 ± 11 1975 ± 11 1975 ± 11 1975 ± 11
Возраст 206рь/ ²³⁸ U, млн лет	2123 ± 22 2113 ± 20 2089 ± 19 2060 ± 21 2129 ± 29 2076 ± 21 2121 ± 23 2121 ± 23 2121 ± 23 2121 ± 23 2102 ± 20 2140 ± 28 2086 ± 23	2164 ± 31 2036 ± 28 1934 ± 29 1966 ± 29 2007 ± 30 1945 ± 27 2015 ± 30 1985 ± 27 2022 ± 31 2116 ± 31	1962 ± 14 1963 ± 18 1955 ± 16 1961 ± 15 1963 ± 13 1958 ± 15 1958 ± 15 1959 ± 17 1979 ± 13 1969 ± 13 1969 ± 13 1969 ± 13 1969 ± 13
Точка р. U, Th. ppm 238 Th ppm 296 Pb*, ppm 238 U	32.1 47.1 32.6 26.9 21.2 32.4 27.3 36.6 16.9 33.4	62.9 157 45.8 44.1 63 192 36.9 37.9 62.8	256 82.9 135 91.8 248 99.3 200 82.2 114 225 301 220 98.6 59.1
232 Th	0.43 0.37 0.43 0.45 0.48 0.41 0.52 0.32 0.32	0.58 0.40 0.66 0.66 0.27 0.20 0.22 0.85	0.32 0.31 0.36 0.30 0.39 0.39 0.39 0.29 0.29
Тһ, ррт	40 40 101 41 35 32 32 32 56 15 46	104 189 97 97 124 167 134 91	259 81 154 87 281 90 142 220 220 260 157 138 48
U, ppm	96 110 143 101 81 63 99 81 110 50 78	183 491 152 143 199 633 116 634 110	839 271 445 301 811 325 658 677 374 779 982 718 325 194 585
% '' ⁹⁰ 4 ₉₀₇	0.30 0.25 0.00 0.14 0.58 0.00 0.00 0.14 0.00 0.50 0.34	0.05 0.15 0.23 0.40 0.61 0.04 0.50 0.09 0.15	0.08 0.00 0.00 0.16 0.08 0.04 0.03 0.03 0.04 0.05 0.05
Точка анализа	2.1 2.1 3.1 5.1 6.1 7.1 10.1 11.1 12.1	2.1.1 3.1.1 5.2.2 6.1.2 6.2.2 8.1.1 8.1.1	1.1 2.2 2.2 2.2 2.2 3.3 3.3 4.1 4.2 6.1 10.1 10.1

примечание. го_си гот — оощии и радиогенный свинец. Погрешность калибровки стандарта 0.36%. (1) — коррекция по ²⁰⁴Рь. *D* — дискордантность. Rho — коэффициент корреляции. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ, погрешности вычисленных возрастов на рис. 6—8 приводятся на уровне 2σ.

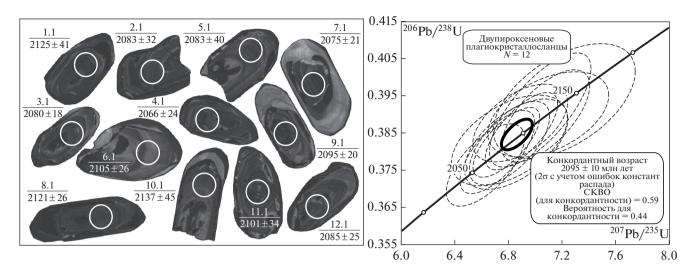


Рис. 6. Катодолюминесцентные (CL) изображения и возраст циркона из мезократовых двупироксеновых плагиокристаллосланцев (пр. 231). Белыми окружностями обозначены аналитические кратеры, в числителе номер анализа, в знаменателе — 207 Pb/ 206 Pb

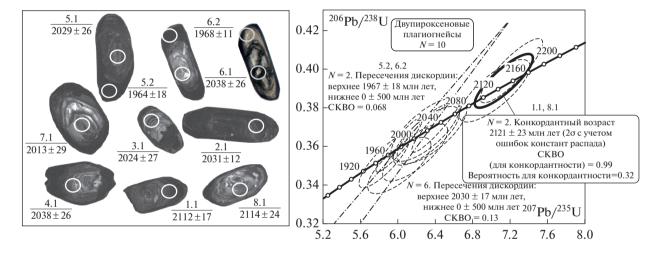


Рис. 7. Катодолюминесцентные (CL) изображения и возраст циркона из двупироксеновых плагиогнейсов (пр. 896). Для зерна с анализами 6.1 и 6.2 справа показано его оптическое изображение.

сти анализов по ритмично-зональным ядрам получены содержания (в ppm): U 110-491, Th 91-189, Th/U = 0.20 - 0.85 и верхнее пересечение линии дискордии -2030 ± 17 млн лет. Черные оболочки циркона (т. ан. 5.2 и 6.2 в СL) имеют содержания (B ppm): U 633-634, Th 134-167, Th/U = 0.22-0.27и верхнее пересечение дискордии -1967 ± 18 млн лет. Поскольку двупироксеновые гнейсы являются ортопородами (рис. 11а, пр. 896), циркон магматического генезиса с возрастом 2121 ± 23 млн лет, вероятно, является унаследованным или захваченным, а возраст магматического протолита плагиогнейсов отражает магматический циркон, возраст которого составляет 2030 ± 17 млн лет. Учитывая широкое развитие мигматитов на Хапчанском участке, черные оболочки циркона, ве-

возраст. Диаметр кратера составляет около 20 мкм.

роятно, формировались в процессе кристаллизации анатектического расплава.

Циркон из мафических кристаллосланцев (рис. 8) белый с алмазным блеском, иногда с буроватыми ядрами и хорошо заметными тонкими ростовыми границами в центральных частях зерен. В СL-изображении зерна темные, зональность грубая концентрическая: ядро чуть более темное, средняя часть серая и оболочка снова почти черная. Выполнено 10 анализов по ядрам зерен и пять анализов оболочек. Ядра характеризуются средним содержанием (в ррт): U 647, Th 196, Th/U = 0.33, оболочки — U 72, Th 81, Th/U = 0.30. По возрасту ядра и оболочки не отличаются, полученный конкордантный возраст составляет 1964 ± 6 млн лет, та-

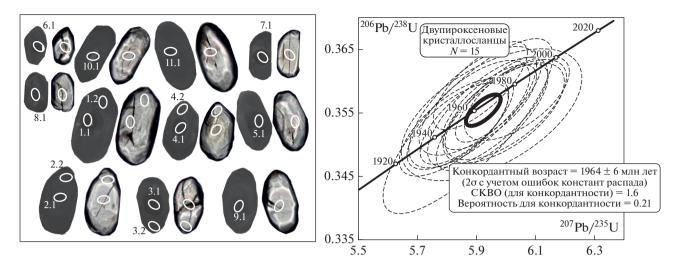


Рис. 8. Катодолюминесцентные и оптические (попарно) изображения и возраст циркона из мафических двупироксеновых кристаллосланцев (пр. 899).

кой же как у черных оболочек циркона, возраст которых 1967 ± 18 млн лет из двупироксеновых гнейсов, пр. 896. Видимо, в обоих случаях циркон кристаллизовался из анатектического расплава.

Изотопная Sm-Nd система пород изучена в 10 образцах (табл. 3). Невысокая положительная величина $\epsilon_{Nd}(T) = +1.1$ в парагнейсах хапчанской серии предполагает небольшой вклад в эти осадки архейского терригенного материала. Для всех остальных пород более высокие величины $\epsilon_{Nd}(T)$ от +2.3 до +4.2 располагаются незначительно ниже линии эволюции Nd в деплетированном мантийном источнике (рис. 9), что указывает на очень короткую коровую предысторию источника магм с минимальным вкладом архейского корового материала.

Изотопный Lu-Hf состав изучен в цирконе в шести точках (пр. 231, рис. 6, табл. 4). На диаграмме 176 Lu/ 177 Hf $^{-176}$ Hf/ 177 Hf анализы образуют тренд, связанный с метаморфическими изменениями (включая анатексис). Положительная корреляция 176 Lu/ 177 Hf и 176 Hf/ 177 Hf (пунктирная линия на рис. 10а) свидетельствует об изменениях циркона в закрытой системе (Chen et al., 2010). Это результат изменений первичного магматического циркона, поскольку вновь образующийся циркон всегда имеет более высокие отношения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf, чем первичный циркон пород (Gerdes, Zeh, 2009). Увеличение значения 176 Hf/ 177 Hf происходит при метаморфизме и анатексисе в результате изотопного обмена между цирконом и минералами/расплавом, поскольку породообразующие минералы и расплав имеют более высокое отношение Lu/Hf

Таблица 3. Изотопный состав Sm и Nd для пород Хапчанского участка

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\varepsilon_{Nd}(T)$	T _{Nd} (DM), млрд лет	T _{Nd} (DM-2st), млрд лет
231	2100	6.198	24.970	0.1501	0.512196	4.0	2.28	2.22
235	2100	1.609	5.109	0.1904	0.512767	4.2		
236	2100	1.449	5.045	0.1737	0.512487	3.3		
561	2100	5.604	25.87	0.1310	0.511903	3.4	2.29	2.27
896	2030	2.502	13.971	0.1083	0.511575	2.3	2.27	2.30
897	2100	8.732	36.52	0.1445	0.512084	3.3	2.34	2.28
899	2100	5.204	18.400	0.1710	0.512417	2.6		
900	2100	4.14	20.07	0.1247	0.511820	3.5	2.27	2.26
900-1	2000	1.891	12.87	0.0888	0.511335	2.3	2.21	2.28
49-4	2000	7.729	44.25	0.1056	0.511497	1.1	2.32	2.37

Примечание. Номера проб соответствуют таковым в табл. 1.

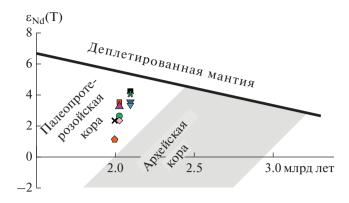


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T)$ —возраст для пород Хапчанского участка.

Фигуративные знаки соответствуют таковым на рис. 4. Линия эволюции изотопного состава Nd в мантийном источнике по данным (Goldstein, Jacobsen, 1988).

и, следовательно, более радиогенный состав Hf (Chen et al., 2010). Наиболее низкая величина отношения 176 Lu/ 177 Hf = 0.00071 получена в т. ан. 6.1 с возрастом 2105 ± 26 млн лет, который может рассматриваться в качестве такового для первичного циркона. Наибольшая величина ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf = = 0.000203 получена в т. ан. 9.1 с возрастом 2095 \pm ± 20 млн лет и дает основание рассматривать циркон как измененный в процессе метаморфизма и частичного плавления пород. Величина $\varepsilon_{Hf}(T)$ повсеместно положительная и варьирует от +6.5 до +12 (табл. 4). Такие ее значения характерны для деплетированной мантии (рис. 10б), на линии эволюции которой находится только анализ в точке 6.1 с минимальной величиной отношения 176 Lu/ 177 Hf = 0.00071. Остальные анализы расположены выше линии деплетированной мантии в результате метаморфических преобразований с увеличением отношения ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf. Модельный возраст циркона $T_{Hf}(DM) = 1.98 - 2.22$ млрд лет и

время экстракции коры $T_{\rm Hf}^{\rm C}=1.99-2.28$ млрд лет практически совпадают, что указывает на отсутствие взаимодействия с породами коры и может интерпретироваться как рост циркона в ювенильных породах новой коры, источником которой была деплетированная мантия. Приведенные на рис. 10б данные по ксенокристовым цирконам из кимберлитов в Хапчанском террейне (Kostrovitsky et al., 2016) показывают, что наиболее древние палеопротерозойские цирконы с возрастом 2.1 млрд лет по величине $\varepsilon_{\rm Hf}(T)$ также приближены к линии эволюции деплетированной мантии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученная толща гранулитов сложена кристаллосланцами и ортогнейсами с подчиненными прослоями метаосадочных пород. Согласно распространенной точке зрения, гранулиты представляют собой дегидратированный рестит в результате высокотемпературного анатексиса пород в нижней и средней коре. Здесь, вследствие инконгруэнтного плавления водных минералов (амфибол, биотит), генерируются существенные объемы гранитоидных расплавов (Harley, 1989), которые удаляются в более высокие горизонты коры. Среди изученных гранулитов визуально различаются как породы только с метаморфической полосчатостью, в которых частичный расплав не испытывал существенных перемещений (рис. 3а, 3б, 3г, 3е), так и разнообразные мигматиты (рис. 3в, 3д) с отчетливо проявленной сегрегацией расплава. В первом случае можно предполагать изохимические преобразования пород, во втором — установление исходного состава пород проблематично (Ходоревская, 2019; Бушмин и др., 2020). В процессе анатексиса основных и средних изверженных пород сильно несовместимыми с гранулитовым реститом являются Rb, Ba, а также условно инертные элементы Nb, Ta, Zr, Hf (Nehring et al., 2010). Кроме того, в процессе гранули-

Таблица 4. Изотопный Lu-Hf состав циркона из мезократовых кристаллосланцев пр. 231

Точка анализа	Т, млн лет	¹⁷⁶ Yb ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu ¹⁷⁷ Hf	$\frac{^{176} \text{Hf}}{^{177} \text{Hf}}$	±σ	$\epsilon_{Hf}(T)$	±2σ	T _{Hf} (DM), млрд лет	$T_{\rm Hf}^{\rm C},$ млрд лет
1	2125	0.03757	0.00162	0.281831	0.000024	12.0	0.13	2.03	1.99
6	2105	0.01644	0.00071	0.281652	0.000024	6.5	0.15	2.22	2.28
7	2075	0.03389	0.00162	0.281868	0.000022	12.2	0.09	1.98	1.93
9	2095	0.03528	0.00203	0.281842	0.000027	11.1	0.26	2.03	2.01
10	2137	0.01968	0.00117	0.281723	0.000034	9.1	0.47	2.15	2.16
11	2101	0.02578	0.00136	0.281788	0.000023	10.3	0.11	2.07	2.06

Примечание. Положение и номера точек измерений соответствуют таковым на рис. 5. T — возраст циркона по измеренному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ — модельный возраст; T_{Hf}^{C} — время коровой экстракции (двухстадийный возраст), рассчитано с использованием средней величины $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ для фельзической коры (Griffin et al., 2014).

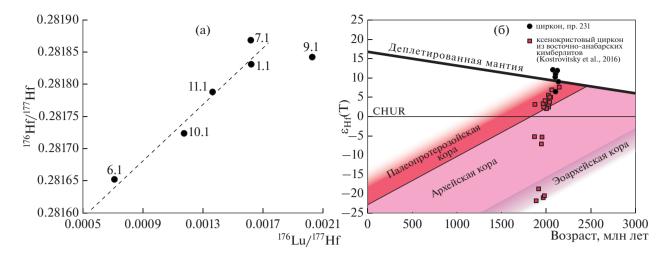


Рис. 10. Диаграммы 176 Hf/ 177 Hf- 176 Lu/ 177 Hf (a) и $\varepsilon_{\rm Hf}$ (T)-возраст (б) для цирконов из плагиокристаллосланцев пр. 231. На диаграммах цифрами обозначены номера точек анализов, показанные на рис. 6 и в табл. 4. CHUR — хондритовый резервуар. На диаграмме (а) пунктиром показан тренд метаморфических изменений состава циркона.

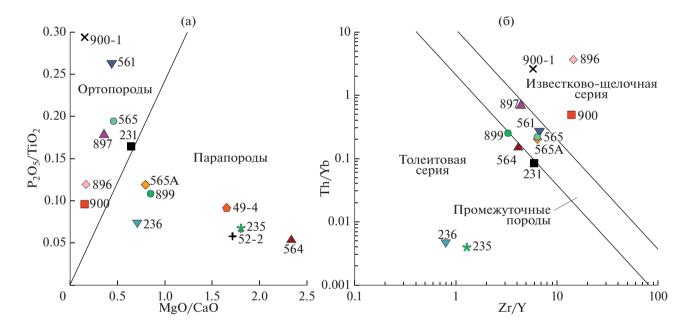


Рис. 11. Диаграммы P_2O_5/TiO_2 —MgO/CaO по (Werner et al., 1987) (a) и Th/Yb— Zr/Y по (Ross, Bedard, 2009) (б) для гранулитов Хапчанского участка.

тового метаморфизма и анатексиса происходит разделение Nb и Ta, что отражается на величине отношения Nb/Ta (Nehring et al., 2010; Hoffmann et al., 2011). Поэтому для корректных геохимических реконструкций более надежным является использование не абсолютных содержаний элементов, а их отношений (Pearce, 1996).

Определение характера протолита гранулитов. Магматическое или осадочное происхождение протолита гранулитов проверялось на петрохимической диаграмме (рис. 11a) по (Werner et al., 1987). Большинство пород диагностируется как

ортогенные, в поле парагенных пород попадают все мафические гранулиты, два анализа ортопироксеновых гнейсов и гранатовые гнейсы хапчанской серии. Для гранатовых гнейсов хапчанской серии осадочный протолит подтвержден геологическими и текстурными наблюдениями (Zlobin et al., 2002) и сомнений не вызывает.

Мафические гранулиты, по химическому составу соответствующие базитовым породам (рис. 4а), размещаются в поле парапород (рис. 11а) по причине высоких значений отношения MgO/CaO. Нанесение на диаграмму (Werner et al., 1987) со-

ставов долеритов Сибирских траппов, безусловно магматического происхождения, показывает, что траппы также часто попадают в поле парапород. По-видимому, данная диаграмма имеет ограничения, когда дело касается высокомагнезиальных пород типа троктолитов и троктолит-долеритов.

Принадлежность протолита ортопироксеновых гранулитов (пр. 564 и 565A) к парапородам также является предположительной, так как не подтверждается индикаторными отношениями редких элементов. Низкими являются отношения: Th/U = 1.4-2.2 (для осадочных пород >6 (Ножкин, Туркина, 1993)), Th/Sc = 0.02-0.03 (нормальное для осадочных пород отношение Th/Sc = 1-2 (Ножкин, Туркина, 1993)), La/Th = 17-28.8 (для осадочных пород La/Th = 2.7-3.6 (McLennan et al., 1980)).

Есть основания полагать, что исходными породами для гранулитов были преимущественно вулканоплутонические образования широкого спектра составов от основного до кислого. По степени щелочности рассматриваемые породы являются нормально- и умеренно-щелочными. Меланократовые и мезократовые гранулиты относятся к толеитовой серии, а лейкократовые разности и мафические гранулиты (пр. 899) на рис. 4в размещаются в поле пород известковощелочной серии. Однако по величинам отношений высокозарядных элементов Zr/Y и Th/Yb (рис. 11б) к толеитовой серии относятся все мафические гранулиты (пр. 235, 236, 899), плагиокристаллосланцы (пр. 231) и ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 564). Как известково-щелочные классифицируются двупироксеновые плагиогнейсы (пр. 896) и лейкосома мигматитов (пр. 900, 900-1). Остальные породы – промежуточные между толеитовой и известково-щелочной сериями. По изотопному составу Nd все породы имеют положительные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +2.3 до +4.2 и близки к линии эволюции Nd в деплетированном мантийном источнике, что указывает на непродолжительность пребывания в коре источника магм.

Мафические и ультрамафические кристаллосланцы, вероятно, образовались по основным протолитам, производным мантийной базальтовой магмы, дифференцированной в условиях коры, судя по величине Eu-минимума в метапироксенитах. Возможно, ультрамафиты отчасти являются реститовыми породами, а их Eu-минимум связан с фракционированием плагиоклаза.

Плагиокристаллосланцы и гнейсы, видимо, образовались по породам, подобным диоритам, тоналитам и трондьемитам или их вулканическим аналогам. По данным изотопного датирования циркона выделяются два эпизода магматизма, которые подтверждаются различиями по геохимии пород. Возраст кристаллизации диоритового протолита дву-

пироксеновых плагиокристаллосланцев составляет 2095 ± 10 млн лет. Близкий по возрасту циркон (2121 ± 23 млн лет) присутствует в качестве унаследованного в двупироксеновых гнейсах тоналитового состава (пр. 896). Преобладающий в этой пробе циркон с ритмичной (магматической) зональностью имеет возраст 2030 ± 17 млн лет, который рассматривается как время кристаллизации тоналитового протолита двупироксеновых гнейсов, пр. 896.

Таким образом, первый эпизод магматизма, к которому мы относим протолиты двупироксеновых плагиокристаллосланцев и гнейсов, был представлен толеитовой серией пород, формирование которой произошло около 2100 млн лет назад. Изотопный Lu-Hf состав циркона с возрастом 2095 ± 10 млн лет указывает, что его источник соответствовал резервуару деплетированной мантии.

Второй эпизод магматизма фиксируется по циркону с возрастом 2030 ± 17 млн лет в двупироксеновых плагиогнейсах. Эти породы отличаются хорошо выраженными отрицательными аномалиями Nb, Ta, Ti, P, характерными для субдукционных обстановок (Pearce, 1996).

Мигматиты. С частичным плавлением пород в процессе метаморфизма связано формирование черного в CL циркона в интервале 1967—1964 млн лет. На изученном участке мигматиты распространены широко. Выделяются два этапа анатексиса, первый представлен диатекситами, второй секущими их жилами трондьемитов (рис. 3в). Диатекситы (пр. 900) являются наиболее кремнекислыми среди изученных пород, по составу соответствуют трондьемитам, имеют сравнительно низкие отношения (La/Yb)_N = 5.54, Sr/Y = 7.5, положительную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* = 1.12$), наиболее высокое отношение Nb/Ta = 39.7. Высокое значение отношения Nb/Ta = 25-40 характерно для расплавов, формирующихся в нижней коре (Hoffman et al., 2011). Низкая величина (La/Yb)_N свидетельствует об отсутствии граната в рестите и вероятном формировании расплава в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

Трондьемитовая лейкосома жильных мигматитов (пр. 900-1) отличается резко выраженной положительной Еи-аномалией (Eu/Eu* = 2.62) и фракционированным распределением REE ((La/Yb)_N = 18.3). По экспериментальным данным плавления основных гранулитов положительная аномалия по Eu свидетельствует о давлении не менее 10 кбар (Springer, Seek, 1997). Низкие содержания (в ppm): Yb 0.87 и Y 6.69 при высоком Sr 406 свидетельствуют о существенной доле граната и отсутствии плагиоклаза в рестите. Деплетированность Ta (0.14 ppm) при содержании Nb 2.75 ppm соответствует отношению Nb/Ta = 19.6, что свойственно мигматитовым TTГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовым) сериям (Nb/Ta = 14-42), формирующимся при ча-

стичном плавлении в условиях гранулитовой фации (Hoffman et al., 2011). Высокие значения отношений (La/Yb)_N = 18.9 и Sr/Y = 60.7 сближают их с гранитоидами ТТГ-серий.

Таким образом, по геохимическим особенностям мигматитов можно предполагать, что диатекситы формировались в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, а более поздние жильные мигматиты — в условиях гранулитового метаморфизма.

Возможная геодинамическая обстановка формирования гранулитовых протолитов. Для интерпретации геодинамической обстановки формирования исходных для гранулитов пород использованы диаграммы (рис. 12) с малоподвижными (HFSE) элементами: Ta, Yb, Th, Nb, Ti. Кроме того, диаграммы 12а и 12б могут использоваться для пород основного и кислого состава; 12в, 12г – пород основного состава, 12д, 12е – пород кислого состава. На диаграммах рис. 12а, 12б составы пород располагаются в одних и тех же полях: большинство в поле MORB на рис. 12a и N-MORB на рис. 12б с переходом к полям обогащенных пород внутриплитных вулканических зон (WPVZ) на рис. 12a, внутриплитных толеитов (WPT) и обогащенных базальтов (E-MORB) на рис. 126. За пределами поля N-MORB располагаются ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 897), обогащенные плагиоклазом (56%) и REE (Σ REE = 184.7 ppm), с глубоким Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.46$). Обособленное положение в полях диаграмм (рис. 12а, 12б), связанных с субдукционным магматизмом (АСМ, САВ, ІАТ), занимают двупироксеновые гнейсы с возрастом 2030 ± 17 млн лет (пр. 896), диатекситы (пр. 900) и лейкосома мигматитов (пр. 900-1).

Гранулиты, соответствующие по составу основным и средним магматическим породам, на диаграмме рис. 12в подчиняются эволюционному тренду MORB-OIB. Ультрамафические и мафические кристаллосланцы (пр. 235, 236) размещаются вблизи среднего состава N-MORB, а остальные составы тяготеют к среднему составу обогащенных базальтов E-MORB-типа. Выше этого тренда (пр. 235) и 899) располагаются породы, контаминированные коровым материалом (Pearce, 2008), что определяется повышенным содержанием Th. Ниже тренда MORB-OIB расположен анализ пр. 231, что связано с низким содержанием в ней Th = = 0.27 ррт. Однако на рис. 12г анализ этой пробы расположен практически в точке среднего состава для E-MORB. Кроме того, именно в этой пробе циркон с возрастом 2095 ± 10 млн лет характеризуется значениями величины $\varepsilon_{Hf}(T)$, свойственными деплетированной мантии (табл. 4). Для базитовых протолитов пород может предполагаться плавление на небольшой глубине.

На северо-востоке Сибирской платформы процессам субдукции отводится определяющая

роль в образовании алмазов, так как в россыпях северо-востока Якутской провинции преобладают алмазы эклогитового парагенезиса (Sun et al., 2020; Шацкий и др., 2016; Zedgenizov et al., 2016). Реконструированный состав эклогита с положительными аномалиями по Eu и Sr позволяет предположить, что субстратом для алмазов эклогитового парагенезиса были субдуцированные породы океанической коры (Шацкий и др., 2016). Считается, что эклогиты трубки Обнаженная в Биректинском террейне могут представлять собой габброидную часть субдуцированной или погрузившейся базальтовой коры, которая подверглась продолжительным процессам частичного плавления пород при высоких давлениях, где гранат являлся основной реститовой фазой (Sun et al., 2020). Образование эклогитов связано с высокобарным метаморфизмом, теоретически его условия достигаются в судукционных зонах при погружении пород на глубину 60 км, соответствующую давлению около 2 ГПа.

Наши данные подтверждают существование ювенильной коры с возрастом 2.1 млрд лет и субдукционные процессы с возрастом 2030 ± 17 млн лет, с которыми может быть связано образование эклогитов. Полученные значения изотопной Lu-Hf системы в цирконе из пр. 231 сопоставимы с данными по ксенокристам палеопротерозойского циркона из кимберлитов в Хапчанском террейне. указывающими на деплетированный мантийный резервуар (Kostrovitsky et al., 2016). По сравнению с палеопротерозойскими ксенокристами древнее 2 млрд лет из кимберлитов ($\epsilon_{Hf}(T) = 2.0-7.6$, $T_{Hf}(DM) = 2.16-2.32$ млрд лет), полученные в настоящей работе значения $\varepsilon_{Hf}(T)$ немного выше, а модельные возрасты $T_{Hf}(DM)$ и T_{Hf}^{C} несколько меньше (табл. 4), что связано с изменением изотопного состава циркона (рис. 10а) в процессе ме-

Формирование ювенильной коры в палеопротерозое в Биректинском террейне определенным образом связано с мантийными процессами в центральной части Сибирского кратона (Ionov et al., 2015; Shatsky et al., 2018, 2019). На основании исследований Re-Os возраста перидотитовых ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная основной эпизод формирования литосферной мантии в центральной части кратона (Далдынский террейн) и, возможно, на юге и юго-востоке (трубка Мир) также приходится на палеопротерозой — 2.1 млрд лет назад (Ionov et al., 2015).

таморфизма и анатексиса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гранулитовый комплекс в районе устья р. Хапчан сложен ортопородами широкого спектра составов — от основного до кислого. По изотопному составу Nd породы имеют положительные величины $\epsilon_{\rm Nd}(T)$ от +2.3 до +4.2, что указывает на участие в

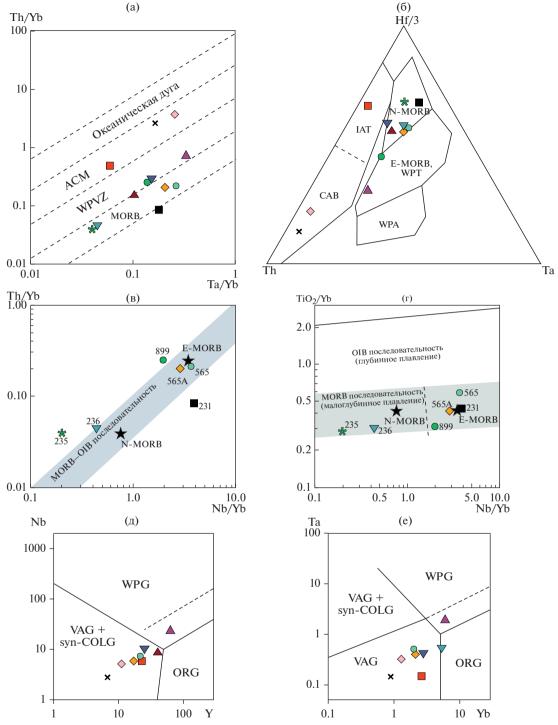


Рис. 12. Диаграммы геодинамических обстановок. Основа диаграммя: (а) — по (Shandl, Gorton. 2002); (б) — по (Wood, 1980); (в, г) — по (Pearce, 2008); (д, е) — по (Pearce, 1984). Фигуративные знаки соответствуют таковым на рис. 4. Поля на диаграмме (а): ACM — активные континентальные окраины, WPVZ — внутриплитные вулканические зоны, MORB — базальты океанических хребтов. На диаграмме (б): N-MORB — нормальные базальты океанических хребтов, E-MORB — обогащенные базальты океанических хребтов, WPT — внутриплитные толеиты, WPA — внутриплитные щелочные базальты, IAT — примитивные островодужные толеиты; CAB — известково-щелочные толеиты вулканических дуг. На диаграммах (в), (г) звездочками показаны средние составы базальтов N-MORB и E-MORB типов, пунктирной линией — граница между ними и указаны номера проб мафических и мезократовых гранулитов. Поля на диаграммах (д), (е): WPG — внутриплитные граниты, VAG — граниты вулканических дуг, syn-COLG — синколлизионные граниты, ORG — граниты "нормальных" океанических хребтов, основным вулканическим продуктом которых является N-MORB типа. Пунктирная линия представляет верхнюю границу составов для ORG из сегментов аномального хребта, где продукты извержения представлены E-MORB или N-MORB типом, т.е. обогащены несовместимыми редкими элементами.

магмообразовании мантийного источника. Мафические гранулиты относятся к толеитовой серии и имеют геохимические характеристики N-MORB. Lu-Hf систематика циркона с возрастом 2095 ± ± 10 млн лет указывает на деплетированный мантийный резервуар и, как следствие, на существование ювенильной коры этого возраста. Геохимические особенности гранулитов дают основание предполагать, что ювенильная кора была представлена базальтоидами, подобными N-MORB и E-MORB типам. Гранулиты с возрастом протолита 2030 ± 17 млн лет имеют геохимические характеристики известково-щелочных субдукционных гранитоидов. Метамагматические породы Хапчанского пояса интерпретируются как метаморфизованный ювенильный надсубдукционный комплекс.

С процессами субдукции океанической коры этого возраста может быть связано формирование эклогитового парагенезиса в алмазах, широко распространенного в россыпных месторождениях северо-востока Сибирской платформы.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам журнала за конструктивные замечания, позволившие значительно улучшить статью.

Источники финансирования. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-35-00229/18 мол_а). Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0153-2019-0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др. Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 23—54.

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

Каргин А.В., Голубева Ю.Ю., Демонтерова Е.И., Ковальчук Е.В. Петрографо-геохимическая типизация триасовых щелочно-ультрамафических пород севера Анабарского алмазоносного района, Якутия // Петрология. 2017. Т. 25. № 6. С. 547—580.

Капитонов И.Н., Адамская Е.В., Лохов К.И., Сергеев С.А. Возможности LA-ICP-MS методики определения ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf в древнейших (>3 млрд лет) цирконах // XVIII симпозиум по геохимии изотопов. Тез. докл. М.: ГЕОХИ РАН, 2007. С. 117.

Лопатин Б.Г., Табунов С.М. Геологическая карта СССР масштаба 1: 200000. Серия Анабарская. Лист R-49-XXIII, XXIV. Объяснительна записка. М.: Недра, 1969. 44 с.

Лутц Б.Г., Оксман В.С. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. М.: Наука, 1990. 260 с.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов канского и шарыжалгайского комплексов. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 219 с.

Розен О.М., Манаков А.В., Серенко В.П. Палеопротерозойская коллизионная система и алмазоносный лито-

сферный киль Якутской кимберлитовой провинции // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1259—1272.

Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 3—24.

Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 315—330.

Ходоревская Л.И. Гранитизация и высокотемпературный метасоматоз в породах основного состава: сопоставление экспериментальных и природных данных // Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 557—576.

Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Рагозин А.Л. Свидетельства присутствия субдукционного компонента в алмазоносной мантии Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 143—162.

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.

Blichert-Toft J., Albarede F. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and evolution of the crust-mantle system // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 148. P. 243–258.

Chauvel C., Blichert-Toft J. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 190. P. 137–151.

Chen R.-X., Zheng Y.-F., Zie L. Metamorphic growth and recrystallization of zircon: distinction by simultaneous *in situ* analyses of trace elements. U-Th-Pb and Lu-Hf isotopes in zircon from eclogite-facies rocks in the Sulu orogen // Lithos. 2010. V. 114. P. 132–154.

Condie K.C., Wilks M., Rosen O.M., Zlobin V.L. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, eastern Anabar Shield, Siberia // Prec. Res. 1991. V. 50. P. 37–47.

De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. et al. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major element analyses — its relationships with current nomenclature // Chem. Geol. 1980. V. 29. P. 183–210.

Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L. et al. Trace element and isotopic composition of GJ red zircon standard by laser ablation // Geochim. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. A158.

Gerdes A., Zeh A. Zircon formation versus zircon alteration – new insights from combined U-Pb and Lu-Hf in situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt // Chem. Geol. 2009.V. 261. P. 230–243.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sm isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V. et al. The Siberian lithosphere traverse, mantle terranes and the assemble of the Siberian craton // Tectonophysics. 1999. V. 310. P. 1–35.

Griffin W.L., Pearson N.J., Belousova E. et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICP-MS analysis of zircon megacrysts in kimberlites // Geochim. Cosmochim. Acta. 2000. V. 64. P. 133–147.

- *Griffin W.L., Belousova E.A., O'Neill C. et al.* The world turns over: Hadean-Archean crust-mantle evolution // Lithos, 2014. V. 189. P. 2–15.
- *Harley S. L.* The origins of granulites: A metamorphic perspective // Geol. Mag. 1989. V. 126. P. 215–247.
- Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram // J. Petrol. 2007. V. 48. P. 2341–2357.
- Hoffmann J.E., Münker C., NæraaT. et al. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high-precision HFSE systematics in TTGs // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 4157–4178.
- *Ionov D.A., Doucet L.S., Carlson R.W. et al.* Post-Archean formation of the lithospheric mantle in the central Siberian craton: Re-Os and PGE study of peridotite xenoliths from the Udachnaya kimberlite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 165. P. 466–483.
- *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.
- Kostrovitsky S.I., Skuzovatov S.Y., Yakovlev D.A., Sun J. et al. Age of the Siberian craton crust beneath the northern kimberlite fields: Insights to the craton evolution // Gondwana Res. 2016. V. 39. P. 365–385.
- *Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot/Ex. Version 2.10. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999. V. 1. 46 p.
- *Ludwig K.R.* SQUID 1.00. A user's manual. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2000. V. 2. 19 p.
- McLennan S.M., Nance W.B., Taylor S.R. Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 1833—1839.
- *Nehring F., Foley S.F., Holtta P.* Trace element partitioning in the granulite facies // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 159. № 4. P. 493–519.
- *O'Connor J.T.* A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // US Geological Survey. Professional Paper B525. 1965. P. 79–84.
- *Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams // Ed. D.A. Wyman. Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada. Short Course Notes. 1996. V. 12. P. 79—113.
- *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
- Ross P.-S., Bedard J.H. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams // Can. J. Earth Sci. 2009. V. 46. P. 823–839.
- Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian Craton: a preliminary assessment // Ed. K. Condie. Archean Crustal Evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411–459.
- Rosen O.M., Turkina O.M. The oldest rock assemblages of the Siberian Craton // Ed. T.M. Kusky. Precambrian ophi-

- olites and related rocks. Development in Precambrian Geology. 2007. V. 15. P. 793–842.
- Sawyer E.W. Atlas of Migmatites. The Canadian Mineralogist. 2008. Special Publication 9. NRC Research Press. Ottawa, Ontario. 371 p.
- Schandl E.S., Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // Econom. Geol. 2002. V. 97. P. 629–642.
- Scherer E., Munker C., Mezger K. Calibration of the Lute-tium-Hafnium clock // Science. 2001. V. 293. P. 683–687.
- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A. et al. Multistage modification of Paleoarchean crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // Prec. Res. 2018. V. 305. P. 125–144.
- Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S. Yu., Ragozin A.L. The crust-mantle evolution of the Anabar tectonic province in the Siberian craton: coupled or decoupled? // Prec. Res. 2019. V. 332. 105388.
- Springer W., Seek H.A. Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 30-45.
- Sun J., Rudnick R.L., Kostrovitsky S. et al. The origin of low-MgO eclogite xenoliths from Obnazhennaya kimberlite. Siberian craton // Contrib. Mineral. Petrol. 2020. V. 175. P. 25.
- Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Zedgenizov D.A., Rubatto D., Shatsky V.S. et al. Eclogitic diamonds from variable crustal protoliths in the northeastern Siberian craton: Trace elements and coupled $\delta^{13}C-\delta^{18}O$ signatures in diamonds and garnet inclusions // Chem. Geol. 2016. V. 422. P 46–59.
- Zlobin V.L., Rosen O.M., Abbyasov A.A. Two metasedimentary basins of the Early Precambrian granulites of the Anabar Shield (Polar Siberia): normative mineral compositions calculated by the MINLITH program and basin facies interpretations // Ed. M. Blum. International Association of Sedimentologists. Spec. Publ. 33. Fluvial Sedimentology VII. 2002. P. 275–291.
- *Werner C.D.* Saxonian granulites a contribution to the geochemical diagnosis of original rocks in high-metamorphic complexes // Gerlands Beitr. Geopys. 1987. V. 96. P. 271–290.
- Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rockforming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.
- *Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion-microprobe // Rev. Econom. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.
- *Wood D.A.* The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11-30.
- Woodhead J., Hergt J., Shelley M. et al. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation // Chem. Geol. 2004. V. 209. P. 121–135.

Evidence of subduction of the Paleoproterozoic oceanic crust in the Khapchansky Belt of the Anabar Shield of the Siberian Craton

N. I. Gusev¹, L. Yu. Sergeeva¹, and S. G. Skublov^{2, 3}

¹Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia ²Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia ³St. Petersburg Mining University, St. Petersburg, Russia

Granulite complex on the left side of the Bol. Kuonamka River below the mouth of the Khapchan River is composed of melanocratic and mesocratic orthopyroxene-clinopyroxene crystalline schists and leucocratic orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene plagiogneisses. Granulites formed over volcanoplutonic rocks from basic to felsic composition with rare interlayers of sedimentary rocks. In terms of chemical composition, mafic and ultramafic rocks correspond to pyroxenites, gabbronorites, and gabbro-diorites of the tholeiite series. Plagiocrystalline schists and plagiogneisses were formed over rocks similar to diorites, tonalites and trondhjemites or their volcanic analogs, and are distinguished by increased contents of Ba, Zr, Y, REE, Nb, and Ta. The concordant U-Pb age of zircon from the diorite protolith of orthopyroxene-clinopyroxene plagiocrystalline schists is of 2095 \pm 10 Ma, the Lu-Hf isotopic composition of zircon ($\varepsilon_{\rm Hf}$ T) = 6.5– 12, $T_{Hf}(DM) = 1.98 - 2.22$ Ga) indicates the correspondence of its source Paleoproterozoic depleted mantle. Two-pyroxene plagiogneisses with a concordant U-Pb zircon age of 2030 ± 17 Ma were formed over tonalities of the calc-alkaline series. They are characterized by well-pronounced negative Ti, Nb, Ta, P anomalies characteristic of subduction magmatism. All studied rocks of the Khapchansky Belt have positive $\varepsilon_{Nd}(T)$ values from +2.3 to +4.2 and are interpreted as a juvenile suprasubduction complex. It is assumed that the subduction of the oceanic crust of this age is associated with the formation of eclogite paragenesis diamonds, which was noted earlier and widespread in placer deposits in the northeastern Siberian platform.

Keyword: Anabar Shield, Khapchansky Belt, Paleoproterozoic, depleted mantle, granulites, suprasubduction complex, zircon, U-Pb age SHRIMP-II, Sm-Nd and Lu-Hf systematics

УЛК 552:550.4

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РИФТОГЕННЫЕ ВУЛКАНИТЫ OIB-И MORB-ТИПОВ КУРСКОГО БЛОКА ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА

© 2021 г. С. В. Цыбуляев^{а, *}, К. А. Савко^{а, b, **}, А. В. Самсонов^с, Е. Х. Кориш^а

^аВоронежский государственный университет, Воронеж, Россия

^b Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, Старооскольский филиал, Белгородская область, Старый Оскол, Россия

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

*e-mail: stsybulyaev@bk.ru

**e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию $13.12.2019~\mathrm{r}$. После доработки $03.09.2020~\mathrm{r}$.

Принята к публикации 07.10.2020 г.

В пределах архейского Курского блока Восточной Сарматии вулканиты тимской свиты залегают в палеопротерозойских Орловской, Тим-Ястребовской, Авильской синформах. Они представлены ферропикритами, ферропикробазальтами, базальтами и андезибазальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпилот-амфиболитовой фаций. Возраст их формирования, определенный по циркону (метод SIMS), составляет 2099 \pm 8 млн лет. По соотношениям (Gd/Yb)_n и Ti/Y вулканиты тимской свиты подразделяются на два типа. Первый ОІВ-тип включает метабазиты со значениями отношений $(Gd/Yb)_n > 2$ и Ti/Y > 500. В качестве исходных расплавов для них предполагается состав, эквивалентный ферропикриту, который сформировался в результате плавления гранатсодержащего мантийного источника. Второй MORB-тип характеризуется значениями $(Gd/Yb)_n \le 2$ и $Ti/Y \le 500$, указывающими на малоглубинный безгранатовый источник магмогенерации. Йсходными расплавами для них могли выступать в различной степени обогащенные пикриты MORB-типа. Образование контрастных по петрогенезису, но близких по возрасту магм, по-вилимому, происходило на разных стадиях взаимодействия астеносферной мантии с эклогитизированной океанической корой, субконтинентальной литосферной мантией и континентальной корой, в условиях деструкции субдуцируемой океанической плиты в обстановке аккреционно-коллизионного взаимодействия Курского блока и Волго-Донского орогена.

Ключевые слова: Курский блок, Сарматия, геохронология, изотопный возраст, ферропикриты, ба-

зальты, разрыв плиты

DOI: 10.31857/S0869590321020060

ВВЕДЕНИЕ

В состав Восточно-Европейского кратона входят три мегаблока: Сарматия, Волго-Уралия и Фенноскандия. Восточная Сарматия включает архейские блоки: Курский (в пределах Воронежского кристаллического массива), Приазовский и Среднеприднепровский (в пределах Украинского щита), обрамляемые палеопротерозойскими структурами (рис. 1).

Курский блок является одним из ключевых объектов для расшифровки петрологических процессов и тектонических режимов формирования раннедокембрийской коры Сарматского мегаблока (рис. 1). Длительная геологическая история Курского блока начинается с палеоархея (около 3.5 млрд лет) с формирования протолитов тоналит-трондьемит-

гранодиоритовых (ТТГ) гнейсов обоянского комплекса (Savko et al., 2020) и заканчивается в конце палеопротерозоя (около 1.8 млрд лет), когда мегаблоки Сарматия, Волго-Уралия и Фенноскандия объединились в составе суперконтинента Колумбия/Нуна (Bogdanova et al., 2016).

В палеопротерозойской истории Курского блока был протяженный по времени платформенный этап, в ходе которого происходило накопление терригенных и хемогенных осадков, включающих мощные толщи железистых кварцитов курской серии (Холин, 2001; Савко и др., 2017). Этот период площадного осадконакопления, полностью лишенный проявлений магматизма, сменился масштабным рифтогенезом, в процессе которого были сформированы несколь-

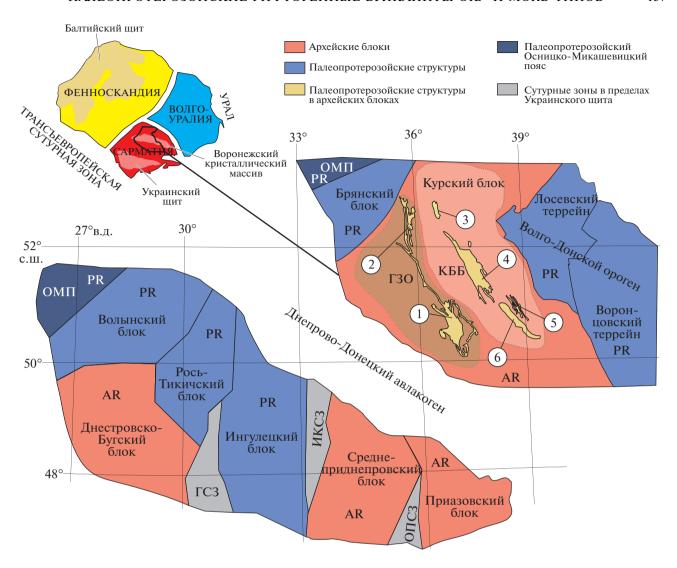


Рис. 1. Схематическая структурная карта Сарматии, составленная по (Bogdanova et al., 2006) для Украинского щита и для Воронежского кристаллического массива по (Савко и др., 2017). Схема сегментов Восточно-Европейского кратона по (Gorbatschev, Bogdanova, 1993). Структуры палеопротерозойского возраста в пределах Курского блока (цифры в кружках): 1 — Белгородская, 2 — Михайловская, 3 — Орловская, 4 — Тим-Ястребовская, 5 — Авильская, 6 — Волотовская. ГЗО — гранит-зеленокаменная область, КББ — Курско-Бесединский блок, ГСЗ — Голованевская сутурная зона, ИКСЗ — Ингулец-Криворожская сутурная зона, ОПСЗ — Орехово-Павлоградская сутурная зона, ОМП — Осницко-Микашевичский пояс.

ко крупных линейных синформ, выполненных вулканогенно-осадочными толщами (рис. 1). Изучение строения этих структур и особенностей слагающих их терригенных осадков дало достаточно оснований для отнесения их к континентальным рифтам (Чернышов и др., 1997; Холин и др., 1998; Холин, 2001; Савко и др., 2017). Возраст формирования этих рифтов и геодинамические причины их заложения являются предметом дискуссий (Чернышов и др., 1997; Холин и др., 1998). Особенно актуальны эти вопросы в свете недавних геологических корреляций, показавших, что в период 2.8—2.2 млрд лет мегаблок Сарматия,

кратоны Пилбара и Каапвааль, возможно, находились в составе суперкратона Ваалбара (Савко и др., 2017). Одним из важных источников информации о геодинамической природе Орловско-Тимской структуры, включающей Орловскую, Тим-Ястребовскую, Волотовскую и Авильскую синформы (рис. 1), могут служить представленные здесь вулканиты тимской свиты. Расшифровке этой информации и посвящена настоящая статья, основанная на первых результатах геохронологических и петрологических исследований основных вулканитов Орловско-Тимской структуры Курского блока Восточной Сарматии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Архейская кора Курского блока включает палеоархейское ядро в центральной части и мезоархейскую гранит-зеленокаменную область, примыкаюшую с запада (Savko et al., 2020) (рис. 1). Палеоархейское ядро сложено преимущественно ортогнейсами, мигматитами, метапелитами, породами железисто-кремнистой формации в составе обоянского комплекса. Возраст протолитов ортогнейсов (ТТГ) около 3.55 млрд лет. U-Pb возраст детритовых цирконов из метапелитов попадает в три кластера: 3535-3556, 3464-3472 и 3334-3384 млн лет (Savko et al., 2020). Гранит-зеленокаменная область состоит из батолитов ТТГ-ассопиании салтыковского комплекса и разделяющих их зеленокаменных поясов петельчатой формы, сложенных вулканогенно-осадочными породами александровской свиты. Возраст ТТГгнейсов оценивается как 3.05-2.96 млрд лет (Савко и др., 2019а). Нижние части разреза александровской свиты состоят из метаморфизованных коматиит-базальтовых потоков, переходящих вверх по разрезу в толеитовые метабазальты с редкими прослоями метаосалочных пород, железистых кварцитов и кислых метавулканитов (Савко и др., 2017). Возраст метариолитов из вулканогенно-осадочного разреза зеленокаменного пояса составляет 3122 ± 9 млн лет (Савко и др., 2019б). Гранулитовый метаморфизм и консолидация коры Курского блока имели место на рубеже около 2.8 млрд лет (Savko et al., 2018). В интервале ~2.8—2.6 млрд лет предполагается заложение рифтовых структур и излияния основных вулканитов лебединской свиты (Савко и др., 2017). Завершается архейская история Курского блока внедрением вулканоплутонической ассоциации внутриплитных риолитов и гранитов атаманского комплекса с возрастом 2610 ± 10 млн лет (Savko et al., 2019).

После перерыва в осадконакоплении, фиксируемого развитием коры выветривания на внутриплитных риолитах, началось опускание территории и формирование обширного морского бассейна, где в период ~2.5—2.4 млрд лет накапливались карбонатно-терригенно-хемогенные отложения курской серии в объеме стойленской, коробковской и роговской свит. Весь разрез представляет собой единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления, формирование которого связано с режимом пассивной континентальной окраины (Савко и др., 2017). После накопления мощных осадочных толщ курской серии наступил длительный перерыв $(\sim 2.4 - 2.2 \text{ млрд лет})$ и формировались только континентальные отложения (Савко и др., 2019в). На рубеже ~2.2 млрд лет закладывается Орловско-Тимская рифтовая структура (рис. 1), маркируемая накоплением вулканогенно-осадочных пород тимской свиты (Чернышов и др., 1997; Холин и др., 1998; Савко и др., 2017). Свита состоит из вулканитов, представленных пикритами, пикробазальтами, базальтами и андезитобазальтами, которые чередуются с прослоями метапесчаников, углеродистых и карбонатсодержащих сланцев и известняков (Холин и др., 1998; Савко и др., 2017).

В период (~2.2—2.07 млрд лет) на восточной окраине Сарматии происходит закрытие Волго-Донского океана и формирование одноименного орогена. Конвергентные обстановки маркируются субдукционными вулканитами Лосевского террейна, возраст которого 2.17—2.12 млрд лет (Terentiev et al., 2017), и терригенными породами воронцовской серии с возрастом детритовых цирконов 2.21—2.09 млрд лет (Terentiev, Santosh, 2016). Коллизия Волго-Уралии и Сарматии около 2.1 млрд лет приводит к складкообразованию, закрытию рифтогенных структур и метаморфизму палеопротерозойских пород Курского блока, Лосевского и Воронцовского террейнов (Щипанский и др., 2007; Savko et al., 2018).

Существует несколько точек зрения об условиях формирования отложений тимской свиты Орловско-Тимской структуры. Они рассматривались как продукты континентального рифтогенеза (Холин и др., 1998), либо связывались с двумя этапами: энсиалического рифтогенеза и постколлизионного тафрогенеза (Чернышов и др., 1997). Ранее опубликованный U-Pb изотопный возраст цирконов из метадацитов тимской свиты 2167 ± 288 млн лет (Артеменко, 1995) не может служить для определения стратиграфического положения и геодинамической природы вулканогенно-осадочных отложений Орловско-Тимской структуры. Изотопные датировки возраста основных вулканитов тимской свиты отсутствуют. Недавние корреляции геологических событий показали, что в интервале 2.8-2.2 млрд лет мегаблок Сарматия, кратоны Пилбара и Каапвааль, возможно, были в составе суперкратона Ваалбара. На основании сопоставления вулканогенно-осадочных разрезов тимской свиты Курского блока и базальтов и андезитобазальтов формации Хекпоорт (~2220 млн лет) в кратоне Каапвааль, а также базальтов Чела Спрингс (2208 ± \pm 15 млн лет) в кратоне Пилбара относительный возраст вулканитов тимской свиты принимался ~2200 млн лет (Савко и др., 2017).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Содержания петрогенных оксидов определялись в Центре коллективного пользования научным оборудованием Воронежского университета на рентгенофлюоресцентном спектрометре TIGER S8. При калибровке спектрометров использовались отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (14 ОСО, 56 ГСО). Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнялась путем плавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетра-

бората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1-2 отн. % для элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 5 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

Малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (ИПТМ РАН) и Всероссийском научно-исследовательском геологическом институте им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). Разложение образцов пород во ВСЕГЕИ проводили путем сплавления с метаборатом лития, используя муфельные печи и платиновые тигли. Перевод образующейся смеси твердых комплексных оксидов в раствор осуществляли с помощью азотной кислоты. Разложение образцов пород в ИПТМ РАН проводили путем кислотного вскрытия как в открытой, так и в закрытой системах. Правильность анализа контролировали путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов. Сходимость результатов двух лабораторий находилась в пределах ошибки определения концентраций.

U-Pb изотопное датирование. Проба весом около 1 кг отбиралась из керна наименее измененных пород. Во избежание вероятности технической контаминации дробилась вручную до крупности 0.4 мм, промывалась до серого шлиха и разделялась в бромоформе. Кристаллы циркона отбирались под бинокуляром из фракции с d > 2.9 г/см³. Отобранные кристаллы совместно со стандартами "91500" и "TEMORA" были зафиксированы смолой Epofix в пределах шайбы диаметром 25 мм, которая шлифовалась абразивом до выведения кристаллов на поверхность. С помощью сканирующего электронного микроскопа CamScan MX2500 были получены катодолюминесцентные изображения, что позволило выбрать подходящие, с точки зрения методологии U-Pb датирования, координаты точек локального микрозондового исследования в пределах изучаемых кристаллов цирконов. Подготовленные таким способом цирконы анализировались с помощью мультиколлекторного вторичноионного масс-спектрометра высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, по стандартной методике (Larionov et al., 2004) с использованием эталонных цирконов "91500" и "Temora". При расчетах использовали константы распада, предложенные в работе (Steiger, Jäger, 1977), и вводили поправку на нерадиогенный свинец по (Stacey, Kramers, 1975) на основе измеренного отношения

²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb. Полученные результаты обрабатывали с помощью программы "SQUID v1.12" (Ludwig, 2005) и "ISOPLOT/Ex 3.6" (Ludwig, 2008).

Sm-Nd изотопные исследования выполнены во ВСЕГЕИ на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Коррекция на изотопное фракционирование неодима производилась с помощью нормализации измеренных значений по отношению $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$. Нормализованные отношения приводились к значению 143 Nd/ 144 Nd = 0.512115 в международном изотопном стандарте JNdi-1. Погрешность определения содержаний Sm и Nd составляла 0.5%, изотопных отношений 147 Sm/ 144 Nd $-\pm 0.5\%$, $^{143}{
m Nd}/^{144}{
m Nd}$ — \pm 0.002% (2 σ). Уровень холостого опыта не превышал 10 рg для Sm и 20 рg для Nd. При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ использовались современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) с параметрами 147 Sm/ 144 Nd = = 0.1967. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638.

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ВУЛКАНИТОВ ТИМСКОЙ СВИТЫ

Наиболее полно разрез тимской свиты представлен в Тим-Ястребовской структуре, которая является одной из самых крупных палеопротерозойских синформ в пределах Курского блока (рис. 1). Ее протяженность с северо-запада на юго-восток составляет 130 км при ширине 10-30 км, глубина залегания по геофизическим данным оценивается в 5-8 км. В тектоническом отношении структура представляет собой ассиметричную грабен-синклиналь, в геодинамическом внутриконтинентальный рифт, сформированный в палеопротерозое на архейской платформе (Чернышов и др., 1997; Савко и др., 2017). Асимметричное внутреннее строение структуры обусловлено многочисленными разломами различных порядков и неравномерной линейной складчатостью северо-западного простирания. Наиболее интенсивная складчатость характерна для палеопротерозойских пород юго-западного крыла грабен-синклинали, где встречаются опрокинутые на юго-запад складки с северо-восточным падением слоев под углом $60^{\circ}-80^{\circ}$. По направлению к центру структуры происходит постепенное выполаживание падения пород до 45°-30°. Здесь развиты симметричные и ассиметричные брахиформные складки. Северо-восточное крыло осложнено тектоническими нарушениями и имеет крупные флексурообразные изгибы, образующие несколько дополнительных синклинальных и антиклинальных складок. Углы падения пород $-50^{\circ}-60^{\circ}$.

Тимская свита с перерывом и небольшим угловым несогласием (~15°) может залегать как на доломитах роговской свиты в центральной части структуры, так и на железистых кварцитах короб-

ковской свиты на ее крыльях (Холин и др., 1998). Мощность пород свиты около 2 км.

Нижняя часть разреза тимской свиты накапливалась в условиях роста рифтовой впадины с преобладанием озерно-аллювиальных образований (Холин и др., 1998). В центральной части впадины преобладают хлорит-биотитовые, биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-мусковитовые сланцы, часто содержащие большое количество углеродистого вещества (до 50% и более) и в различной степени обогащенные сульфидами, марганцем и фосфором. В направлении к бортам впадины отмечается фациальная смена метаосадочных пород от тонкозернистых к грубозернистым, представленных переслаиванием метапесчаников, метагравелитов и метаконгломератов. По мере углубления и расширения рифтовой долины в разрезе отмечается постепенный переход от углеродистых сланцев к безуглеродистым карбонатсодержащим сланцам, алевросланцам, тонкозернистым метапесчаникам и карбонатным породам. В прибортовых частях большую часть разреза составляют метаалевролиты, метаалевропесчаники (Холин и др., 1998).

На раннем этапе развития рифтовой впадины происходили излияния пикритов, пикробазальтов и высокотитанистых базальтов. Ареал их распространения ограничен центральной и северо-восточной частью Тим-Ястребовской структуры. Мощность потоков от 3 до 30 м (Холин и др., 1998). Ассоциируюшие с вулканитами осадочные породы представлены в центральной части структуры – углеродистыми сланцами, а в прибортовых - метапесчаниками и метагравелитами (рис. 2 и 3). По мере углубления рифтовой долины отмечается смена характера вулканизма на толеитовый — базальты и андезитобазальты, ареал распространения которых значительно шире и, помимо Тим-Ястребовской структуры, охватывает Орловскую и Авильскую синформы. Потоки базальтов мощностью до 140 м чередуются с прослоями углеродистых и карбонатсодержащих сланцев, алевропесчаников и углистых известняков (Холин и др., 1998; Савко и др., 2017) (рис. 3).

Породы тимской свиты в Тим-Ястребовской структуре претерпели зональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций при повышении давления от 2 до 5.5 кбар и температуры от 350 до 550°С с северо-запада на юго-восток (Polyakova et al., 2005).

Выделяются следующие петрографические разновидности вулканитов:

Метаферропикриты, метаферропикробазальты — породы зеленовато-черной окраски. Текстура массивная, редко миндалекаменная. Миндалины округлой или угловатой формы размером до 1 мм, выполненные доломитом. Структура — реликтовая порфировая (до 20 об. % вкрапленников). Фенокристы размером 0.2—1.5 мм пред-

ставлены амфиболом (рис. 4а, 4б), полностью заместившим пироксен, предположительно, диопсид-геденбергитового ряда. Наиболее крупные фенокристаллы содержат включения хромшпинелидов. Основная масса породы полностью преобразована процессами метаморфизма и сложена кристаллами актинолита или роговой обманки (60–80%), промежутки между которыми заполнены волокнистыми выделениями хлорита (до 20%) и ангедральными вкрапленниками хромшпинелидов и магнетита (до 3–5%).

Метаморфическими аналогами ферропикритов и ферропикробазальтов являются бесполевошпатовые амфиболиты (рис. 4в, 4г). Цвет — зеленоваточерный. Текстура — массивная, реже рассланцованная. Структура — гранофибронематобластовая. Бесполевошпатовые амфиболиты сложены тонко-мелкозернистым агрегатом столбчатых, игольчатых и сноповидных $(0.1 \times 0.8 \text{ мм})$ зерен актинолита, магнезиальной роговой обманки, куммингтонита (80-95%), в интерстициях которых располагаются мелкие листочки и чешуйки хлорита (5-20%), иногда присутствуют ксеноморфные зерна кальцита и доломита (2-5%). Рудные минералы: хромшпинель, магнетит, ильменит.

Порфировые метабазальты представляют собой темно-серые, черные с зеленоватым оттенком породы. Текстура пород массивная, миндалекаменная. Миндалины выполнены кварцем, редко кальцитом. Структура пород реликтовая порфировая. По составу и взаимоотношению фенокристаллов выделяются три разновидности порфировых метабазальтов: 1) пироксен-плагиофировые, 2) плагиофировые, 3) гломеропорфировые.

Фенокристаллы пироксен-плагиофировых метабазальтов представлены амфиболом, полностью заместившим пироксен (рис. 4д, 4е), и плагиоклазом (лабрадор) размером до 1 мм. Содержание вкрапленников до 5-10%. Фенокристы плагиофировых и гломеропорфировых метабазальтов представлены лишь плагиоклазом (лабродор-битовнит) до 1.5— 3 мм, иногда образующих гломеропорфировые сростки до 15-20 мм (рис. 4ж, 4з). Содержание вкрапленников достигает 20%. Основная масса полностью перекристаллизована и характеризуется гранонематобластовой, фиброгранобластовой структурой. Минеральный состав основной массы вышеперечисленных разновидностей однообразен: плагиоклаз (андезин) 20-50%, амфибол (актинолит, магнезиальная и железистая роговая обманка, реже куммингтонит и эденит) 50-90%, хлорит до 20%, эпидот до 10%, биотит до 5%. Акцессорные минералы – кварц, кальцит, апатит, сфен, ильменит, халькопирит, пирротин, пирит и магнетит.

Афировые метабазальты — породы темно-серой до черной окраски. Текстура массивная,

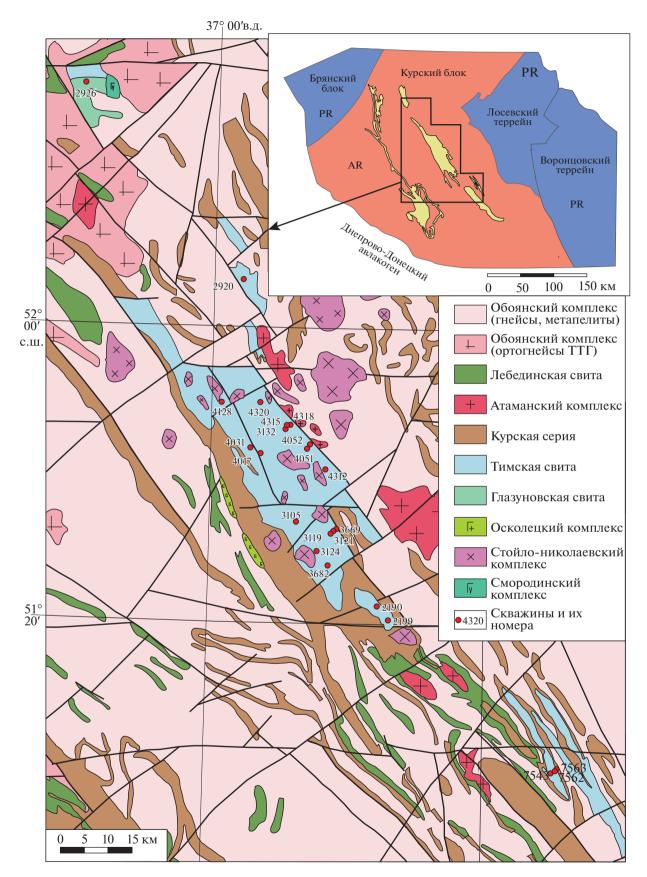


Рис. 2. Схема распространения породных комплексов тимской свиты. На врезке структурная схема Курского блока по (Савко и др., 2017).

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 2 2021

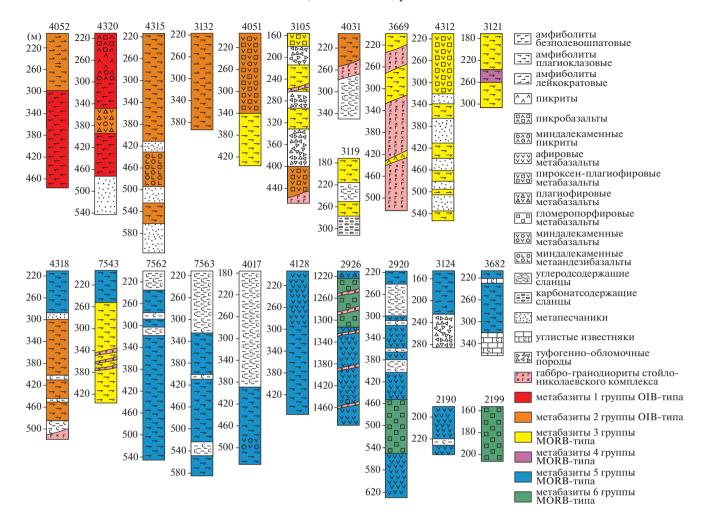


Рис. 3. Разрезы скважин, вскрывших метавулканиты тимской свиты. Нумерация скважин вверху каждой колонки, крап соответствует петрографическим разновидностям, цвет — геохимическим группам.

структура афировая, интерсертальная. Строение афировых метабазальтов характеризуется наличием большого количества (до 30—40%) сравнительно крупных микролитов плагиоклаза (до 0.3—0.4 мм), образующих остов породы (рис. 5а, 5б). Интерстиционное пространство выполнено амфиболом (актинолит, магнезиальная роговая обманка) до 70%, плагиоклазом (андезин) до 10—15%, рудными минералами (магнетит, сульфиды) до 3%. В качестве второстепенных минералов могут присутствовать эпидот, биотит, кварц. Акцессорные минералы — апатит, магнетит.

Метаморфическими аналогами афировых и порфировых базальтов являются плагиоклазовые амфиболиты (рис. 5в, 5г). Цвет — от зеленовато-серого до зеленовато-черного. Текстура — массивная, реже рассланцованная. Структура — гранофибронематобластовая, нематогранобластовая, реже пойкилобластовая. Минеральный состав плагиоклазовых амфиболитов варьирует в значительных пределах:

амфибол (магнезиальная и железистая роговая обманка, актинолит) 60-90%, плагиоклаз (андезинлабрадор) 10-40%, хлорит 0-30%, биотит 0-15%, клиноцоизит 0-15%, кварц 0-5%, гранат 0-5%. Акцессорные минералы — кальцит, апатит, сфен, циркон. Из рудных минералов установлены пирит, пирротин, магнетит и ильменит.

Метаандезибазальты представляют собой зеленовато-серые породы. Текстура массивная, миндалекаменная, иногда сланцеватая. Структура — реликтовая порфировая. Миндалины (до 10—12 об. %) размером до 3—4 мм выполнены кварцем (рис. 5д, 5е). Фенокристы представлены таблитчатыми зернами плагиоклаза (андезин) размером до 0.8 мм. Основная масса сложена тонкозернистым материалом. Структура гранонематобластовая. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) 50—70%, биотит до 15%, амфибол до 10—15%, хлорит до 10%, кварц и сфен до 5%. Акцессорные минералы — циркон, апатит, магнетит, халькопирит.

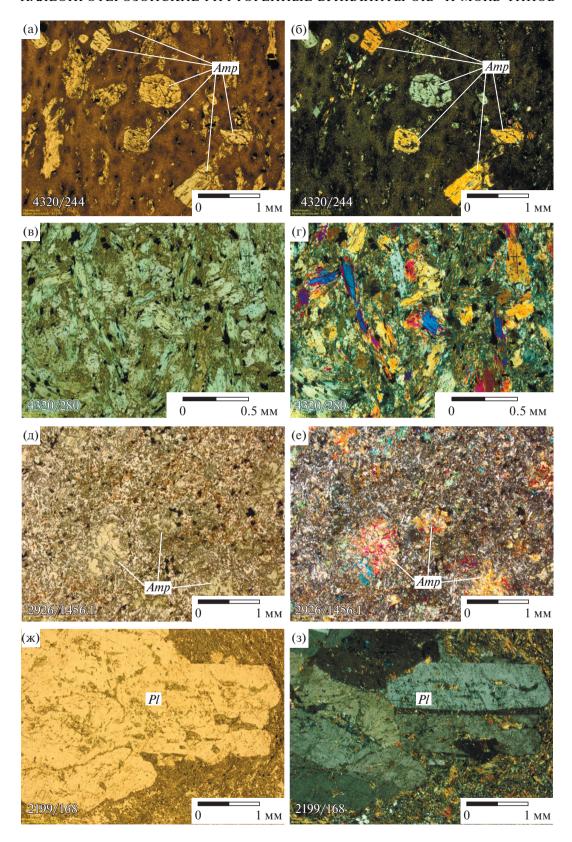


Рис. 4. Фото шлифов метавулканитов и амфиболитов тимской свиты: (a, 6) – метапикробазальт (обр. 4320/244), (B, r) – безполевошпатовый амфиболит (обр. 4320/280), (д, e) – пироксен-плагиофировый метабазальт (обр. 2926/1456.1), (ж, 3) – гломеропорфировый метабазальт (обр. 2199/168). (a, B, д, ж) – без анализатора, (6, r, e, 3) – николи скрещены. *Amf* – амфибол, *Pl* – плагиоклаз.

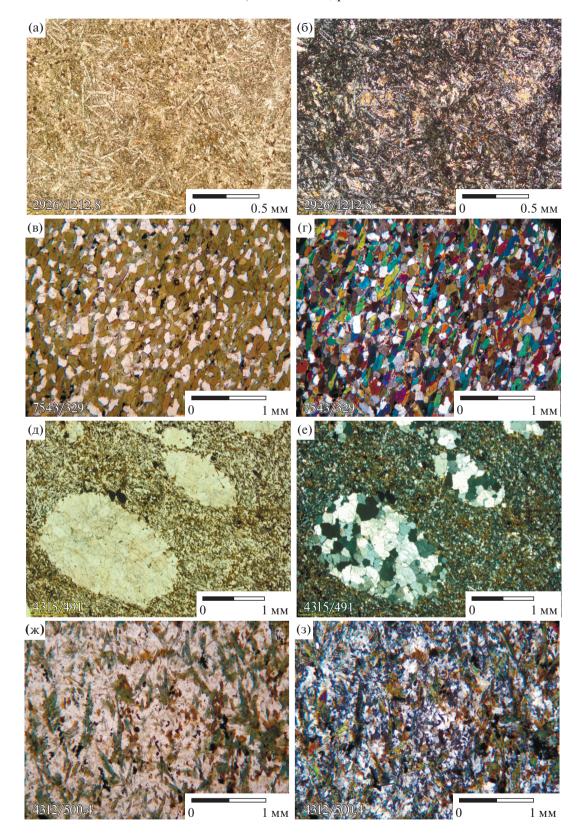


Рис. 5. Фото шлифов метавулканитов и амфиболитов тимской свиты: (a, 6) — афировый метабазальт (обр. 2926/1212.8), (B, Γ) — плагиоклазовый амфиболит (обр. 7543/329), (д, e) — миндалекаменный метаандезибазальт (обр. 4315/491), (ж, 3) — лейкократовый амфиболит (обр. 4312/500.4). (a, B, Д, ж) — без анализатора, $(6, \Gamma, e, 3)$ — николи скрещены.

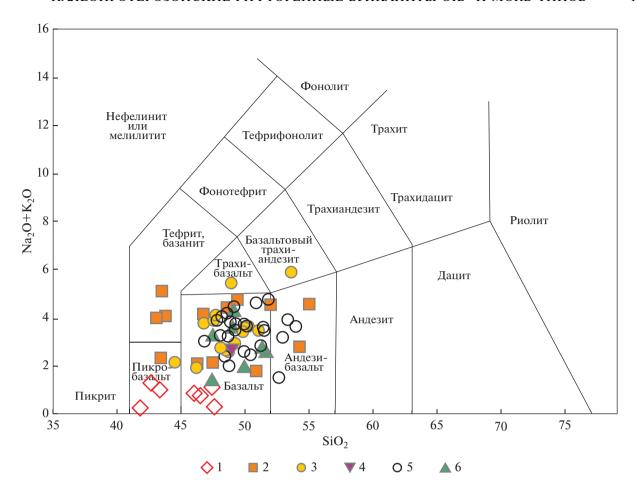


Рис. 6. Составы метавулканитов тимской свиты на диаграмме TAS (Le Maitre et al., 2002). 1 — метабазиты 1 группы, 2 — метабазиты 2 группы, 3 — метабазиты 3 группы, 4 — метабазиты 4 группы, 5 — метабазиты 5 группы, 6 — метабазиты 6 группы.

Метаморфическими аналогами андезибазальтов, вероятно, являются лейкократовые амфиболиты (рис. 5ж, 5з). Цвет — от зеленовато-серого до темно-серого. Текстура — массивная, структура — нематогранобластовая. Основной объем породы занимает плагиоклаз и амфибол, причем плагиоклаз чаще всего преобладает над амфиболом. Минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) 30—60%, амфибол (актинолит, роговая обманка) 35—50%, биотит до 30%, кварц 5—10%, магнетит 5—10%. Акцессорные минералы — эпидот, хлорит, апатит, сфен, кальцит, рутил, халькопирит, пирит.

ГЕОХИМИЯ

Все метавулканические породы имеют широкие вариации содержаний породообразующих оксидов (табл. 1). Сумма щелочей ($Na_2O + K_2O$) изменяется от 0.1 до 5.9 мас. %, при преобладании Na_2O над K_2O . Магнезиальность (Mg#) варьирует от 0.28 до 0.78. На классификационной диаграм-

ме SiO_2 —(Na_2O+K_2O) точки составов пород попадают в поля базальтов, андезибазальтов, редко пикробазальтов (рис. 6). Разности с содержанием MgO от 16 до 26 мас. % и $Fe_2O_{3tot} > 14$ мас. %, в соответствии с классификацией вулканических пород по химическому составу (Le Maitre et al., 2002), являются ферропикритами и ферропикробазальтами. Разности основного состава также характеризуются повышенными концентрациями Fe_2O_{3tot} и, в соответствии с Петрографическим кодексом (Богатиков и др., 2009), являются железистыми базальтами при $K_{\varphi} = 65-75$ и ферробазальтами при $K_{\varphi} = 76-84$ (табл. 1).

По соотношениям $(Gd/Yb)_n$ и Ti/Y вулканиты тимской свиты могут быть подразделены на два петрогенетических типа. Первый OIB-тип со значениями отношений $(Gd/Yb)_n > 2$ и Ti/Y > 500, второй MORB-тип характеризуется значениями $(Gd/Yb)_n < 2$ и Ti/Y < 500. По концентрациям и характеру распределения петрогенных оксидов, REE и HFSE, а также ряду индикаторных отношений вулканиты подразделяются на шесть

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов в породах тимской свиты

Таблица 1. Со	держани	я петроге		азиты 1 г		імской се	виты	M	[етабазит	ы 2 групг	ш
Компо-	1	1	6	4	5	1	1	7	2		3
ненты	4052/	4052/	4320/	4320/	4320/	4320/	4320/	3105/	3132/		32/
	327.9*	477	244	255	280	317	415	438.3	263.1	28	
SiO ₂	41.5	39.6	43.9	45.5	44.6	42.0	46.0	41.9	37.5	53	.5
TiO_2	1.52	1.20	1.31	0.95	1.47	2.05	1.46	3.45	3.59	2	.38
Al_2O_3	9.39	9.23	6.51	8.03	6.34	6.17	5.86	8.64	14.8	10	
Fe_2O_{3tot}	16.8	13.7	14.8	13.1	15.1	19.7	15.3	24.8	20.9	15	
MgO	15.5	24.8	17.0	19.8	17.9	13.2	17.3	7.54	8.21	3	.84
MnO	0.21	0.16	0.20	0.14	0.22	0.27	0.20	0.27	0.18	0	.12
CaO	11.0	5.57	10.7	7.19	9.36	11.9	10.1	9.18	8.01	9	.39
Na ₂ O	1.05	0.01	0.72	0.73	0.44	0.88	0.18	1.73	1.49	2	.50
K_2O	0.17	0.08	0.10	0.33	0.28	0.10	0.04	0.53	3.50	0	.23
P_2O_5	0.2	0.13	0.16	0.13	0.17	0.24	0.19	0.35	0.35	0	.49
SO_3	0.06	0.17	0.25	0.17	0.27	0.30	0.23	0.83	0.02	<0	.02
П.п.п.	2.13	5.09	4.40	3.97	3.86	3.13	3.08	0.33	0.98	0	.97
Сумма	99.6	99.8	100	100	100	100	100	99.6	99.6	99	.8
Mg#	0.65	0.78	0.69	0.75	0.70	0.57	0.69	0.38	0.44	0	.33
K_{Φ}	_	_	_	_	_	_	_	65	77	80)
$K_2O + Na_2O$	1.22	0.10	0.82	1.06	0.71	0.98	0.22	2.26	4.99	2	.73
Na_2O/K_2O	6.18	0.17	7.46	2.23	1.57	9.08	4.21	3.26	0.43	10	.9
					Метаб	азиты 2 г	руппы				
Компо-	2	2	2	7	3	2	12	2	2	2	8
ненты	3132/	3132/	4031/	4051/	4052/	4052/	4315/	4318/	4318/	4318/	4320/
	334.8	362.4	215	248.2	219	264.1	491	299	355	400	371
SiO ₂	50.1	46.4	41.6	48.6	51.7	43.0	53.1	49.0	43.6	42.7	45.8
TiO ₂	3.53	3.07	2.25	3.52	1.91	2.69	2.25	3.91	4.03	4.15	2.28
Al_2O_3	13.6	12.1	8.55	11.6	13.4	13.7	13.5	13.4	12.9	12.2	9.80
Fe_2O_{3tot}	13.3	17.4	17.7	14.7	13.8	18.8	12.9	14.5	17.6	19.7	19.2
MgO	3.95	6.09	10.2	6.47	4.79	6.95	2.89	3.68	4.83	5.49	8.72
MnO	0.16	0.17	0.21	0.13	0.12	0.15	0.12	0.23	0.20	0.28	0.29
CaO	11.1	9.83	13.4	10.5	9.15	8.13	6.07	8.98	11.5	9.68	10.7
Na ₂ O	1.05	2.89	0.62	4.24	4.00	2.66	3.97	3.76	2.31	1.80	1.92
K ₂ O	0.61	1.18	0.29	0.18	0.53	2.39	0.82	0.92	1.73	2.15	0.10
P_2O_5	0.38	0.32	0.25	0.22	0.38	0.40	0.74	0.80	0.82	0.94	0.28
SO_3	0.40	< 0.02	0.92	0.03	0.04	0.02	0.03	0.14	0.17	0.08	0.06
П.п.п.	1.46	0.21	3.64	0.39	0.12	0.78	3.43	0.35	0.17	0.59	0.75
Сумма	99.7	99.7	99.6	100	99.9	99.7	99.8	99.7	99.9	99.8	99.9
Mg#	0.37	0.41	0.53	0.47	0.41	0.42	0.31	0.33	0.35	0.36	0.47
K_{Φ}	72	74	63	69	74	73	82	80	78	78	69
$K_2O + Na_2O$	1.65	4.07	0.91	4.42	4.53	5.05	4.79	4.68	4.04	3.95	2.02
Na ₂ O/K ₂ O	1.71	2.45	2.14	23.6	7.55	1.11	4.86	4.07	1.33	1.2	19.8

Таблица 1. Продолжение

140лица 1. 11р					Метаб	азиты 3 г	руппы				
Компо-	7	2	2	2	2	2	2	2	7	2	2
ненты	3105/ 161	3105/ 305.3	3105/ 315.6	3119/ 186.8	3121/ 222.8	3121/ 287.6	3669/ 312	4051/ 430.8	4312/ 276		12/
SiO ₂	48.5	49.3	49.4	48.5	46.9	44.4	45.7	47.2	48.5	46	.4
TiO_2	1.87	1.85	1.82	2.41	2.08	2.07	1.07	1.88	1.91	1	.93
Al_2O_3	11.5	13.7	14.2	13.6	12.3	11.9	14.4	14.0	16.5	16	.2
Fe ₂ O _{3tot}	17.1	14.8	14.1	16.8	17.9	20.9	15.9	16.5	13.9	15	.0
MgO	5.28	6.46	6.13	6.04	4.74	4.53	8.71	6.81	4.68	3	.83
MnO	0.24	0.21	0.22	0.23	0.25	0.28	0.22	0.24	0.19	C	.22
CaO	11.8	9.07	9.59	9.87	12.0	12.8	11.0	8.03	7.93	11	.4
Na ₂ O	2.24	2.98	3.13	2.35	2.39	1.86	1.40	3.02	4.10	2	2.81
K_2O	0.41	0.41	0.38	0.28	0.38	0.28	0.52	1.06	1.30	C	.91
P_2O_5	0.26	0.20	0.19	0.15	0.31	0.27	0.10	0.25	0.34	C	.35
SO_3	0.30	0.10	0.05	0.03	0.20	0.27	0.02	0.04	0.08	C	.32
П.п.п.	0.43	0.62	0.64	0.64	0.43	0.46	0.80	0.76	0.55	C	.68
Сумма	99.9	99.8	99.8	100	99.9	99.9	99.8	99.9	99.9	99	.9
Mg#	0.38	0.46	0.46	0.42	0.34	0.30	0.52	0.45	0.40	C	.34
K_{Φ}	76	70	70	74	79	82	65	71	75	80)
$K_2O + Na_2O$	2.64	3.39	3.51	2.63	2.76	2.15	1.92	4.09	5.39	3.71	
Na_2O/K_2O	5.50	7.27	8.24	8.39	6.33	6.61	2.69	2.84	3.16	3	5.10
		Метаб	азиты 3 г	руппы		Метаб 4 гру	азиты ппы	Метабазиты 5 группы			ІЫ
Компо- ненты	2	3	2	2	2	,	2	2	3	2	11
пенты	4312/ 419.4	4312/ 500.4	7543/ 281	7543/ 329	7543/ 348		21/	3124/ 188.1	3124/ 220	3682/ 292.7	4017/ 486.6
SiO ₂	46.2	53.0	49.7	50.6	48.9	48	.5	47.9	52.4	50.8	50.2
TiO_2	1.52	1.70	1.74	1.43	1.37	1	.41	1.20	1.62	1.23	0.94
Al_2O_3	18.1	16.1	13.0	12.7	12.8	13	.6	13.2	12.9	13.0	13.8
Fe ₂ O _{3tot}	12.9	12.5	14.8	14.5	14.6	16	.8	17.1	14.9	15.7	14.3
MgO	7.97	3.71	5.65	5.05	5.86	6	.04	4.50	6.57	4.87	5.71
MnO	0.22	0.12	0.18	0.19	0.21	0	.24	0.26	0.16	0.22	0.20
CaO	6.37	5.75	10.4	10.9	12.3	9	.87	11.1	5.88	9.71	12.0
Na ₂ O	3.13	3.38	2.84	3.10	2.54	2	.35	3.13	2.05	2.83	2.29
K_2O	0.67	2.45	0.71	0.31	0.39	0	.28	0.94	1.77	0.60	0.14
P_2O_5	0.20	0.55	0.23	0.21	0.16	0	.15	0.14	0.19	0.18	0.12
SO_3	0.01	0.02	0.21	0.41	0.43	0	.03	0.23	0.02	0.04	0.10
П.п.п.	2.45	0.37	0.30	0.33	0.31	0	.64	0.18	1.27	0.81	0.18
Сумма	99.7	99.6	99.8	99.8	99.8	99	.8	99.9	99.6	100	100
Mg#	0.55	0.37	0.43	0.41	0.44	0	.42	0.34	0.47	0.38	0.44
K_{Φ}	62	77	72	74	71	74		79	69	76	72
$K_2O + Na_2O$	3.80	5.83	3.55	3.41	2.93	2	.63	4.07	3.82	3.43	2.44
Na_2O/K_2O	4.67	1.38	4.03	10.2	6.57	8	.39	3.32	1.16	4.75	16.2

Таблица 1. Продолжение

Таблица 1. Пр	одолжен	ие										
					Метаб	азиты 5 г	руппы					
Компо-	11	10	2	2	2	2	2	2	2	2		
ненты	4017/	4128/	4128/	4318/	7543/	7563/	7563/	7563/	7562/	7562/		
	492.8	232.8	309.7	225	229	343	363.6	481	386	430		
SiO ₂	51.0	49.5	51.1	51.8	48.7	48.0	49.3	48.0	48.5	47.7		
TiO_2	0.99	0.92	0.92	1.25	1.78	1.23	1.54	1.36	0.93	0.95		
Al_2O_3	12.2	13.6	12.9	15.3	13.0	13.1	13.5	13.0	14.2	13.4		
Fe ₂ O _{3tot}	16.8	13.9	13.8	11.1	15.4	17.3	16.3	17.2	13.1	16.6		
MgO	4.82	7.19	6.12	5.43	5.22	5.36	4.76	4.83	5.62	5.74		
MnO	0.21	0.19	0.20	0.18	0.20	0.25	0.23	0.25	0.19	0.24		
CaO	10.7	11.2	10.8	9.05	10.9	8.74	9.44	8.37	12.0	10.4		
Na ₂ O	2.64	2.19	3.47	3.53	3.17	2.92	2.81	2.94	1.85	2.85		
K ₂ O	0.15	0.37	0.10	0.93	0.53	1.28	0.94	1.40	1.55	0.20		
P_2O_5	0.16	0.11	0.13	0.41	0.23	0.22	0.26	0.23	0.23	0.15		
SO_3	0.03	0.27	0.11	0.05	0.37	0.70	0.43	0.39	0.78	0.28		
П.п.п.	0.19	0.41	0.40	0.88	0.31	0.63	0.32	1.08	0.85	0.33		
Сумма	100	99.9	100	99.8	99.8	99.8	99.8	99.9	99.8	98.8		
Mg#	0.36	0.51	0.47	0.47	0.40	0.38	0.37	0.36	0.46	0.41		
K_{Φ}	78	66	69	67	75	76	77	78	70	74		
$K_2O + Na_2O$	2.80	2.56	3.57	4.46	3.70	4.20	3.74	4.35	3.40	3.05		
Na_2O/K_2O	17.3	5.92	36.6	3.80	6.01	2.29	2.99	2.10	1.20	14.0		
	Метабазиты 5 группы											
Компо-	10	8	10	10	10	10	10	7	10	10		
ненты	2190/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/		
	215.8	1212.8	1326.6	1356.3	1378.3	1394	1429.0	1456.1	1475	1483		
SiO ₂	52.1	48.3	46.7	52.2	46.9	51.1	49.8	49.0	53.3	48.5		
TiO ₂	0.79	0.90	1.09	0.94	1.05	1.06	0.98	1.09	1.07	0.97		
Al_2O_3	13.7	14.4	13.3	13.9	13.9	13.9	14.2	13.8	14.1	14.0		
Fe_2O_{3tot}	12.2	18.1	18.2	13.8	18.0	15.5	14.7	16.5	13.2	15.3		
MgO	5.57	4.96	4.15	3.52	3.49	4.21	4.03	5.83	3.36	4.93		
MnO	0.20	0.15	0.29	0.16	0.22	0.21	0.19	0.19	0.19	0.18		
CaO	13.0	8.34	10.3	11.1	11.0	8.05	9.61	8.28	10.1	11.3		
Na ₂ O	1.18	2.96	2.33	2.63	3.37	4.11	4.10	3.18	2.98	2.71		
K ₂ O	0.27	0.80	0.80	0.49	0.44	0.57	0.40	0.47	0.59	0.70		
P_2O_5	0.10	0.15	0.13	0.14	0.15	0.13	0.14	0.19	0.14	0.16		
SO_3	0.03	_	_	_	_	_	_	_	_	_		
П.п.п.	0.69	0.47	1.00	0.38	1.23	0.88	0.50	0.62	0.80	0.28		
Сумма	99.9	99.6	98.3	99.3	99.7	99.7	98.6	99.8	99.8	99.7		
Mg#	0.47	0.35	0.31	0.34	0.28	0.35	0.35	0.41	0.34	0.39		
K_{Φ}	69	78	81	80	84	79	79	74	80	76		
$K_2O + Na_2O$	1.46	3.77	3.13	3.12	3.81	4.68	4.50	3.65	3.57	3.41		
Na ₂ O/K ₂ O	4.32	3.69	2.93	5.35	7.68	7.28	10.2	6.78	5.05	3.89		

Таблица 1. Окончание

	Метаб	азиты 5 г	руппы			M	Іетабазит	ы 6 групп	ы	
Компо-	2	10	10	9	9	9	9	9	9	9
ненты	2920/	2920/	2920/	2199/	2199/	2199/	2920/	2926/	2926/	2926/
	236.7	374	597.2	168	185	201	509.2	1227.7	1261	1293
SiO ₂	47.6	48.0	46.4	51.0	49.6	51.2	48.9	46.8	47.0	47.9
TiO_2	0.98	1.13	1.01	1.01	0.82	0.83	1.27	0.91	0.93	0.96
Al_2O_3	11.8	13.0	14.2	16.7	15.9	16.9	12.3	15.5	15.2	17.5
Fe_2O_{3tot}	18.3	17.9	17.4	13.0	12.6	11.1	17.5	16.4	16.1	13.7
MgO	5.95	4.25	4.19	3.78	5.67	4.55	4.64	6.96	6.04	3.95
MnO	0.21	0.20	0.21	0.19	0.18	0.17	0.22	0.20	0.21	0.24
CaO	10.5	12.4	12.8	11.1	12.9	12.0	11.2	10.8	10.4	10.2
Na ₂ O	1.65	1.98	2.74	2.54	1.73	2.28	3.25	1.14	2.89	3.71
K_2O	0.29	0.42	0.22	0.17	0.16	0.19	0.28	0.16	0.33	0.52
P_2O_5	0.14	0.16	0.12	0.12	0.10	0.08	0.20	0.08	0.10	0.13
SO_3	0.45	0.10	0.08	0.02	0.09	0.03	0.17	_	_	_
П.п.п.	2.13	0.39	0.68	0.19	0.15	0.36	0.13	0.92	0.47	0.45
Сумма	100	99.9	99.9	99.8	99.9	99.8	100	99.7	99.7	99.2
Mg#	0.39	0.32	0.32	0.37	0.47	0.45	0.34	0.46	0.43	0.36
K_{Φ}	75	81	81	77	69	71	79	70	73	78
$K_2O + Na_2O$	1.95	2.40	2.96	2.71	1.89	2.47	3.53	1.30	3.21	4.23
Na ₂ O/K ₂ O	5.62	4.78	12.5	15.0	10.9	12.2	11.7	7.37	8.88	7.11

Примечание. $Mg\# = MgO/(MgO + Fe_2O_{3tot})$, в атомных количествах. $K_{\varphi} = 100 \times Fe_2O_{3tot}/(Fe_2O_{3tot} + MgO)$. Здесь и в табл. 2: $\mathit{Породы}$: 1 – бесполевошпатовые амфиболиты, 2 – плагиоклазовый амфиболит, 3 – лейкократовый амфиболит, 4 – метаферропикрит, 5 – миндалекаменный метаферропикрит, 6 – метаферропикробазальт, 7 – пироксен-плагиофировый метабазальт, 8 – плагиофировый метабазальт, 9 – гломеропорфировый метабазальт, 10 – афировый метабазальт, 11 – миндалекаменный метабазальт, 12 – миндалекаменный метафазальт. *Скважина/глубина.

групп: 2 группы OIB-типа и 4 группы MORB-типа. Нами использована сквозная нумерация групп, соответствующая последовательности появления вулканитов в разрезе тимской свиты (рис. 3).

Первая группа OIB-типа представлена метаферропикритами, метаферропикробазальтами и безполевошпатовыми амфиболитами, которые характеризуются повышенными содержаниями MgO = 16-26 мас. %, $Fe_2O_{3tot}=13.6-20.4$ мас. % и сидерофильных элементов (Ni, Cr), пониженными TiO_2 и REE (0.9–2.1 мас. % и 43–96 ppm, соответственно). Распределение REE сильно фракционировано ((La/Sm)_n = 1.5-2.1, (Gd/Yb)_n = 2-3.2). Наблюдается положительная аномалия ниобия (Nb/Nb* = 1.0-1.3) и высокие значения отношения Ti/Y=500-760 (рис. 7, 8, табл. 2).

Вторая группа OIB-типа объединяет пироксен-плагиофировые и плагиофировые метабазальты, метаандезибазальты, плагиоклазовые и лейкократовые амфиболиты. Характеристики пород второй группы — повышенные концентрации титана ($TiO_2 = 1.9-4.1$ мас. %), фосфора ($P_2O_5 = 0.22-0.94$ мас. %) и пониженная магнезиальность (Mg#(cp.) = 0.42). REE спектры сильнофракционированные (($La/Sm)_n = 1.3-3.4$, ($Gd/Yb)_n = 2.5-4.5$). Характер распределения редких и редкоземельных элементов сопоставим с таковым в породах первой группы, но отличается их повышенными концентрациями (рис. 7, 8, табл. 2). Значения отношений: $Nb/Nb^* = 1.0-2.5$, Ti/Y = 400-1500.

Третья группа MORB-типа включает пироксен-плагиофировые метабазальты, метаандезибазальты и плагиоклазовые амфиболиты. Содержания TiO_2 варьируют от 1.1 до 2.4 мас. %, P_2O_5 от 0.15 до 0.35 мас. %; Mg#=0.30-0.55 (ср. = 0.43). Степень фракционирования REE: $(La/Sm)_n=1.4-2.3$, $(Gd/Yb)_n=1.5-1.8$. Положительная аномалия ниобия сохраняется (Nb/Nb*=1.0-1.6), а отношение Ti/Y значительно ниже — от 330 до 440 (рис. 7, 8, табл. 2).

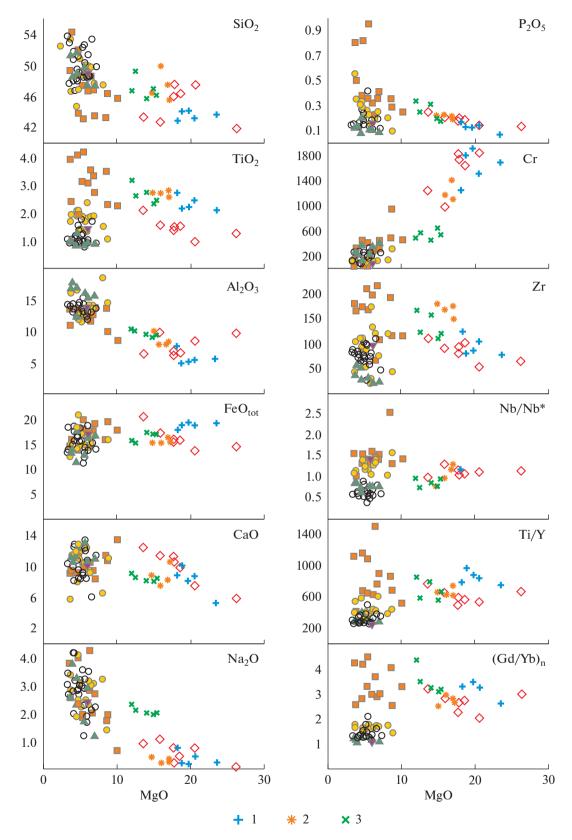


Рис. 7. Диаграммы вариаций основных элементов (мас. %) и микроэлементов (ppm) в зависимости от содержания MgO (мас. %).

1 — архейские пирокластические ферропикриты провинции Сюпериор по (Goldstein, Francis, 2008), 2 — палеопротерозойские ферропикриты Печенги по (Hanski, Smolkin, 1995), 3 — фанерозойские ферропикриты провинции Парана— Этендека по (Gibson et al., 2000). Условные обозначения метабазитов тимской свиты см. рис. 6.

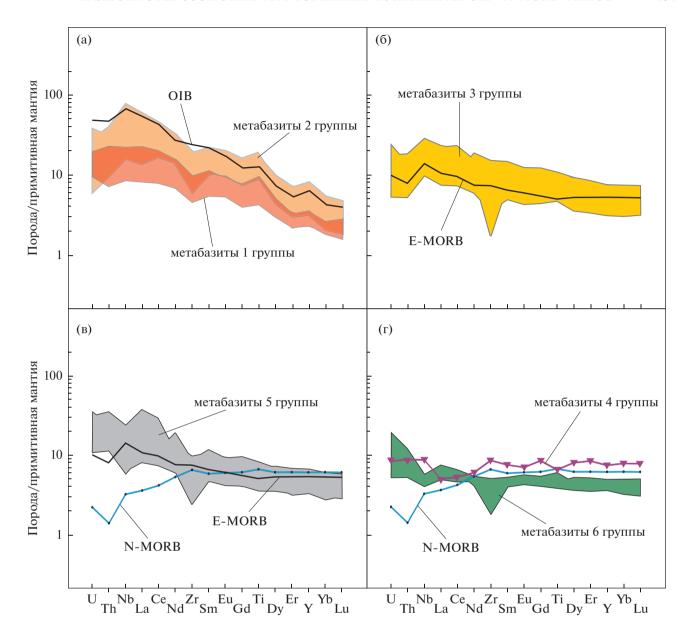


Рис. 8. Нормированные к примитивной мантии распределения редкоземельных и редких элементов в метавулканитах тимской свиты.

Концентрации элементов в примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989). OIB — базальты океанических островов, E-MORB — обогащенный тип базальтов срединно-океанических хребтов, N-MORB — "нормальный" тип базальтов срединно-океанических хребтов. Составы OIB, E-MORB и N-MORB по (Sun, McDonough, 1989).

Четвертая группа МОRВ-типа представлена единственным образцом — плагиоклазовым амфиболитом. Концентрация титана 1.4 мас. %, Mg#=0.42, Ti/Y=252. Характерной особенностью четвертой группы пород является преобладание тяжелых REE над легкими ($(La/Sm)_n=0.6$, $(Gd/Yb)_n=1.1$) и присутствие положительной аномалии ниобия Nb/Nb*=1.4. (рис. 7, 8, табл. 2).

Пятая группа MORB-типа представлена преимущественно афировыми метабазальтами и плагиоклазовыми амфиболитами. По химическому составу метабазиты 5 группы практически эквиваленты метабазальтам 3 группы: Mg# от 0.28 до 0.51, $(La/Sm)_n = 1.5-4.3$, $(Gd/Yb)_n = 1.2-2.1$, Ti/Y = 246-488 (рис. 7, 8, табл. 2), но отличаются пониженными концентрациями $P_2O_5 = 0.12-0.26$ мас. % и $TiO_2 = 0.8-1.5$ мас. % и отчетливо проявленной отрицательной аномалией ниобия $(Nb/Nb^* = 0.47-0.88)$.

Шестая группа MORB-типа объединяет исключительно гломеропорфировые метабазальты, которые характеризуются повышенной концен-

Таблица 2. Содержание редких и редкоземельных элементов в породах тимской свиты

· · ·	Метабазиты 1 группы Метабазиты 2 группы 1 1 6 4 5 1 1 7 2 3										
17	1	1	6	4	5	1	1	7	2	3	
Компо- ненты	4052/	4052/	4320/	4320/	4320/	4320/	4320/	3105/	3132/	3132/	
пспты	327.9	477	244	255	280	317	415	438.3	263.1	285	
	*	*	*	*	*	*	*	**	**	**	
Sc	23.3	25.2	26.7	24.3	26.3	28.7	24.2	34.7	31.8	21.3	
V	202	208	246	211	227	293	207	337	433	376	
Cr	977	1050	1820	1840	1630	1240	1730	480	419	318	
Co	99.3	H.o	132	102	99.8	95.6	105	96.3	68.7	28.9	
Ni	687	H.o	1120	1150	1040	757	1360	602	226	146	
Cu	196	H.o	313	485	520	330	158	403	181	67.6	
Ga	16.2	13.1	10.4	11.3	10.2	13.4	9.91	20.7	36.7	18.3	
Rb	1.8	<2	2.00	6.66	7.75	2.0	2.0	14.9	216	2.2	
Sr	47.4	21.4	130	173	232	260	72.1	131	428	527	
Y	14.1	11	15.8	10.7	15.7	16.2	14.8	24.0	33.5	36.1	
Zr	89.0	62.7	77.6	52.0	99.0	108	91.6	192	207.1	164	
Nb	12.8	11.2	9.66	6.15	15.1	15.5	11.5	57.2	44.0	29.8	
Ba	7.9	H.o	26.3	110	85.9	8.91	9.48	207	699	121	
La Ce	10.9 27.8	10.3 25.5	8.52 19.8	5.70 14.2	14.2 31.3	15.3 35.5	11.1 25.7	33.5 78.9	35.3 81.7	41.1 77.0	
Pr	3.9	3.54	2.79	2.02	4.18	4.74	3.52	10.1	10.2	9.4	
Nd	18.4	15.6	12.8	9.34	18.0	21.0	15.7	44.6	43.3	38.4	
Sm	4.4	3.62	3.40	2.46	4.29	4.98	3.72	9.4	9.6	7.9	
Eu	1.6	1.03	1.01	0.91	1.37	1.51	1.19	2.9	3.0	2.3	
Gd	4.3	3.3	3.53	2.41	4.19	4.58	3.76	8.6	9.4	8.0	
Tb	0.61	0.46	0.54	0.40	0.62	0.67	0.54	1.2	1.4	1.1	
Dy	3.2	2.5	3.28	2.24	3.46	3.73	3.07	5.9	7.1	6.2	
Но	0.61	0.41	0.60	0.43	0.66	0.63	0.58	1.0	1.3	1.2	
Er	1.6	1.07	1.57	1.09	1.53	1.57	1.34	2.4	3.3	3.3	
Tm	0.20	0.14	0.22	0.15	0.22	0.21	0.19	0.28	0.41	0.40	
Yb	1.3	0.92	1.30	0.98	1.27	1.19	1.18	1.8	2.4	2.6	
Lu	0.18	0.12	0.21	0.16	0.19	0.17	0.17	0.23	0.32	0.34	
Hf	2.3	1.72	2.15	1.57	2.63	2.90	2.49	5.0	5.3	4.5	
Ta	0.85	0.6	0.66	0.39	1.13	1.15	0.80	4.4	3.5	2.0	
Pb	0.94	H.o	2.72	3.26	2.54	3.28	1.61	3.5	4.1	3.1	
Th	1.1	1.08	0.99	0.62	1.64	1.91	1.27	1.8	3.4	2.4	
U	0.27	0.2	0.32	0.20	0.33	0.41	0.30	0.50	0.59	0.80	
∑REE	79.2	68.5	59.6	42.5	85.5	95.8	71.8	201	209	199	
Eu/Eu*	1.13	0.91	0.89	1.14	0.99	0.97	0.97	0.98	0.97	0.89	
$(Gd/Yb)_n$	2.78	2.97	2.25	2.03	2.73	3.18	2.64	4.04	3.26	2.55	
(La/Yb) _n	6.10	8.03	4.70	4.17	8.02	9.22	6.75	13.71	10.66	11.36	
$(La/Sm)_n$	1.59	1.84	1.62	1.50	2.14	1.98	1.93	2.29	2.38	3.36	
Nb/Nb*	1.28	1.14	1.13	1.11	1.06	0.97	1.04	2.51	1.37	1.01	
Ti/Y	646	655	498	529	563	759	592	860	643	395	

Таблица 2. Продолжение

	Метабазиты 2 группы 2 2 2 7 3 2 12 2 2 2 8												
	2	2	2	7				2	2	2	8		
Компо-	3132/	3132/	4031/	4051/	4052/	4052/	4315/	4318/	4318/	4318/	4320/		
ненты	334.8	362.4	215	248.2	219	264.1	491	299	355	400	371		
	**	**	*	**	*	*	*	*	*	*	*		
Sc	24.7	27.5	24.50	27.4	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	Н.о	28.20		
V	399	294	280	517	290	306	175	213	225	188	310		
Cr	316	260	446	288	436	441	55	198	80.2	90.8	951		
Co	51.7	45.8	67.7	63.0	H.o	H.o	H.o	H.o	H.o	H.o	76.4		
Ni	225	159	511	75.1	H.o	H.o	H.o	H.o	H.o	H.o	537		
Cu	130	63.3	114	124	H.o	H.o	H.o	H.o	H.o	H.o	313		
Ga	22.3	24.8	18.6	19.2	15.7	17	18	20.3	22.8	20.8	14.9		
Rb	23.2	21.7	6.06	2.0	9.34	75.6	53	18.0	32.1	59.6	2.00		
Sr	466	453	367	758	328	195	340	653	667	581	153		
Y Zr	25.2 214	29.9 195	24.7 114	14.0 65.2	16.8 87.5	18 106	21 204	21.2 178	21.1 172	22.8 169	19.9 114		
Nb	39.1	37.5	22.2	11.3	16.4	18.8	35	39.9	37.5	36.5	20.5		
Ba	399	408	50.5	107	H.o	H.o	H.o	H.o	H.o	H.o	38.9		
La	31.5	22.0	18.7	9.2	14.2	12.5	30.2	31.10	29.1	30.8	15.5		
Ce	73.3	61.7	44.0	25.3	34.5	34.9	70.5	75.4	72.3	73.8	35.6		
Pr	9.2	8.3	5.92	3.7	4.85	4.98	9.7	9.92	9.84	10.0	4.76		
Nd	39.2	37.6	26.6	17.6	20.7	22.3	41.3	42.4	43.0	43.3	21.2		
Sm	8.6	8.8	6.14	4.4	4.7	5.5	8.7	8.9	8.47	9.13	5.21		
Eu	2.5	2.7	1.88	1.7	1.57	1.7	2.9	3.0	3.31	3.12	1.64		
Gd	7.9	8.3	6.3	4.4	4.5	5.0	7.8	7.3	7.24	7.74	4.95		
Tb	1.2	1.2	0.93	0.63	0.64	0.70	1.1	0.97	0.99	1.03	0.74		
Dy	6.0	6.6	5.04	3.10	3.32	3.76	5.72	4.92	4.88	4.89	4.33		
Но	1.1	1.2	0.92	0.57	0.63	0.67	1.05	0.82	0.82	0.84	0.80		
Er	2.9	3.1	2.27	1.4	1.62	1.79	2.3	1.89	1.95	2.01	1.96		
Tm	0.37	0.38	0.27	0.17	0.21	0.23	0.29	0.24	0.25	0.24	0.28		
Yb	2.3	2.3	1.58	0.99	1.32	1.39	1.95	1.43	1.44	1.44	1.64		
Lu	0.31	0.32	0.25	0.13	0.18	0.19	0.27	0.19	0.20	0.20	0.27		
Hf	5.6	5.1	3.23	1.82	2.43	2.81	5.2	4.88	4.47	4.72	3.19		
Ta	2.6	2.4	1.28	0.94	0.92	1.04	2.33	2.28	2.16	2.21	1.37		
Pb	5.0	3.4	1.69	2.2	H.o	Н.о	H.o	Н.о	H.o	H.o	1.45		
Th	2.8	2.9	1.50	0.78	1.26	1.42	2.7	2.50	2.42	2.49	1.86		
U	0.73	0.48	0.31	0.13	0.29	0.4	0.6	0.67	0.55	0.55	0.39		
∑REE	186	165	120	73.3	92.9	95.6	184	188	184	189	98.9		
– Eu/Eu*	0.93	0.97	0.93	1.21	1.05	0.97	1.08	1.13	1.29	1.13	0.99		
(Gd/Yb) _n	2.87	2.96	3.27	3.67	2.80	2.97	3.31	4.23	4.16	4.45	2.50		
(La/Yb) _n	9.91	6.79	8.49	6.67	7.72	6.45	11.1	15.6	14.5	15.3	6.78		
$(La/Sm)_n$	2.37	1.62	1.97	1.34	1.95	1.47	2.24	2.25	2.22	2.18	1.92		
Nb/Nb*	1.41	1.58	1.42	1.43	1.31	1.51	1.31	1.53	1.51	1.41	1.29		
Ti/Y	772	614	524	1502	680	896	936	1104	1144	1089	687		

Таблица 2. Продолжение

		СПИС			Метаб	базиты 3 г	руппы			
	7	2	2	2	2	2	2	2	7	2
Компо-	3105/	3105/	3105/	3119/	3121/	3121/	3669/	4051/	4312/	4312/
ненты	161	305.3	315.6	186.8	222.8	287.6	312	430.8	276	352.8
	**	**	*	**	*	*	**	*	*	*
Sc	40.4	37.5	38.2	36.7	31.4	30.6	40.1	Н.о	Н.о	H.o
V	352	244	269	300	320	318	273	268	238	265
Cr	116	123	121	84.7	93.8	74.3	311	120	108	120
Co	52.0	47.7	45.8	50.7	H.o	H.o	64.1	H.o	H.o	H.o
Ni	110	99.9	116	55.5	66.8	71.2	148	H.o	H.o	H.o
Cu	55.4	99.3	36.2	52.5	37.1	152	10.2	H.o	H.o	H.o
Ga	16.4	18.2	17.3	20.8	21.8	17.7	14.7	13.9	17.1	17.7
Rb	3.62	7.7	6.3	0.84	5.87	5.43	9.4	18.4	34.2	18.4
Sr	302	214	272	214	179	181	155	769	427	270
Y	27.6	26.7	24.8	35.1	26.9	22.8	14.8	18.6	19.6	21.2
Zr	86.1	119	132	174	107	108	41.8	74.0	96.9	102
Nb	11.8	18.2	15.1	21.0	13.0	11.5	7.5	9.32	12.9	13.1
Ba	125	293	226	17.5	90.9	47.7	106	H.o	H.o	H.o
La	11.1	16.3	12.5	15.8	9.53	10.3	5.5	8.06	8.71	12.4
Ce	26.3	37.1	28.2	42.9	22.4	27.3	13.8	18.4	20.3	28.6
Pr	3.69	4.7	3.8	5.6	3.31	3.79	1.9	2.64	2.72	3.80
Nd	16.7	21.3	16.9	26.1	14.7	16.7	8.4	12.2	12.7	16.2
Sm	4.56	5.1	4.6	6.7	4.11	4.29	2.3	3.14	2.94	3.45
Eu	1.45	1.7	1.5	2.1	1.67	1.57	0.75	1.21	1.05	1.29
Gd	4.82	5.6	5.3	7.5	4.55	4.65	2.7	3.59	3.67	3.85
Tb	0.81	0.89	0.84	1.2	0.76	0.80	0.44	0.55	0.60	0.63
Dy	4.90	5.3	4.9	7.0	4.91	4.46	2.7	3.47	3.52	3.73
Но	1.03	1.08	1.00	1.4	1.01	0.90	0.59	0.70	0.77	0.75
Er	2.89	3.1	3.0	4.2	2.70	2.26	1.7	1.96	1.90	1.96
Tm	0.38	0.42	0.40	0.56	0.44	0.35	0.24	0.27	0.28	0.29
Yb	2.54	2.7	2.7	3.8	2.85	2.17	1.6	1.76	1.88	1.99
Lu	0.37	0.40	0.38	0.56	0.40	0.32	0.24	0.25	0.28	0.30
Hf	2.51	3.3	3.6	4.7	2.63	2.90	1.3	1.85	2.59	2.56
Ta	0.73	1.2	0.98	1.5	0.97	0.95	0.66	0.51	0.64	0.68
Pb	6.49	5.9	8.5	1.6	H.o	H.o	9.9	H.o	H.o	Н.о
Th	1.05	1.3	1.3	1.6	1.47	1.31	0.47	0.65	1.17	1.21
U	0.34	0.53	0.38	0.40	0.29	0.29	0.12	0.14	0.25	0.25
∑REE	81.5	106	86.0	125	73.3	79.9	42.8	58.2	61.3	79.2
Eu/Eu*	0.95	0.97	0.90	0.92	1.18	1.07	0.92	1.10	0.98	1.08
$(Gd/Yb)_n$	1.57	1.71	1.66	1.64	1.32	1.77	1.45	1.69	1.61	1.60
$(La/Yb)_n$	3.13	4.28	3.37	3.01	2.40	3.40	2.50	3.28	3.32	4.47
$(La/Sm)_n$	1.57	2.04	1.77	1.52	1.50	1.55	1.54	1.66	1.91	2.32
Nb/Nb*	1.17	1.37	1.27	1.41	1.18	1.06	1.58	1.38	1.37	1.15
Ti/Y	406	415	440	411	461	547	434	604	584	544

Таблица 2. Продолжение

		Метаб	базиты 3 г	руппы		Метабазиты 4 группы	N	І етабазит	ы 5 групп	Ы
Компо-	2	3	2	2	2	2	2	3	2	11
ненты	4312/ 419.4	4312/ 500.4	7543/ 281	7543/ 329	7543/ 348	3121/ 253.5	3124/ 188.1	3124/ 220	3682/ 292.7	4017/ 486.6
	**	*	**	**	**	*	*	*	*	*
Sc	37.7	29.4	36.2	40.2	39.8	50.1	41.9	38.1	41.9	43.7
V	285	272	335	303	304	277	318	159	361	309
Cr	149	164	108	140	138	63.9	60.5	129	48.4	130
Co	50.7	47.6	53.4	56.8	59.9	54.5	60.2	53.1	56.5	64.5
Ni	118	83.3	87.1	94.6	110	53.0	86.4	126	57.6	119
Cu	22.0	55.8	60.8	68.2	88.5	30.0	112	72.9	8.35	114
Ga	18.1	21.0	18.3	18.2	16.5	18.8	19.1	17.3	18.3	16.4
Rb	22.5	81.7	18.3	4.1	6.7	1.80	20.0	58.3	11.20	<2
Sr	747	219	220	208	194	224	317	227	184	92.4
Y	23.7	25.4	26.5	25.7	22.0	33.5	19.9	26.0	24.7	19.3
Zr	119	43.1	31	51.7	20.2	94.7	62.4	108	71.4	55.7
Nb	13.9	15.5	13.3	11.1	9.1	6.2	6.45	11.3	6.66	4.19
Ba	244	305	156	80.1	100	54.5	249	879	189	43.6
La	15.2	16.5	12.2	8.2	9.6	3.2	6.64	13.0	8.99	6.63
Ce	36.7	39.6	29.5	21.9	22.2	9.2	15.5	30.5	19.6	14.3
Pr	4.5	5.0	3.9	3.1	2.9	1.5	1.97	4.0	2.46	1.81
Nd	19.1	21.3	18.3	14.5	13.7	8.1	9.04	18.2	11.50	8.32
Sm	4.3	4.8	4.5	3.9	3.5	3.3	2.44	4.7	3.15	2.26
Eu	1.4	1.6	1.6	1.3	1.2	1.2	1.00	1.6	1.00	0.78
Gd	4.8	5.2	5.3	4.7	4.2	5.0	3.23	5.3	3.75	2.80
Tb	0.74	0.80	0.82	0.75	0.65	0.89	0.51	0.86	0.65	0.48
Dy	4.4	4.8	4.8	4.7	3.9	5.8	3.28	5.1	3.99	3.26
Но	0.89	0.94	0.96	0.95	0.79	1.3	0.74	1.1	0.88	0.72
Er	2.6	2.7	2.8	2.8	2.4	4.0	2.09	3.1	2.68	2.14
Tm	0.36	0.39	0.38	0.38	0.32	0.57	0.28	0.42	0.39	0.29
Yb	2.3	2.5	2.5	2.6	2.1	3.8	1.93	2.7	2.40	1.95
Lu	0.34	0.37	0.36	0.37	0.30	0.57	0.31	0.40	0.40	0.29
Hf	2.7	1.0	1.3	1.9	1.0	2.8	1.95	3.0	2.03	1.62
Ta	1.2	1.1	0.84	0.80	0.62	0.39	0.43	0.74	0.42	0.28
Pb	6.8	2.9	1.2	1.6	1.5	2.4	2.63	4.5	2.65	1.79
Th	1.4	1.5	1.2	1.1	0.89	0.7	1.70	1.9	1.58	1.13
U	0.30	0.26	0.29	0.28	0.20	0.18	0.39	0.75	0.59	0.25
∑REE	97.7	107	88.0	70.0	67.8	48.4	49.0	90.9	61.8	46.0
Eu/Eu*	0.94	0.98	0.98	0.95	0.96	0.88	1.09	0.96	0.89	0.95
$(Gd/Yb)_n$	1.75	1.77	1.75	1.51	1.60	1.08	1.38	1.60	1.29	1.19
$(La/Yb)_n$	4.83	4.81	3.47	2.29	3.21	0.60	2.47	3.43	2.69	2.44
$(La/Sm)_n$	2.28	2.22	1.76	1.36	1.78	0.63	1.76	1.79	1.84	1.89
Nb/Nb*	1.02	1.06	1.17	1.25	1.06	1.40	0.65	0.77	0.60	0.52
Ti/Y	385	401	389	328	377	252	360	374	299	292

Таблица 2. Продолжение

Таолица 2.	Продоли	COTTIC			Метоб	азиты 5 г	nvere i			
	44	10								
Компо-	11	10	2	2	2	2	2	2	2	2
ненты	4017/	4128/	4128/	4318/	7543/	7563/	7563/	7563/	7562/	7562/
	492.8	232.8	309.7	225	229	343	363.6	481	386	430
	*	*	*	*	**	**	**	**	**	**
Sc	41.9	35.3	32.1	Н.о	37.3	33.9	38.5	35.2	31.7	40.2
V	321	241	240	189	351	290	338	305	221	267
Cr	79.1	244	205	97.2	112	158	122	127	262	84.8
Co	61.9	53.4	51.0	H.o	54.8	52.8	59.8	54.7	51.5	59.4
Ni	92.7	155	115	Н.о	79.5	94.3	81.1	82.6	108	86.1
Cu	69.2	105	57.1	H.o	63.0	63.1	112	46.3	24.6	88.3
Ga	14.2	11.7	11.5	12.7	18.5	16.4	17.5	16.5	13.5	16.9
Rb Sr	<2 73.6	8.63 249	2.00 124	20.0 568	11.8 246	31.7 328	24.8 192	42.1 154	46.6 106	0.75 103
Y	20.2	15.8	17.7	15.3	28.0	25.8	30.1	26.9	19.8	21.9
Zr	62.4	44.0	62.2	67.1	97	95.6	106	101	60.1	71.2
Nb	4.46	4.38	7.74	6.42	13.3	13.7	16.6	15.4	11.0	6.7
Ba	103	221	56.7	Н.о	123	294	353	459	540	22.7
La	5.70	6.72	8.26	13.6	25.6	23.5	14.0	14.5	19.4	13.0
Ce	13.3	14.4	18.2	29.4	51.9	45.4	34.4	32.9	35.9	26.8
Pr	1.82	1.91	2.40	3.77	5.9	4.9	4.4	4.1	3.8	3.1
Nd	8.58	8.31	9.91	15.1	25.5	19.9	19.6	17.3	14.4	12.9
Sm	2.52	2.10	2.40	3.33	5.1	4.1	4.8	4.1	2.9	3.0
Eu	0.80	0.78	0.76	1.01	1.5	1.3	1.4	1.2	0.94	1.0
Gd	3.22	2.45	2.98	3.48	5.6	4.6	5.5	4.8	3.4	3.7
Tb	0.53	0.43	0.50	0.52	0.83	0.71	0.86	0.74	0.53	0.59
Dy	3.53	2.72	3.04	2.97	5.1	4.4	5.3	4.6	3.4	3.8
Ho Er	0.79 2.26	0.55 1.64	0.66 1.95	0.59 1.54	1.0 2.9	0.88 2.7	1.1 3.2	0.95 2.8	0.69 2.1	0.78 2.4
Tm	0.31	0.25	0.26	0.22	0.39	0.37	0.43	0.39	0.29	0.33
Yb	2.11	1.53	1.80	1.38	2.7	2.6	2.9	2.7	2.0	2.3
_		0.26				0.38	0.42	0.38	0.30	
Lu	0.31		0.27	0.23	0.38					0.33
Hf	1.62	1.20	1.63	1.73	2.9	2.7	3.1	2.9	1.7	2.1
Ta	0.28	0.28	0.51	0.50	0.91	0.89	1.1	0.94	0.61	0.46
Pb	1.54	5.38	2.13	H.o	1.5	5.9	5.0	4.5	2.1	2.8
Th	1.24	0.98	1.68	2.51	1.4	2.3	2.9	2.7	1.9	1.8
U	0.25	0.23	0.39	0.58	0.34	0.54	0.67	0.61	0.62	0.42
∑REE	45.8	44.1	53.4	77.1	134.5	115.8	98.4	91.4	90.0	73.8
Eu/Eu*	0.86	1.05	0.87	0.91	0.87	0.91	0.86	0.83	0.91	0.91
$(Gd/Yb)_n$	1.26	1.32	1.37	2.09	1.75	1.50	1.55	1.46	1.38	1.33
$(La/Yb)_n$	1.94	3.15	3.29	7.07	6.87	6.58	3.40	3.86	6.83	4.12
$(La/Sm)_n$	1.46	2.07	2.22	2.64	3.21	3.73	1.88	2.28	4.29	2.83
Nb/Nb*	0.57	0.58	0.70	0.37	0.74	0.64	0.88	0.84	0.61	0.47
Ti/Y	293	349	312	488	378	305	304	302	276	271

Таблица 2. Продолжение

	Метабазиты 5 группы 10 8 10 10 10 10 7 10 10												
Компо-	10	8	10	10	10	10	10	7	10	10			
компо- ненты	2190/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/	2926/			
	215.8	1212.8	1326.6	1356.3	1378.3	1394	1429.0	1456.1	1475	1483			
	*	**	**	**	**	**	**	**	**	**			
Sc	42.2	46.6	37.7	38.2	41.1	30.6	39.0	41.7	37.7	39.4			
V	211	251	279	279	254	252	285	308	230	243			
Cr	316	246	235	247	217	137	245	262	123	208			
Co	49.7	55.1	51.4	51.2	43.8	41.8	51.9	54.9	50.5	43.7			
Ni	127	120	139	132	103	101	139	135	108	105			
Cu	72.5	23.7	62.2	71.0	43.2	51.7	80.3	112	61.9	64.9			
Ga	14.3	18.0	16.8	16.2	14.4	12.5	17.2	13.2	16.7	16.1			
Rb	1.56	22.6	31.2	8.31	9.22	17.7	10.7	6.79	9.78	23.0			
Sr	118	175	181	203	196	207	213	225	237	200			
Y	16.3	18.7	21.9	22.9	22.6	24.5	23.7	24.9	21.7	22.2			
Zr	27.6	72.9	75.0	78.2	84.8	80.9	84.7	78.7	82.4	75.2			
Nb	5.75	7.15	8.14	8.25	8.24	7.85	8.54	8.94	8.42	8.01			
Ba	85.2	174	259	195	114	298	131	184	319	145			
La	7.15	11.56	9.17	10.8	12.4	9.97	11.2	11.8	12.6	10.2			
Ce	16.3	24.9	22.1	24.1	27.5	24.0	24.0	25.8	26.6	22.8			
Pr	1.98	2.94	2.73	2.95	3.27	3.05	2.89	3.12	3.12	2.77			
Nd	8.63	12.7	12.3	13.1	13.8	12.8	12.7	13.9	13.7	12.0			
Sm	2.13	2.91	3.01	3.13	3.18	3.09	3.07	3.29	3.18	2.91			
Eu	0.71	1.05	0.97	1.09	1.00	0.91	1.10	1.02	1.05	1.02			
Gd	2.48	3.23	3.47	3.60	3.55	3.69	3.49	3.79	3.82	3.39			
Tb	0.42	0.53	0.59	0.61	0.59	0.62	0.61	0.65	0.63	0.57			
Dy Ho	2.64 0.56	3.24 0.67	3.85 0.79	3.96 0.80	3.66 0.77	3.93 0.84	3.93 0.81	4.27 0.87	4.10 0.83	3.55 0.75			
Er	1.61	1.96	2.33	2.46	2.23	2.48	2.50	2.64	2.47	2.19			
Tm	0.23	0.27	0.33	0.34	0.32	0.36	0.35	0.38	0.37	0.31			
Yb	1.51	1.87	2.19	2.32	2.24	2.42	2.36	2.54	2.44	2.11			
Lu	0.21	0.26	0.35	0.34	0.31	0.34	0.36	0.38	0.36	0.32			
Hf	0.72	1.82	2.09	2.13	1.99	2.37	2.31	2.10	2.30	1.89			
Ta	0.31	0.40	0.49	0.50	0.46	0.51	0.51	0.54	0.55	0.55			
Pb	2.36	4.44	4.21	2.66	2.20	3.14	2.78	2.65	2.46	2.79			
Th U	1.38 0.33	1.84 0.49	1.98 0.52	2.02 0.58	1.97 0.52	2.13 0.54	2.05 0.68	2.14 0.52	2.01 0.50	1.88 0.47			
ΣREE	46.5	68.1	64.1	69.6	74.8	68.5	69.3	74.4	75.2	64.9			
Eu/Eu*	0.95	1.04	0.92	0.99	0.91	0.83	1.02	0.88	0.92	0.99			
$(Gd/Yb)_n$	1.36	1.43	1.31	1.29	1.31	1.26	1.23	1.24	1.30	1.33			
$(La/Yb)_n$	3.40	4.44	3.00	3.34	3.96	2.95	3.40	3.32	3.69	3.48			
$(La/Sm)_n$	2.17	2.56	1.97	2.22	2.51	2.09	2.35	2.31	2.54	2.27			
Nb/Nb*	0.62	0.53	0.65	0.60	0.57	0.58	0.61	0.60	0.57	0.62			
Ti/Y	289	287	298	246	279	259	247	262	295	261			

Таблица 2. Окончание

Компо-	2	10		Метабазиты 6 группы 0 9 9 9 9 9						
		10	10	9	9	9	9	9	9	9
	2920/	2920/	2920/	2199/	2199/	2199/	2920/	2926/	2926/	2926/
ненты	236.7	374	597.2	168	185	201	509.2	1227.7	1261	1293
	*	*	*	*	*	*	*	**	**	**
Sc	46.8	46.2	51.5	49.7	42.9	41.4	42.9	44.2	42.5	23.7
V	272	266	304	265	235	228	257	294	291	299
Cr	108	107	126	245	210	368	111	364	339	228
Co	48.8	56.1	60.4	58.3	57.9	49.3	52.8	60.2	57.2	48.9
Ni	82.2	80.7	96.2	134	109	164	75.4	169	160	131
Cu	122	58.7	42.0	5.20	69.8	59.8	31.1	7.75	93.2	120
Ga	16.9	16.9	16.0	15.73	16.3	16.2	17.1	14.3	16.0	15.4
Rb	10.9	16.3	5.55	1.42	1.15	2.47	3.80	5.54	8.51	24.7
Sr	151	160	173	116	126	128	172	85.2	156	223
Y	21.5	20.6	23.9	21.7	16.2	16.4	19.5	19.6	19.4	21.9
Zr	61.3	56.1	70.1	36.5	25.5	25.1	49.6	20.3	19.9	54.7
Nb	4.42	4.26	4.81	3.60	2.84	2.83	3.99	3.01	2.90	3.22
Ba	70.6	337	98.2	47.7	37.1	34.5	110	26.8	49.4	115
La	7.39	7.76	7.51	3.56	3.74	3.39	4.94	3.57	3.41	3.93
Ce	16.2	17.9	17.1	9.08	9.15	8.29	11.1	9.10	8.65	10.2
Pr	2.02	2.20	2.16	1.26	1.23	1.12	1.48	1.30	1.25	1.50
Nd	9.18	9.79	10.1	5.93	6.02	5.50	7.06	6.65	6.31	7.26
Sm	2.43	2.45	2.95	1.99	1.80	1.74	2.25	2.02	1.93	2.25
Eu	0.92	0.90	0.94	0.75	0.71	0.75	0.92	0.77	0.73	0.91
Gd	3.07	3.15	3.69	2.79	2.41	2.40	2.86	2.74	2.64	3.10
Tb	0.54	0.52	0.62	0.50	0.41	0.41	0.49	0.48	0.48	0.56
Dy	3.50	3.43	4.02	3.27	2.64	2.67	3.18	3.37	3.30	3.72
Но	0.75	0.73	0.85	0.71	0.57	0.56	0.68	0.70	0.67	0.81
Er	2.19	2.16	2.45	2.10	1.70	1.67	2.03	2.15	2.11	2.39
Tm	0.32	0.31	0.34	0.31	0.24	0.24	0.28	0.30	0.30	0.34
Yb	2.16	2.08	2.25	1.95	1.62	1.57	1.93	2.07	1.98	2.38
Lu	0.32	0.29	0.34	0.29	0.22	0.23	0.27	0.32	0.30	0.36
Hf	1.52	1.49	1.80	0.88	0.66	0.71	1.30	0.66	0.80	1.74
Ta	0.24	0.24	0.27	0.20	0.17	0.17	0.22	0.19	0.18	0.26
Pb	2.46	1.49	2.42	1.11	1.73	0.90	2.67	1.30	3.50	2.74
Th	1.09	1.06	1.17	0.59	0.44	0.50	0.99	0.52	0.50	0.44
U	0.34	0.33	0.55	0.15	0.11	0.11	0.21	0.14	0.12	0.39
∑REE	51.0	53.7	55.3	34.5	32.5	30.5	39.5	35.5	34.0	39.7
Eu/Eu*	1.03	0.99	0.87	0.98	1.04	1.12	1.11	1.00	0.99	1.06
$(Gd/Yb)_n$	1.17	1.25	1.36	1.18	1.23	1.26	1.23	1.09	1.11	1.08
$(La/Yb)_n$	2.45	2.68	2.40	1.31	1.66	1.55	1.84	1.24	1.24	1.19
$(La/Sm)_n$	1.97	2.04	1.64	1.16	1.34	1.26	1.42	1.14	1.14	1.13
Nb/Nb*	0.53	0.50	0.55	0.85	0.75	0.74	0.61	0.75	0.75	0.83
Ti/Y	274	327	253	278	304	303	391	276	288	264

Примечание. Н.о. — содержание элемента не определялось, $Eu/Eu^* = (Eu)_n/[(Sm)_n \times (Gd)_n]^{1/2}$, $Nb/Nb^* = (Nb)_n/[(Th)_n \times (La)_n]^{1/2}$. Условные обозначения см. табл. 1. *ВСЕГЕИ, **ИПТМ РАН.

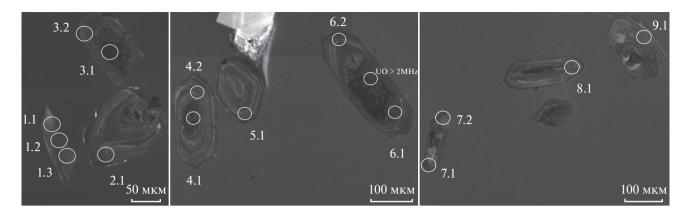


Рис. 9. Изображения цирконов в катодной люминесценции из миндалекаменного метаандезибазальта тимской свиты (обр. 4315/491) с точками определения абсолютного возраста.

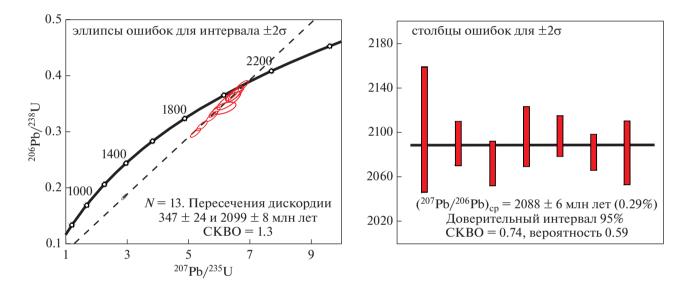


Рис. 10. Результаты изотопного датирования цирконов из метабазитов тимской свиты, образец 4315/491.

трацией Al_2O_3 (ср.) = 15.8 мас. %, пониженными TiO_2 (0.8–1.3 мас. %), P_2O_5 (0.08–0.2 мас. %), значениями магнезиальности, варьирующими от 0.36 до 0.47, $(La/Sm)_n$ = 1.1–1.4, $(Gd/Yb)_n$ = 1.1–1.3. Наблюдается отрицательная аномалия ниобия $(Nb/Nb^* = 0.61-0.85)$, Ti/Y = 264-391 (рис. 7, 8, табл. 2).

Распределение относительных объемов по группам метавулканитов, определенное по разрезам скважин, выглядит следующим образом: 1 группа ~10%, 2 группа ~20%, 3 группа ~18%, 4 группа ~1%, 5 группа ~42%, 6 группа ~9%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Отсутствие до настоящего времени изотопных U-Pb датировок основных вулканитов тимской

свиты обусловлено крайне редким присутствием циркона в метаморфизованных базальтах. После многих неудачных попыток нам удалось извлечь циркон из миндалекаменного метаандезибазальта (обр. 4315/491). Он представлен идиоморфными и субидиоморфными короткопризматическими кристаллами с острыми пирамидальными вершинами размером от 100 до 300 мкм. Зерна циркона прозрачные и полупрозрачные, а в зонах, содержащих включения других минеральных фаз и трещины, приобретают светло-коричневую окраску. В катодной люминесценции в цирконах наблюдается тонкая концентрическая зональность (рис. 9), что предполагает их исходную магматическую природу. Зональность, характерная для метаморфогенных цирконов, не установлена.

Результаты изотопного датирования приведены на рис. 10 и табл. 3. Возраст кристаллизации цирконов из миндалекаменного метаандезиба-

Таблица 3. Результаты U-Pb локальных анализов цирконов из миндалекаменного метаандезибазальта тимской свиты (обр. 4315/491)

Тошко				3U		Возраст	г, млн лет		²⁰⁶ Pb*		ρς		8 U		
ана- лиза	²⁰⁶ Pb _c ,	U, ppm	Th, ppm	$^{232}\mathrm{Th}$ $/^{238}\mathrm{U}$	²⁰⁶ Pb*, ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	D, %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶	±%	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±%	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±%	Err corr
4.1	0.42	2839	737	0.27	448	1083 ± 10	1889.5 ± 6.7	74	0.11562	0.37	2.916	1.1	0.1829	1	.942
3.1	1.50	7462	1565	0.22	1370	1232 ± 12	1754.3 ± 6.6	42	0.10731	0.36	3.116	1.1	0.2106	1	.944
6.2	0.97	355	212	0.62	91.4	1675 ± 16	2073 ± 14	24	0.1282	0.78	5.244	1.3	0.2967	1.1	.815
8.1	0.15	209	164	0.81	55.7	1736 ± 17	2072 ± 13	19	0.12813	0.73	5.459	1.3	0.309	1.1	.840
7.2	0.12	198	92	0.48	55.6	1819 ± 18	2082 ± 12	14	0.12882	0.7	5.792	1.3	0.3261	1.1	.851
1.3	5.45	169	124	0.76	52.4	1890 ± 21	2123 ± 38	12	0.1319	2.1	6.19	2.5	0.3407	1.3	.508
7.1	0.06	437	164	0.39	125	1853 ± 19	2065.7 ± 9	11	0.12764	0.51	5.862	1.3	0.3331	1.1	.914
1.2	5.56	277	199	0.74	88.9	1949 ± 31	2103 ± 29	8	0.1303	1.7	6.34	2.5	0.3529	1.9	.748
4.2	0.37	272	243	0.92	84.7	1986 ± 19	2091 ± 11	5	0.12951	0.64	6.445	1.3	0.3609	1.1	.865
5.1	0.04	291	234	0.83	90.4	1988 ± 19	2095.9 ± 9.3	5	0.12985	0.53	6.468	1.2	0.3613	1.1	.902
3.2	0.07	278	106	0.39	86.9	2001 ± 19	2073 ± 10	4	0.12814	0.59	6.431	1.3	0.364	1.1	.883
2.1	0.04	257	148	0.59	81.8	2029 ± 19	2091 ± 9.9	3	0.12949	0.56	6.603	1.3	0.3699	1.1	.893
6.1	0.01	354	217	0.63	113	2037 ± 19	2082.4 ± 8.3	2	0.12885	0.47	6.602	1.2	0.3716	1.1	.918
9.1	0.01	200	101	0.52	65.3	2075 ± 20	2082 ± 14	0	0.1288	0.79	6.744	1.4	0.3797	1.1	.821
1.1	0.17	200	98	0.51	74.5	2322 ± 23	2114 ± 12	-9	0.13118	0.68	7.84	1.4	0.4336	1.2	.870

Примечание. Ошибки возраста для доверительного интервала 1σ ; Pb_c и Pb^* — нерадиогенный и радиогенный свинец соответственно. Ошибка калибровки стандарта (1σ) — 0.46%. D, % — дискордантность.

зальта по верхнему пересечению с конкордией составляет 2099 ± 8 млн лет. Средневзвешенный $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст цирконов -2088 ± 6 млн лет.

Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

Нами был изучен изотопный состав неодима для каждой группы пород OIB- и MORB-типов. Результаты исследований приведены на рис. 11 и табл. 4. Метаферропикриты группы 1 OIB-типа характеризуются положительными значениями $\varepsilon_{\rm Nd}(2099) = +2.2$. Значения $\varepsilon_{\rm Nd}(2099) = 0$ для пород группы 2 OIB-типа. Для групп 3, 4 и 6 MORBтипа значения $\varepsilon_{Nd}(2099)$ перекрываются в пределах погрешности от -0.5 до +0.9. Из них амфиболиты группы 4 являются самыми "деплетированными" с наиболее высокой величиной отношения 147 Sm/ 144 Nd = 0.2357. Наиболее низкорадиогенный изотопный состав неодима наблюдается в породах группы 5 MORB-типа ($\varepsilon_{Nd}(2099)$ от -0.4до -2.7). Различия первичного изотопного состава метавулканитов в совокупности с последовательностью формирования указывают на гетерогенность мантийных источников и, вероятно, различную степень влияния на их состав коровой компоненты.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Петрогенезис метабазитов первого OIB-типа

Генетическое родство вулканитов, объединяемых в первый ОІВ-тип, подтверждается рядом геологических и геохимических критериев: (1) локальное развитие ферропикритов, ферро-

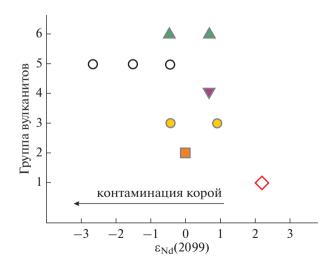


Рис. 11. Диаграммы в координатах Группа вулканитов— $\epsilon_{Nd}(2099)$ для метабазитов тимской свиты. Условные обозначения см. рис. 6.

Таблица 4. Результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований пород тимской свиты

Номер образца	Порода	Группа	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd*	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	±2σ	T**	$\epsilon_{Nd}(T)$
4320/280	Миндалекаменный метаферропикрит	1	4.33	18.8	0.1392	0.511953	0.000008	2099	+2.2
3132/334.8	Плагиоклазовый амфиболит	2	7.28	34.8	0.1266	0.511670	0.000002	2099	0
4312/419.4	Плагиоклазовый амфиболит	3	3.81	16.5	0.1392	0.511821	0.000005	2099	-0.4
7543/329	Плагиоклазовый амфиболит	3	3.64	13.6	0.1618	0.512202	0.000004	2099	+0.9
3121/253.5	Плагиоклазовый амфиболит	4	2.97	7.61	0.2357	0.513212	0.000006	2099	+0.7
7562/386	Плагиоклазовый амфиболит	5	3.03	15.1	0.1215	0.511577	0.000005	2099	-0.4
7563/481	Плагиоклазовый амфиболит	5	4.13	17.3	0.1444	0.511833	0.000004	2099	-1.6
2926/1475	Афировый метабазальт	5	3.15	13.1	0.1450	0.511787	0.000007	2099	-2.7
2199/185	Гломеропорфировый метабазальт	6	1.82	5.90	0.1867	0.512476	0.000005	2099	-0.5
2926/1227.7	Гломеропорфировый метабазальт	6	1.98	6.41	0.1868	0.512536	0.000003	2099	+0.7

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. *Погрешность 147 Sm/ 144 Nd принята не более 0.5%; **возраст формирования.

пикробазальтов и высокотитанистых базальтов в центральной части Тим-Ястребовской структуры и их чередование в разрезах (рис. 3); (2) преимущественная ассоциация с метапесчаниками, метагравелитами; (3) минеральный состав вкрапленников, коррелирующий с трендами изменения содержаний породообразующих элементов; (4) близость геохимических особенностей, таких как относительно низкие концентрации Al, Sc, Y, HREE (элементы, максимально совместимые с гранатом), фракционирование HREE, обогащение HFSE. Для вулканитов OIB-типа значения $(Gd/Yb)_n = 2-4.5$, что предполагает их образование в равновесии с гранатсодержащим реститом.

Анализ диаграмм MgO-элемент (рис. 7) и распределения редких и редкоземельных элементов (рис. 8) указывает на связь метабазитов групп 1 и 2 при дифференциации. Наличие контаминации подтверждается резким увеличением SiO₂ и снижением $\varepsilon_{Nd}(2099)$ с +2.2 до 0 (рис. 11). Для моделирования АГС-процесса в качестве исходного расплава был принят состав ферропикрита группы 1 (обр. 4320/280). Состав кумулата 0.67 Срх + +0.19Ol + 0.08Pl + 0.02Mag рассчитан здесь и далее в программе COMAGMAT-3.74 при декомпресси-

онной фракционной кристаллизации (P = 5 - 1 кбар, $fO_2 = QFM$ и $H_2O = 0.02$ мас. %). Коэффициенты распределения приняты по (Reid, 1983; Lemarchand et al., 1987; Nielsen et al., 1992; Rollinson, 1993 и ссылки в ней).

В качестве контаминантов здесь и далее выбраны породы архейского возраста, преобладающие в области развития вулканитов тимской свиты. Они представлены: (1) гнейсами обоянского комплекса, обр. 99-179 (Nd 63.4 ppm, $\varepsilon_{Nd}(2099) =$ =-11) (Савко и др., 2010) и (2) гранитами атаманского комплекса, обр. 1544/209 (Nd 42.5 ppm, $\varepsilon_{Nd}(2099) = -11.1$) (Savko et al., 2019).

Моделирование AFC-процесса показывает, что наиболее кремнекислые андезибазальты группы 2 (обр. 4315/491) могли сформироваться при ~35%-й дифференциации ферропикритов. А наиболее вероятным контаминантом является смесь архейских гнейсов обоянского и гранитов атаманского комплексов в соотношении 50:50 (рис. 12а, 12б).

По характеру распределения микроэлементов ферропикриты и ферропикробазальты тимской свиты сопоставимы с базальтами OIB-типа, а также с ферропикритами, известными от архея до

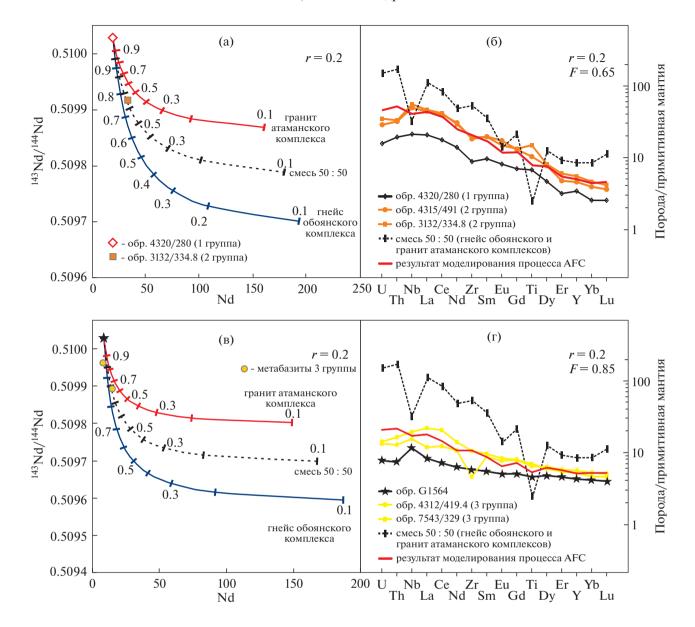


Рис. 12. Диаграммы для метабазитов групп 2 (а, б) и 3 (в, г) с линиями процесса AFC для предполагаемого исходного расплава и разновозрастных коровых контаминантов. Черточки и цифры на линиях соответствуют доле оставшегося расплава (F), значения 143 Nd/ 144 Nd рассчитаны на возраст 2099 млн лет.

фанерозоя (рис. 13). Они имеют высокие содержания MgO, Fe₂O₃, Cr и Ni (рис. 7), сильнофракционированные спектры REE. Отличительные особенности тимских ферропикритов — более низкие концентрации TiO₂, HFSE и REE (рис. 7 и 12). Пространственная и временная ассоциация с ферропикритами базальтов, в том числе высокожелезистых, наблюдаемая в разрезах тимской свиты, также отмечается многими авторами и для других регионов и временных рубежей. Во многих провинциях, так же как и в пределах Тим-Ястребовской структуры, ферропикриты обнаружены в основании магматической последовательности,

что указывает на их формирование близко к началу магматизма (Hanski, Smolkin, 1989; Gibson et al., 2000; Gibson, 2002 и др.).

Существует несколько моделей формирования ферропикритовых магм: (1) в результате плавления фрагментов восходящего мантийного плюма, представленных перидотитами, обогащенными железом (Hanski, Smolkin, 1995; Gibson et al., 2000), пироксенитами (Gibson, 2002), смесью рециклированного базальта и/или габбро с высокими содержаниями железа и титана и мантийного перидотита (Ichiyama et al., 2006; Heinonen, Luttinen, 2008); (2) плавления эклогитов,

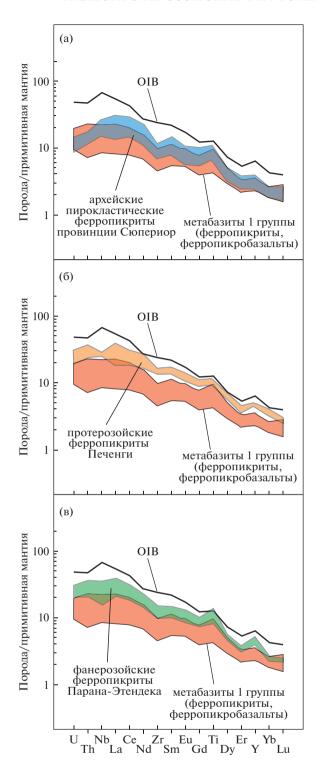


Рис. 13. Распределения редкоземельных и редких элементов в ферропикритах и ферропикробазальтах тимской свиты и разновозрастных ферропикритов мира. Концентрации элементов в примитивной мантии и состав ОІВ по (Sun, McDonough, 1989). Архейские пирокластические ферропикриты провинции Сюпериор по (Goldstein, Francis, 2008), палеопротерозойские ферропикриты Печенги по (Hanski, Smolkin, 1995), фанерозойские ферропикриты провинции Парана—Этендека по (Gibson et al., 2000).

сконцентрированных в верхней мантии и представляющих собой фрагменты расслоенной нижней континентальной коры (Zhang et al., 2017).

Сравнение ферропикритов и ферропикробазальтов тимской свиты с экспериментальными парциальными расплавами предполагает их перидотит-пироксенитовый источник (рис. 14). В пользу перидотитового компонента выступают высокие концентрации Ni и невысокие TiO₂, а на наличие пироксенитового источника указывают низкие содержания АІ₂О₃ и СаО. Подобный смешанный перилотит-пироксенитовый источник был идентифицирован для фанерозойских дайковых ферропикритов вулканической провинции Кару, Антарктида (Heinonen et al., 2013). В то же время для тимских ферропикритов и ферропикробазальтов характерны значения $(V/Lu)_n = 0.5-1.56$ (ср. = 1.15) и положительная аномалия ванадия $(V/V^* = 0.95 - 1.82 (V/V^*(cp.) = 1.45))$, рассчитано как $V/V^* = V_n/[Lu_n \times Sc_n]^{1/2}$, которые рассматриваются в качестве признака рециклированных ферробазальтов и/или Fe-Ti габбро в мантийном источнике (Heinonen, Luttinen, 2008).

Петрогенезис метабазитов второго MORB-типа

Метабазиты второго MORB-типа имеют более широкое ареальное распространение и выявлены в пределах Орловской, Тим-Ястребовской и Авильской структур. Они венчают разрез тимской свиты и чаще всего ассоциируют с углеродсодержащими сланцами либо с карбонатсодержащими породами. Главными геохимическими критериями, позволяющими объединить метабазиты 3-6 групп во второй тип, являются значения $(Gd/Yb)_n < 2$ и Ti/Y < 500, указывающие на малоглубинный безгранатовый источник магмогенерации.

Низкие значения Mg# и концентраций совместимых элементов, таких как Cr и Ni, указывают на эволюционный характер вулканитов, связанный с фракционной кристаллизацией родительских магм. В то же время сходный диапазон концентраций главных петрогенных оксидов (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO и Na₂O) на диаграммах MgO—элемент (рис. 7) предполагает, что метабазиты из каждой группы не являются производными друг друга. Различная степень обогащения легкими лантаноидами, наличие отрицательной Nb-аномалии и низкорадиогенный изотопный состав неодима $\varepsilon_{\rm Nd}(2099)$ от ± 0.9 до ± 0.9 до ± 0.9 указывают на разную степень коровой контаминации мантийных расплавов.

Метабазиты MORB-типа имеют геохимические сигнатуры обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (рис. 86, 8в) и толеитов N-MORB (рис. 8г). Наличие среди вулканитов образца 3121/253.5 (группа 4) с высокорадиогенным изотопным составом неодима (143 Nd/144 Nd =

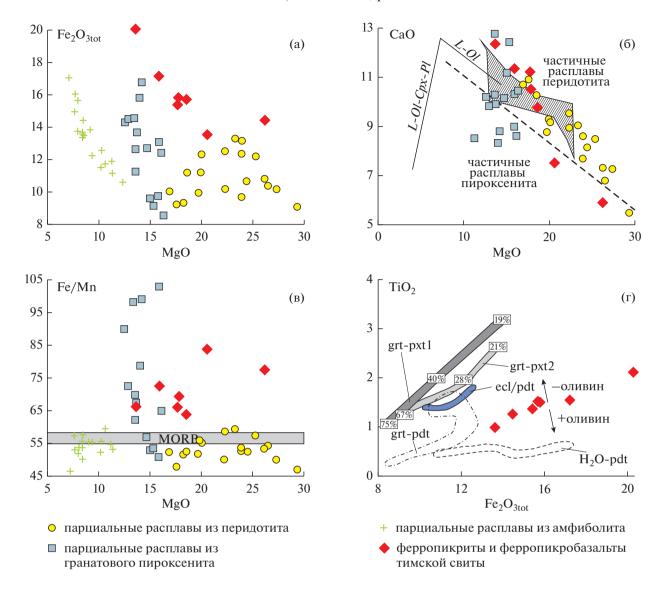


Рис. 14. Ферропикриты и ферропикробазальты тимской свиты в сравнении с экспериментальными парциальными расплавами (а—в) на основе перидотита при 3-7 ГПа, пироксенита при 2.5-7 ГПа и амфиболита при 1.5 ГПа. (г) grt-pxt1 — гранатовый пироксенит при 2.5 ГПа, ecl/pdt — смесь эклогит—перидотит при давлении 3.5 ГПа, grt-pdt — гранатовый перидотит при 4-7 ГПа, H_2O -pdt — перидотит, насыщенный H_2O при 5-11 ГПа.

Цифры с процентами — степень плавления в опытах с пироксенитом. Источник данных для (а—в) по (Zhang et al., 2017 и ссылки в ней), для (г) по (Heinonen, Luttinen, 2008 и ссылки в ней). Заштрихованная область на (б) обозначает первичные частичные расплавы перидотита. Вулканиты с содержанием CaO ниже пунктирной линии являются потенциальными частичными расплавами пироксенита или частичными расплавами с высокой степенью перидотита, подвергшимися фракционной кристаллизации оливина.

=0.513212) указывает на их происхождение из деплетированного источника. Поэтому в качестве исходных расплавов для вулканитов второго типа могли выступать примитивные пикриты MORB. Различия в концентрациях TiO_2 , P_2O_5 , индикаторных соотношениях Ti/Y, $(Gd/Yb)_n$ (рис. 7) и распределении редких и редкоземельных элементов позволяют предположить, что исходные пикриты были в разной степени обогащены этими элементами. Для моделирования AFC-про-

цесса в качестве возможных аналогов исходных расплавов мы привлекли составы пикритов MORB-типа: (1) обогащенный пикрит с о-ва Маккуори, обр. G1564 (Husen et al., 2016), и (2) деплетированный пикрит с о-ва Баффинова Земля, обр. AP04 (Starkey et al., 2009). Образцы имеют примерно равные концентрации петрогенных оксидов, но значительно отличаются по содержанию микроэлементов. Учитывая наличие среди вулканитов образца 3121/253.5, имеющего изо-

топные параметры деплетированного источника, в качестве оценки начального изотопного состава неодима в исходном расплаве мы можем принять параметры DM, тогда значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd исходного расплава для возраста 2099 млн лет назад составит 0.51003, в соответствии с моделью (Goldstein, Jacobsen, 1988).

Результаты расчетов AFC-процесса для предполагаемых исходных расплавов и возможных архейских контаминантов показаны на рис. 12 и 15. Составы, эквивалентные метабазитам группы 3. могли сформироваться при ~15%-й дифференциации обогащенного пикрита (обр. AP04). Состав кумулата -0.3Cpx + 0.39Ol + 0.31Pl. Наиболее вероятным контаминантом, так же как и для пород группы 2 OIB-типа, является смесь архейских гнейсов обоянского комплекса и гранитов атаманского комплексов в соотношении 50 : 50 (рис. 12в, 12г). Попытка моделировать состав метабазитов группы 3 путем AFC-процесса с использованием деплетированного пикрита (обр. G1564) показывает несходимость данных элементного и изотопного расчетов для параметра F от 20 до 30%, в зависимости от параметра *r* и состава контаминанта.

Составы, эквивалентные метабазитам группы 5, моделируются при использовании в качестве исходного расплава как обогащенного, так и деплетированного пикрита. Кумулусная ассоциация представлена 0.47*Cpx* + 0.21*Ol* + 0.3*Pl* + 0.02*Mag*. Для производных обогащенного пикрита контаминантом могли выступать гнейсы обоянского комплекса (рис. 15а, 15б). Расчет модели АFC для деплетированного пикрита показывает хорошую сходимость результатов между элементными и изотопными данными только для метабазитов из скв. 2926 (обр. 2926/1475) (рис. 15в, 15г). Они чередуются в разрезе с базальтами группы 6 (рис. 3) и, вероятно, являются их более контаминированными и дифференцированными аналогами. Отдельно стоит отметить увеличение значения параметра r (отношение массы ассимилянта к массе кумулата), по сравнению с метабазитами группы 3, что указывает на больший вклад коровой компоненты в состав метабазитов группы 5 и напрямую коррелирует с низкорадиогенным изотопным составом неодима в них ($\varepsilon_{Nd}(2100) = -0.4...-2.7$).

Составы, эквивалентные метабазитам группы 6, могли быть получены при $\sim 15\%$ -й дифференциации мантийных деплетированных расплавов (состав кумулата 0.9Ol + 0.1Pl) и наиболее низким вкладом коровой компоненты (r = 0.1), представленной смесью архейских гнейсов и гранитов в соотношении 50:50 (рис. 15π , 15e).

Метабазальты группы 4 являются "эндемиками", выявленными в одной скважине, и представляют собой наименее контаминированные породы, что подтверждается преобладанием тяжелых REE над легкими $((\text{La/Yb})_n = 0.6)$ и высо-

корадиогенным изотопным составом неодима (143 Nd/ 144 Nd = 0.513212). Состав, эквивалентный метабазитам группы 4, может быть получен при \sim 60%-й фракционной дифференциации из деплетированного пикрита кумулусной ассоциации 0.42Ol+0.31Pl+0.27Cpx.

Таким образом, все разнообразие составов вулканитов второго типа объясняется различной степенью дифференциации и контаминации в различной степени обогащенных пикритов MORB-типа.

Геохронология циркона и возраст процессов рифтогенеза

U-Pb геохронометрию по цирконам, которая широко используется при датировании пород среднего и кислого состава, следует с осторожностью привлекать при датировании базитов из-за целого ряда факторов. Главным из них является довольно редкая встречаемость в базитах собственно магматических цирконов, поскольку при низком содержании SiO_2 в этих расплавах кристаллизуется не циркон, а бадделеит. Поэтому часто цирконы, выделенные из метаморфизованных базитов, имеют ксеногенную или метаморфогенную природу, и их возраст не отвечает времени кристаллизации расплавов (Самсонов и др., 2012).

Считается, что наиболее благоприятными породами основного состава для кристаллизации цирконов in situ являются крупнокристаллические разности центральных и верхних зон дифференцированных массивов, представляющие собой заключительные продукты дифференциации. Недосыщенность основных расплавов SiO₂ способствует растворимости в них циркона и препятствует его кристаллизации. Моделирование процесса AFC (рис. 12a, 12б) показывает, что накопление SiO₂ в расплаве могло произойти за счет коровой контаминации и глубокой дифференциации ферропикритов. Состав андезибазальта (обр. 4315/491) является кварц-нормативным с содержанием кварца 12.7 мас. %, что при достаточно высоком содержании циркония (~200 ррт) позволило кристаллизоваться циркону in situ.

Существует вероятность захвата циркона при контаминации мантийных расплавов в верхней коре либо в приповерхностных условиях из подстилающих базальты осадков. Однако цирконы из пород Курского блока характеризуется несколькими возрастными кластерами: 3.55—3.4, 3.1—2.95, 2.8, 2.6 и 2.07—2.04 млрд лет. U-Pb возраст ксеногенных цирконов из риолитов с возрастом 2.05 млрд лет (скв. 3042) в Тим-Ястребовской структуре попадает в три кластера: 3.54—3.19, 2.8 и 2.6 млрд лет (Savko et al., 2020). Гипотетическим источником цирконов с возрастом 2.1 млрд лет могли выступать туфы Волго-Донского орогена (2.17—2.07 млн лет), которые могут быть частью

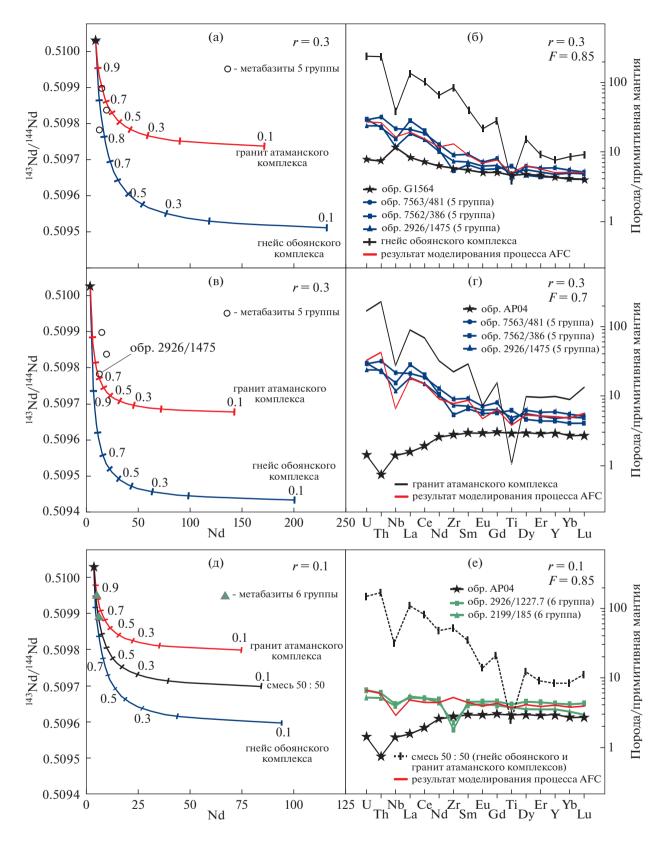


Рис. 15. Диаграммы для метабазитов групп 5 (а—г) и 6 (д, е) с линиями процесса AFC для предполагаемого исходного расплава и разновозрастных коровых контаминантов. Звездочкой показан предполагаемый исходный расплав. Черточки и цифры на линиях соответствуют доле оставшегося расплава (F), значения 143 Nd/ 144 Nd рассчитаны на возраст 2099 млн лет.

осадочного разреза тимской свиты. Туфы в качестве источника циркона обосновываются отсутствием следов окатанности, а форма и внутреннее строение указывают на его магматическую природу. Наличие в метаандезибазальтах цирконов с возрастом только 2099 ± 8 млн лет из всего возрастного диапазона формирования пород Курского блока (3.55–2.04 млрд лет) и туфов (2.17–2.07 млрд лет) ставит под сомнение возможность ксеногенной природы исследуемых цирконов.

При метаморфизме амфиболитовой фации в породах основного состава происходит замещение имеющегося бадделеита цирконом либо перекристаллизация исходного циркона под воздействием метаморфического флюида. Форма новообразованных метаморфических цирконов, как правило, изометричная или короткопризматическая. Основной чертой внутреннего строения метаморфических цирконов, проявленной как в отраженных электронах, так и в катодолюминесценции, является отсутствие четко выраженной ростовой зональности либо наличие тонких обрастаний (кайм) на цирконе предыдущей генерации (Каулина, 2010 и ссылки в ней). Цирконы из обр. 4315/491 имеют хорошо сформированные грани и вершины, а также тонкую эвгедральную зональность, что указывает на их магматическое происхождение и отсутствие сколько-нибудь значимых метаморфических изменений. К тому же возраст регионального метаморфизма в пределах Курского блока и Волго-Донского орогена неоднократно датирован как ~2.07 млрд лет, что моложе возраста цирконов из метаандезибазальтов на 30 млн лет.

Таким образом, учитывая положение датированных вулканитов в основании вулканогенно-осадочного разреза тимской свиты и их метаморфическую проработку на рубеже 2072 ± 7 млн лет (Savko et al., 2018), можно говорить о формировании Орлово-Тимской рифтогенной структуры в узком временном интервале 2.1-2.07 млрд лет.

Геодинамический механизм формирования рифтов

К настоящему времени в палеопротерозое на территории Курского блока и Волго-Донского орогена можно зафиксировать ряд реперных событий: (1) закрытие Волго-Донского океана ~2.2—2.1 млрд лет (Terentiev et al., 2017), (2) начало коллизии Курского блока и Волго-Донского орогена ~2.1 млрд лет (Щипанский и др., 2007) и (3) региональный метаморфизм ~2.07 млрд лет (Savko et al., 2018). Полученные нами данные о возрасте основных вулканитов позволяют ограничить время формирования Орловско-Тимской рифтогенной структуры интервалом ~2.1—2.07 млрд лет. Подобная синхронизация рифтообразования на Курском блоке и конвергентных — коллизионных — процессов в смежном Волго-Донском океане, в

совокупности с эволюцией вулканитов от глубинных ферропикритов до малоглубинных толеитов, позволяет утверждать, что базитовый вулканизм в пределах Орловско-Тимской рифтогенной структуры связан с прекращением субдукции океанической плиты на рубеже около 2.1 млрд лет под континентальную окраину Курского блока. Отрыв субдуцируемой океанической плиты привел к образованию плитного окна (slab-window), что инициировало апвеллинг астеносферной мантии с постепенным растяжением и утонением перекрывающей литосферы, развитие процессов рассеянного рифтогенеза и базальтового магматизма (рис. 16).

Подобные тектонические обстановки широко проявлены в фанерозое. Толеитовый магматизм каменноугольного возраста, инициированный деструкцией субдуцируемой океанической плиты, известен в Западно-Джунгарской области Центрально-Азиатского орогенного пояса (Тапд et al., 2012). Щелочные и субщелочные базальты позднемиоцен-плиоценового возраста с внутриплитными геохимическими характеристиками проявлены в пределах Восточно-Камчатского вулканического пояса (Авдейко и др., 2010), базальты палеогенового возраста в Патагонии (Агаgon et al., 2013), палеоцен-эоценового на Аляске и миоценового в Калифорнии (Fletcher et al., 2007; Cole, Stewart, 2009).

Проявления ферропикритов в мире редки, они встречаются в виде небольших потоков и даек. Фанерозойские обнажения связаны исключительно с крупными изверженными провинциями (Gibson et al., 2000; Gibson, 2002; Heinonen, Luttinen, 2008; Sobolev et al., 2009), тогда как архейские ферропикриты являются частью зеленокаменных поясов (Francis et al., 1999; Goldstein, Francis, 2008). Генерацию ферропикритов связывают с мантийными плюмами (например, Gibson et al., 2000; Gibson 2002; Ichiyama et al., 2006). Набор имеющихся у нас данных пока не позволяет однозначно определить источник ферропикритов тимской свиты. Однако тектоническая обстановка свидетельствует об их генерации в зоне деструкции субдуцированной океанической плиты (рис. 16б). При этом частичные выплавки дезинтегрированной эклогитизированной океанической коры могли обогащать перидотит с образованием гибридных пироксенитов, что хорошо согласуется с предварительными данными о смешанном перидотит-пироксенитовом источнике (рис. 14) с возможной рециклинговой компонентой.

выводы

1. В пределах Курского блока Восточной Сарматии вулканиты тимской свиты распространены в Орловской, Тим-Ястребовской, Авильской синформах и представлены ферропикритами, ферро-

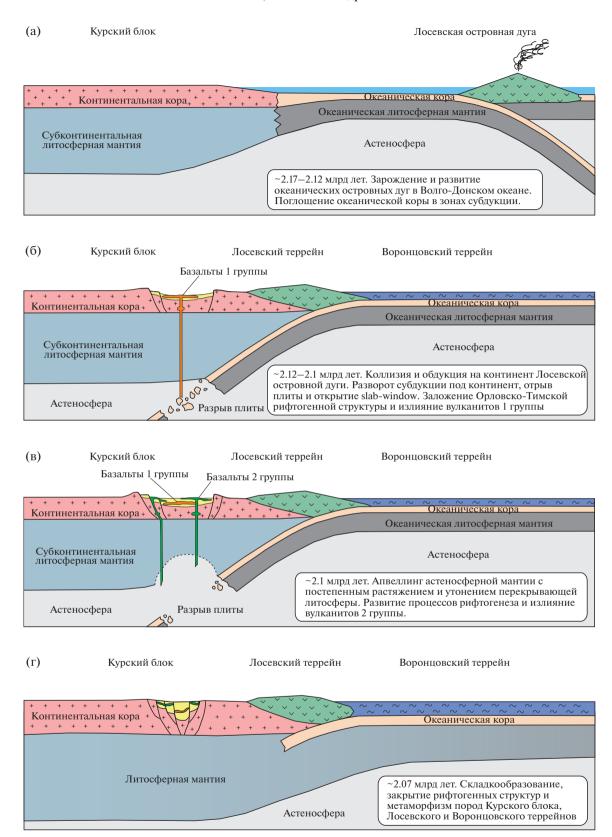


Рис. 16. Схематическая модель формирования Орловско-Тимской структуры.

пикробазальтами, базальтами и андезибазальтами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Возраст их формирования 2099 ± 8 млн лет. Положение датированных вулканитов в основании вулканогенно-осадочного разреза тимской свиты и их метаморфическая проработка позволяет ограничить время формирования Орловско-Тимской рифтогенной структуры интервалом $\sim 2.1-2.07$ млрд лет.

- 2. Изотопно-геохимические характеристики метавулканитов позволили разделить их на два петрогенетических типа: OIB и MORB, состав которых определялся составом мантийного источника. Различия между группами в каждом типе могут быть обеспечены за счет процессов дифференциации и коровой контаминации архейскими породами Курского блока. В качестве исходного расплава для метабазитов ОІВ-типа (ферропикриты, ферропикробазальты, высокотитанистые базальты и андезибазальты) предполагается состав, эквивалентный ферропикриту, который сформировался в результате плавления гранатсодержащего мантийного источника. Исходным расплавом для базальтов и андезибазальтов второго типа могли выступать в различной степени обогащенные пикриты MORB, сформированные из перидотитового источника в равновесии с безгранатовым реститом.
- 3. Проявления базальтового магматизма тимской свиты связаны с процессами апвеллинга расплавов из астеносферной мантии в зоне деструкции субдуцированной океанической плиты (slab-window) в обстановке аккреционно-коллизионного взаимодействия Курского блока и Волго-Донского орогена на рубеже около 2100 млн лет. Образование контрастных по петрогенезису, но близких по возрасту магм, по-видимому, происходило на разных стадиях взаимодействия астеносферной мантии с дезинтегрированной эклогитизированной океанической корой, субконтинентальной литосферной мантией и континентальной корой.
- 4. Учитывая период формирования Орловско-Тимской рифтогенной структуры ~2.1—2.07 млрд лет, корреляции мегаблока Сарматия с суперкратоном Ваалбара, состоящим из кратонов Пилбара и Каапвааль, нужно ограничить интервалом 2.8— 2.3 млрд лет, до накопления вулканогенно-осадочной толщи тимской свиты.

Благодарности. Авторы благодарны А.А. Носовой (ИГЕМ РАН) за обстоятельную рецензию и конструктивные замечания, которые существенно улучшили настоящую статью.

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-35-00058) и Госзадания лаборатории петрографии ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Внутриплитные базальты и адакиты Восточной Камчатки: условия образования // Вестн. КРАУНЦ. Сер. Науки о Земле. 2010. № 2. Вып. № 16. С. 55—65.

Артеменко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып. 21. С. 129—142.

Богатиков О.А., Петров О.В., Морозов А.Ф. и др. Петрографический кодекс. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 198 с.

Каулина Т.В. Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2010. 144 с.

Савко К.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма гранулитовых комплексов Воронежского кристаллического массива: результаты U-Рь геохронологических исследований монацита // Докл. АН. 2010. Т. 435. № 5. С. 647—652.

Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базиков Н.С. Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3—26.

Савко К.А., Самсонов А.В., Сальникова Е.Б. и др. Геохронология ТТГ-ассоциации в мезоархее Курского блока Восточной Сарматии // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2019а. № 2. С. 70—80.

Савко К.А. Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Мезоархейские кислые вулканиты Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляции с Украинским щитом // Докл. АН. 2019б. Т. 486. № 6. С. 718—722.

Савко К.А., Самсонов А.В., Овчинникова М.Ю. Кратоны Сарматия и Сан-Франциско, пропушенные фрагменты суперкратона Ваалбара: палеоконтинентальные корреляции // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия "Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика". СПб.: "Свое издательство", 2019в. 245 с.

Самсонов А.В., Сальникова Е.Б., Ларионова Ю.О. и др. U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr изотопные исследования внутриплитных базитов: проблемы датирования и пути их решения // Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. C. 326—329.

Холин В.М. Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 2001. 23 с.

Холин В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. О геодинамике формирования и развития Тим-Ястребовской структуры КМА // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. Геология. 1998. № 5. С. 51—59.

Чернышов Н.М. Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н. Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21—30.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43—70.

Aragon E., Pinotti L., D'Eramo F. et al. The Farallon-Aluk ridge collision with South America: implications for the geochemical changes of slab window magmas from fore- to back-arc // Geosci. Front. 2013. V. 4. P. 377—388.

Bogdanova S., Gorbatschev R., Grad M. et al. EURO-BRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // Geological Society London Memoirs. 2006. № 32. P. 599–628.

Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G. EUROPE – East European Craton // Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Amsterdam: Elsevier, 2016. P. 1–18.

Cole R.B., Stewart B.W. Continental margin volcanism at sites of spreading ridge subduction: examples from southern Alaska and western California // Tectonophysics. 2009. V. 464. P. 118–136.

Fletcher J.M., Grove M., Kimbrough D. et al. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas // Geol. Soc. Amer. Bull. 2007. V. 119. P. 1313–1336.

Francis D., Ludden J., Johnstone R., Davis W. Picrite evidence for more Fe in Archean mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 167. P. 197–213.

Gibson S.A. Major element heterogeneity in Archean to Recent mantle plume starting-heads // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 195. P. 59–74.

Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P. Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 174. P. 355–374.

Goldstein S.B., Francis D. The petrogenesis and mantle source of Archaean ferropicrites from the western Superior Province, Ontario, Canada // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 1729–1753.

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. № 3. P. 249–265.

Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. V. 64. P. 3–21.

Hanski E.J., Smolkin V.F. Pechenga Ferropicrites and other Early Proterozoic Picrites in the Eastern Part of the Baltic Shield // Precambrian Res. 1989. V. 45. P. 63–82.

Hanski E.J., Smolkin V.F. Iron- and LREE-enriched mantle source for early Proterozoic intraplate magmatism as exemplified by the Pechenga ferropicrites, Kola Peninsula, Russia // Lithos. 1995. V. 34. P. 107–125.

Husen A., Kamenetsky V.S., Everard J.L., Kamenetsky M.B. Transition from ultra-enriched to ultra-depleted primary MORB melts in a single volcanic suite (Macquarie Island, SW Pacific): Implications for mantle source, melting process and plumbing system // Geochim. Cosmochim. Acta. 2016. V. 185. P. 112–128.

Heinonen J.S., Luttinen A.V. Jurassic dikes of Vestfjella, western Dronning Maud Land, Antarctica: geochemical tracing of ferropicrite sources // Lithos. 2008. V. 105. P. 347–364.

Heinonen J.S., Luttinen A.V., Riley T.R., Michallik R.M. Mixed pyroxenite-peridotite sources for mafic and ultramafic dikes from the Antarctic segment of the Karoo continental flood basalt province // Lithos. 2013. V. 177. P. 366—380.

Ichiyama Y., Ishiwatari A., Hirahara Y., Shuto K. Geochemical and isotopic constraints on the genesis of the Permian ferropicritic rocks from the Mino-Tamba belt, SW Japan // Lithos. 2006. V. 89. P. 47–65.

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. Geological Society London Memoirs. 2004. V. 30. P. 69–74.

Le Maitre R.W (ed.), Streckeisen A., Zanettin B. et al. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press, 2002. 236 p.

Lemarchand F., Benoit V., Calais G. Trace element distribution coefficients in alkaline series // Geochim. Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 1071–1081.

Ludwig K.R. Isoplot/Ex ver. 3.6. // Berkeley Geochronology Center Special Publications. 2008. № 4. 77 p.

Ludwig K.R. SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005. 22 p. http://www.bgc.org/klprogram-menu.html

Nielsen R.L., Gallahan W.E., Newberger F. Experimentally determined mineral-melt partition coefficients for Sc, Y and REE for olivine, orthopyroxene, pigeonite, magnetite and ilmenite // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 110. P. 488–499.

Polyakova T.N., Savko K.A., Skryabin V.Yu. Evolutions of Early Proterozoic metamorphism within Tim-Yastrebovskaya Paleorift, Voronezh Crystalline Massif, East-European Platform: Metapelite systematic, phase equilibrium and P-T conditions // Ed. H. Thomas. Metamorphism and Crustal Evolution. New Delhi: Atlantic Publishers and Distributors, 2005. P. 26–72.

Reid F. Origin of the rhyolitic rocks of the Taupo Volcanic Zone, New-Zealand // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1983. V. 15. № 4. P. 315–338.

Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Chichester, 1993. 352 p.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B. et al. The Early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia // Precambrian Res. 2018. V. 311. P. 1–23.

Savko K.A., Samsonov A.V., Kholina N.V. et al. 2.6 Ga high-Si rhyolites and granites in the Kursk Domain, Eastern Sarmatia: Petrology and application for the Archaean palaeocontinental correlations // Precambrian Res. 2019. V. 322. P. 170–192.

Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N. et al. Paleoarchean core of the Eastern Sarmatia, Kursk Domain: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application // Precambrian Res. 2020 (in press).

Sobolev A.V., Krivolutskaya N.A., Kuzmin D.V. Petrology of the parental melts and mantle sources of Siberian trap magmatism // Petrology. 2009. V. 17. № 3. P. 253–286.

Starkey N.A., Stuart F.M., Ellam R.M. et al. Helium isotopes in early Iceland plume picrites: Constraints on the composition of high ³He/⁴He mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 277. P. 91–100.

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

Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention of the ust of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359—362.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematic of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // JJ. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313—345.

Tang G.-J., Wyman D.A., Wang Q. et al. Asthenosphere—lithosphere interaction triggered by a slab window during

ridge subduction: Trace element and Sr-Nd-Hf-Os isotopic evidence from Late Carboniferous tholeites in the western Junggar area (NW China) // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 329–330. P. 84–96.

Terentiev R.A., Santosh M. Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics // Int. Geol. Rev. 2016. V. 58. № 9. P. 1108–1126.

Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. Paleoproterozoic evolution of the arc—back-arc system in the East Sarmatian orogen (East European Craton): zircon shrimp geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite // Amer. J. Sci. 2017. V. 317. P. 707–753.

Zhang J.B., Liu Y.S., Ling W.L., Gao S. Pressure-dependent compatibility of iron in garnet: Insights into the origin of ferropicritic melt // Geochim. Cosmochim. Acta. 2017. V. 197. P. 356–377.

The Paleoproterozoic OIB- and MORB-Types Rift Volcanics of the Kursk Block, Eastern Sarmatia: Petrology and Geodynamics

S. V. Tsybulyaev¹, K. A. Savko^{1, 2}, A. V. Samsonov³, and E. H. Korish¹

¹Voronezh State University, Voronezh, Russia ²Russian State University for Geological Prospecting, Stary Oskol Branch, Russia ³Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry RAS, Moscow, Russia

The Tim Formation metabasites occur in the Paleoproterozoic Orel, Tim-Yastrebovka, Avilskaya synforms within the Archean Kursk block of Eastern Sarmatia. Volcanics are represented by picrites, picrobasalts, basalts and basaltic andesites, metamorphosed under the conditions of greenschist and epidote-amphibolite facies. The age of their formation, determined from zircon (SIMS method), is 2099 ± 8 Ma. With respect to the $(Gd/Yb)_n$ and Ti/Y ratios, the volcanics of the Tim Formation are subdivided into two types. The first OIB-type includes metabasites with a ratio $(Gd/Yb)_n > 2$ and Ti/Y > 500. The composition of the initial melts for them is assumed to be equivalent to ferropicrite, which was formed as a result of melting of a garnet-bearing mantle source. The second MORB-type is characterized by the values $(Gd/Yb)_n < 2$ and Ti/Y < 500, indicating a shallow, garnet-free source of magma generation. The initial melts for them could be variously enriched MORB-type picrites. The formation of these magmas, contrasting in petrogenesis, but close in age, apparently occurred at different stages of the interaction of the asthenospheric mantle with the destructured eclogitized oceanic crust, subcontinental lithospheric mantle and continental crust, under conditions associated with the destruction of the subducted oceanic plate in the setting of the accretion-collisional interaction of the Kursk Domain and the Volga-Don Orogen.

Keywords: Kursk block, Sarmatia, geochronology, isotopic age, ferropicrites, basalts, slab-window

УЛК 552.46:552.163:551.71:550.93

Sr- и C-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ПОТЕНЦИАЛ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ КАРБОНАТОВ В УСЛОВИЯХ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНОГО МЕТАМОРФИЗМА: МРАМОРЫ РУСКЕАЛЫ, КАРЕЛИЯ

© 2021 г. А. Б. Кузнецов^{а, *}, И. М. Горохов^а, П. Я. Азимов^а, Е. О. Дубинина^b

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия ^bИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия *e-mail: antonbor9@mail.ru

> Поступила в редакцию 20.05.2020 г. После доработки 15.06.2020 г. Принята к публикации 07.10.2020 г.

Впервые проведено комплексное петрологическое и изотопно-геохимическое изучение мраморов верхнего горизонта сортавальской серии северо-восточной линзы месторождения Рускеала в Северном Приладожье. Петрологическое исследование показало, что карбонатные породы сортавальской серии подверглись метаморфизму среднетемпературной амфиболитовой фации низких давлений. Минеральные парагенезисы рускеальских мраморов сформированы при температурах 550-600°С и давлениях \sim 3—5 кбар в равновесии со смешанным водно-углекислотным флюидом с $X_{\rm CO_2}\sim$ 0.5—0.8. Доломитовые мраморы содержат примесь (до 2%) тонкодисперсного углеродистого вещества и около 8—15% кальцита. Доломиты содержат небольшие количества Мп (70-110 мкг/г) и Fe (1600-3600 мкг/г) и много Sr (122-256 мкг/г). Первичные отношения 87 Sr/ 86 Sr в доломитах лежат в диапазоне 0.70465-0.70522, значения δ^{13} С варьируют в пределах $+0.6 \dots +1.9 \%$, а $\delta^{18}O - -13.2 \dots -10.2\%$ (V-PDB). Кальцитовые мраморы лишены углеродистой примеси, имеют очень низкие содержания \dot{Mg} (0.2–0.8%), \dot{Mn} (10– 90 мкг/г) и Fe (160-640 мкг/г) и высокую концентрацию Sr (850-2750 мкг/г). Первичные отношения 87 Sr/ 86 Sr в кальцитовых мраморах колеблются от 0.70482 до 0.70489, значения δ^{13} C — от 1.5 до 2.1‰, а δ^{18} O — от —10.9 до —8.1‰ (V-PDB). В мраморах с тремолитом отношение 87 Sr/ 86 Sr повышается до 0.70522, а значения δ^{13} C и δ^{18} O понижаются до 0.1‰ и —12.2‰ соответственно. Установлен изохимический характер метаморфизма, при котором кальцитовые и доломитовые мраморы месторождения Рускеала даже в условиях среднетемпературной амфиболитовой фации сохранили уникальный Sr- и C-хемостратиграфический потенциал для реконструкции 87 Sr/ 86 Sr и δ^{13} C в среде отложения палеопротерозойских карбонатных осадков. Отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в свекофеннском океане около 1.9-2.0 млрд лет назад составляло 0.70463-0.70492 при $\delta^{13}C=\pm 1.5\pm 1\%$. Новые Sr-изотопные данные указывают на увеличение доли радиогенного Sr в океане на рубеже около 2 млрд лет назад, вероятно, из-за прироста континентальной коры и усиления интенсивности ее выветривания. Значения величины δ^{13} С в людиковийских карбонатах определяют начало С-изотопного стазиса в океане после ломагунди-ятулийской аномалии.

Ключевые слова: мраморы, региональный метаморфизм, Северное Приладожье, изотопы стронция, изотопы углерода, палеопротерозой, людиковий

DOI: 10.31857/S0869590321010039

ВВЕДЕНИЕ

Осадочные и метаосадочные карбонатные породы являются важнейшим источником информации о химическом и изотопном составе океанов в геологическом прошлом. Фундаментальное значение этой информации определяется тем, что долговременные тренды в изотопном составе химических элементов, растворенных в морской воде, вызваны изменениями глобальных интегрированных потоков вещества в океан. Эти изменения происходили под влиянием эволюции земной коры, гидросферы, атмосферы и биосферы. Нарушение

баланса как внутри, так и между геосферами неизбежно отражалось на составе океана, в котором
хемогенные осадки накапливались и исправно регистрировали крупные изотопно-геохимические изменения. Помимо этого, полученные кривые вариаций изотопных составов стронция и углерода в
океане оказались пригодными для нового инструмента датирования и корреляций морских хемогенных осадков — изотопной хемостратиграфии.

Идея использования изотопного отношения $^{87}\mathrm{Sr}/^{86}\mathrm{Sr}$ в морских хемогенных осадках в качестве геохронометра и средства их корреляции была

выдвинута в середине прошлого столетия (Wickтап, 1948). Она основывалась на том, что отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане формируется при выветривании пород земной коры и равномерно увеличивается во времени. Первые попытки воплотить эту гипотезу в жизнь опирались на изучение трех образцов докембрийских метакарбонатных пород из провинций Булавайо, Гренвилль и Белт (Gast, 1955) и мраморов Балтийского щита — месторождения Рускеала в Приладожье и острова Мраморный в Белом море (Герлинг, Шуколюков, 1957). Пионерские исследования показали, что рост отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в хемогенных породах Земли очень невелик и поэтому не мог быть надежно измерен на масс-спектрометрах того времени. Кроме того, авторы высказали предположение, что докембрийские породы были "загрязнены стронцием неизвестного происхождения". Это, наряду с недостаточностью знаний о геохимическом цикле стронция в океанах и сообщавшихся с ними морских бассейнах, надолго отодвинуло реализацию идеи изотопной хемостратиграфии.

Несколько десятилетий потребовалось для того. чтобы точность масс-спектрометрических измерений стала достаточной для успешного возрождения этой идеи. К тому времени стало известно, что величина отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане не увеличивается монотонно, а управляется соотношением двух глобальных потоков, которые формируются в пределах изотопно различных резервуаров: мантийного с низким отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и континентального с высоким значением этого отношения (Spooner, 1976). Первые исследования изотопного состава углерода в хемогенных осадках открыли связь вариаций ¹³C/¹²C с палеоклиматическими, биотическими и вулканическими событиями и показали пригодность этих вариаций для хемостратиграфической корреляции (Галимов и др., 1975; Schidlowski et al., 1976; Veizer, Hoefs, 1976; Scholle, Arthur, 1980; Veizer et al., 1980).

Реконструкция докембрийской истории океанов, охватывающей 2-3 млрд лет, требует изучения преимущественно метаосадочных карбонатных пород, обнаженных на архейских-протерозойских щитах и в орогенных поясах. Сегодняшний химический состав метаморфизованных карбонатных пород отражает не только комбинацию характеристик, унаследованных от первичных карбонатных осадков, но и признаки, которые являются следствием диагенетической и метаморфической перекристаллизации. Превращение осадочных известняков и доломитов в мраморы происходит при высоких температурах, давлениях и участии различных флюидов, которые изменяют структуру породы и могут образовывать новые минералы. Чтобы получить информацию о химическом и изотопном составе морской воды, из которой

осаждались карбонаты, необходимо взглянуть сквозь эту постседиментационную перестройку. Многочисленные работы продемонстрировали, что метаморфизованные карбонаты, и даже мраморы амфиболитовой фации, при определенных условиях действительно способны сохранять Sr- и С-изотопные метки исходного осадка до настоящего времени (Ghent, O'Neil, 1985; Baker, Fallick, 1988; Veizer et al., 1990; Boulvais et al., 1998; Горохов и др., 1998, 2016; Melezhik et al., 2002, 2003, 2005; Bolhar et al., 2002; Овчинникова и др., 2007; Дюфур и др., 2007; Satish-Кита et al., 2008; Maheshwari et al., 2010; Frimmel, 2010; Kuznetsov et al., 2010; Кузнецов и др., 2018; Sial et al., 2019 и др.).

В настоящей работе мы реконструируем Sr- и С-изотопные характеристики карбонатных осадков свекофенноского океана в людиковии. Мы применяем комплексный подход, включающий: (1) оценку и уточнение уровня метаморфизма изучаемой карбонатной последовательности на основе минеральных парагенезисов силикатно-карбонатных и силикатных пород, ассоциирующих с мраморами; и (2) идентификацию с помощью геохимических критериев образцов с наименее нарушенными изотопными системами. Предметом изучения явились метаморфизованные карбонатные породы сортавальской серии Северного Приладожья — мраморы месторождения Рускеала. Образец этого месторождения был одним из первых объектов для восстановления изотопных характеристик океана древней Земли. Таким образом, представляемая статья продолжает исследование наших выдающихся соотечественников Э.К. Герлинга и Ю.А. Шуколюкова (1957).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Месторождение мраморов Рускеала находится вблизи г. Сортавала. Оно является старейшим и крупнейшим местом добычи облицовочных мраморов в Северном Приладожье. Благодаря высокому декоративному качеству, рускеальские мраморы широко использовались в архитектуре и отделке интерьеров с середины XVII в.

Северное Приладожье расположено на юговосточном фланге Раахе-Ладожской шовной зоны (рис. 1) — области сочленения двух крупных структур Фенноскандинавского щита: архейского Карельского кратона и палеопротерозойского Свекофеннского аккреционного орогена (Геология и петрология ..., 2000; Bushmin, Glebovitsky, 2016). Нижний структурно-стратиграфический этаж образуют архейские гранито-гнейсы краевой части Карельского кратона, на которые ложатся породы верхнего структурного этажа: сортавальской и ладожской серий. Сортавальская серия (Кратц, 1963; Светов, Свириденко, 1992; Шульдинер и др., 1996) сложена, главным образом, метаморфизованными лавами и туфами основного и реже

среднего состава, среди которых выделяются два карбонатных горизонта (Кратц, 1963; Кицул, 1963) и небольшие прослои терригенных пород. Ладожская серия состоит преимущественно из метатерригенных пород, протолитом которых были граувакк-глинистые турбидитовые осадки (Демидов, Кратц, 1958).

Время формирования метавулканитов сортавальской серии до сих пор точно не определено. Оценки возраста вулканических процессов для этой серии колеблются от 1.96—1.99 млрд лет (U-Pb возраст цирконов из сортавальских метадацитов и дайки метагаббро, рассматриваемой как подводящий канал вулканитов; Геология и петрология ..., 2000) до 2.05—2.10 млрд лет (Sm-Nd метод по валовым пробам вулканогенных пород серии; Матреничев, Матреничев, 2010). Возможности корректной интерпретации имеющихся данных снижаются из-за отсутствия в обеих цитированных публикациях методики геохронологических исследований и сведений об анализе стандартных образцов.

Согласно геологическим данным, отложения сортавальской серии (ее большей верхней части) относят к людиковийскому надгоризонту Фенноскандинавского щита, который был выделен для обозначения вулканогенно-осадочных пород среднего палеопротерозоя, обогашенных рассеянным углеродистым веществом и сульфидами (Соколов, Галдобина, 1982; Стратиграфия ..., 1984; Светов, Свириденко, 1992). На Карельском кратоне людиковийские углеродсодержащие осадки перекрывают отложения ятулийского надгоризонта, сложенного пестроцветными строматолитовыми карбонатами и высокозрелыми песчаниками с гематитом (Кратц, 1963; Стратиграфия ..., 1984). Важной характеристикой ятулийских карбонатных пород стало их аномально высокое обогащение изотопом ¹³С (Юдович и др., 1990; Melezhik, Fallick, 1996; Karhu, 1993). Эта особенность служит маркирующим признаком карбонатных пород ятулийского надгоризонта в пределах всего Фенноскандинавского щита, а во времени совпадает с глобальной положительной изотопной аномалией в раннем палеопротерозое (Галимов и др., 1975; Schidlowski et al., 1976; Melezhik, Fallick, 1996; Karhu, 1993; Melezhik et al., 2007, 2013a; Maheshwari et al., 2010 и др.).

Возраст ятулийских доломитов туломозерской свиты в Прионежье равен 2.09 ± 0.07 млрд лет (Овчинникова и др., 2007), а возраст границы людиковия и ятулия на основании U-Pb данных для вулканитов Куэтсярви, перекрывающих ятулийские доломиты на севере щита в Печенгском прогибе, оценивается как 2.06 млрд лет (Melezhik et al., 2007, 2013a). Минимальный же возраст людиковия и тем самым пород сортавальской серии ограничивается значениями 1.99 ± 0.03 и 1.99 ± 0.06 млрд лет,



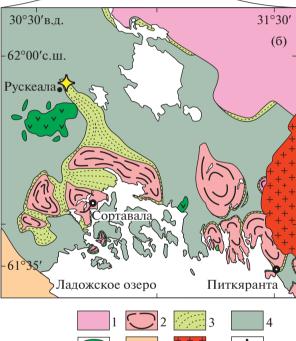


Рис. 1. (а) Раахе-Ладожская шовная зона (Р-Л) на упрощенной схеме тектонического строения Фенноскандинавского щита (Bushmin, Glebovitsky, 2016) и геологическое строение района Северного Приладожья (б).

На врезке (б). *Архей*: 1 — Карельский кратон; 2 — купола гранитогнейсов. *Палеопротерозой*: 3 — метавулканиты и метаосадки, сортавальская серия; 4 — метатерригенные породы, ладожская серия; 5 — интрузии основного-ультраосновного состава; 6 — метаморфические и магматические породы Свекофеннского орогена. *Мезопротерозой*: 7 — граниты-рапакиви, Салминский массив. 8 — месторождение мраморов Рускеала (район изучения).

полученными соответственно Sm-Nd и Pb-Pb изохронными методами для силла, комагматичного с людиковийскими базальтовыми лавами в Онежском прогибе (Puchtel et al., 1998, 1999).

Породы сортавальской и ладожской серий подверглись зональному региональному метаморфизму андалузит-силлиманитовой фациальной серии 1.85-1.89 млрд лет назад (Gorokhov et al., 1970; Балтыбаев и др., 2009). Уровень этого метаморфизма нарастал от зеленосланцевой фации у края Карельского кратона до высокотемпературной амфиболитовой фации вблизи Мейерского надвига, ограничивающего с юга Раахе-Ладожскую зону (Геология и петрология ..., 2000). Линии границ метаморфических зон конформны краю кратона. хотя и имеют более сложную конфигурацию. В условиях эпидот-амфиболитовой и низко-среднетемпературной амфиболитовой фации основные и средние вулканиты превращены в амфиболиты и амфиболовые сланцы, песчаники и граувакки – в биотитовые и гранат-биотитовые сланцы, аргиллиты — в гранат-биотитовые сланцы с глиноземистыми минералами (ставролитом, андалузитом, кордиеритом, силлиманитом, мусковитом), а известняки и доломиты - в кальцитовые и доломитовые мраморы. В южной части зонального комплекса сланцы переходят в гнейсы, в которых появляется мигматизация. Метаморфизм амфиболитовой фации и сопряженные сдвиговые деформации привели к образованию гранито-гнейсовых куполов, обрамленных осадочно-вулканогенными толщами сортавальской и ладожской серий (Геология и петрология ..., 2000).

Карбонатные породы сортавальской серии в Северном Приладожье представлены преимущественно доломитовыми и кальцит-доломитовыми, реже кальцитовыми, мраморами (Кицул, 1963). Они могут содержать Са-Мg силикатные минералы, главным образом тремолит, диопсид или форстерит, в зависимости от степени метаморфизма. Месторождение мраморов Рускеала находится в периклинальном замыкании Рускеальского поднятия, где породы сортавальской серии в виде широкой полосы протягиваются примерно на 13 км на северо-запад от Кирьяволахтинского купола. Рускеальские мраморы относятся к верхнему карбонатному горизонту (Кицул, 1963; Karhu, 1993), образующему в районе Рускеалы две линзы (Metzger, 1925), мощность которых достигает 600 м. Породы сортавальской серии разлинзованы и смяты в складки, в том числе изоклинальные и колчановидные. Полосчатость мраморов обусловлена чередованием мелкозернистых серых (от светло-серых до почти черных) и крупнозернистых белых разновидностей, первые из которых сложены преимущественно доломитом, а вторые существенно кальцитовые. Серый цвет мраморов обусловлен примесью рассеянного углеродистого вещества. В некоторых мраморах присутствуют линзочки и жилки бледно-желтого или зеленоватого цвета, сложенные тремолитом, реже диопсидом. Иногда в центре таких линзочек присутствует кварц, не контактирующий с карбонатными минералами.

АНАЛИТИЧЕСКАЯ МЕТОДИКА

Образцы мраморов для изотопно-геохимического изучения и петрографического исследования были отобраны в северо-восточном карьере месторождения Рускеала. Шесть образцов представляют кальцитовые мраморы и шесть — доломитовые. Содержания Са и Мg в карбонатной составляющей мраморов определены весовым, а Мп и Fe — атомно-абсорбционным методом после растворения истертых образцов в 1N HCl (табл. 1). Значения концентраций химических элементов в тексте приведены в весовых единицах — процентах или мкг/г.

При изучении Rb-Sr систематики истертые образцы предварительно обрабатывались 0.1N раствором соляной кислоты и растворялись в 1N HCl. Rb и Sr выделяли ионообменным способом на катионите Dowex AG50Wx8 (Горохов и др., 1998, 2016). Концентрации этих элементов определяли масс-спектрометрическим методом изотопного разбавления с применением смешанного индикатора ⁸⁷Rb-⁸⁴Sr. Изотопные составы Rb и Sr измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом режиме. Средние значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в стандартных образцах NIST SRM-987 и USGS EN-1, нормированные к отношению 86 Sr/ 88 Sr = 0.1194, составляли в период работы соответственно 0.710281 ± 0.000004 ($2\sigma_{cn}$, n = 26) и $0.709211 \pm 0.000005 (2\sigma_{cp}, n = 20).$

Изотопный анализ С и О после разложения в ортофосфорной кислоте при 95°С проводился на масс-спектрометре Delta V+ (Thermo, Германия) в режиме постоянного потока гелия с использованием периферийного комплекса GasBench II с пробоотборником PAL (Дубинина и др., 2014). Точность изотопного анализа составляла ± 0.1 и $\pm 0.2\%$ (2 σ) для величин δ^{13} С и δ^{18} О соответственно. Изотопный состав углерода и кислорода выражен относительно международного стандарта V-PDB.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Химический и изотопный состав рускеальских мраморов

Различные оттенки рускеальских мраморов (белые, светло-серые, темно-серые и зеленоватые) обусловлены примесью осадочного углеродистого вещества и различных метаморфических минералов. Текстурные особенности позволяют выделить полосчатые и узорчатые разности. Однако главными типами являются белые кальцитовые и темно-серые доломитовые мраморы.

Таблица 1. Аналитические данные для мраморов сортавальской серии Северного Приладожья, карьер Рускеала

						•	•			•		, ,		•
Номер образца	H.o., %	Mg, %	Mn, мкг/г	Fe, мкг/г	Rb, мкг/г	Sr, mkr/r	Mg/Ca	Mn/Sr	Fe/Sr	Rb/Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr измер.	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr первичн.*	δ ¹³ C, ‰ V-PDB	δ ¹⁸ O, ‰ V-PDB
						Доломі	товые	мрамор	ы					
K14-10	1.6	11.5	80	1600	0.03	122	0.49	0.66	13	0.0002	0.70494	0.70492	1.9	-11.9
K14-11	5.0	11.4	93	3600	0.11	178	0.52	0.52	20	0.0006	0.70473	0.70468	0.6	-12.9
K14-12	1.9	10.8	95	1900	0.09	153	0.45	0.62	12	0.0006	0.70484	0.70479	0.9	-13.2
K14-13	5.5	11.2	110	2900	0.17	146	0.50	0.75	20	0.0012	0.70495	0.70486	1.5	-10.5
K14-14	5.5	11.4	86	3100	0.04	158	0.51	0.54	20	0.0003	0.70465	0.70463	1.1	-12.8
K14-17	6.8	10.5	72	2800	0.22	256	0.47	0.28	11	0.0009	0.70529	0.70522	1.5	-11.5
	<u>.</u>	1	Ī		•	Кальци	товые	мрамор	ы	1	1	I	1	I
K14-15	0.2	0.7	89	640	0.26	850	0.02	0.10	0.75	0.0003	0.70488	0.70485	1.5	-9.5
K14-16	4.0	0.8	65	380	0.14	924	0.02	0.07	0.41	0.0002	0.70490	0.70489	1.6	-10.7
K14-18	0.2	0.3	14	200	0.12	2320	0.01	0.01	0.09	< 0.0001	0.70486	0.70486	1.9	-8.1
K14-19	0.1	0.2	25	170	0.18	2790	0.01	0.01	0.06	< 0.0001	0.70483	0.70482	1.5	-10.9
K14-20	0.1	0.3	10	160	0.10	1900	0.01	0.01	0.08	< 0.0001	0.70485	0.70485	2.1	-9.6
K14-21	9.1	2.8	150	1900	0.20	405	0.09	0.37	4.7	0.0005	0.70486	0.70482	0.1	-12.2
	1		870 860	•									•	

 $^{^*}$ Первичные отношения 87 Sr $_{
m ^{26}}$ Sr вычислены в предположении, что возраст мраморов составляет 2.0 млрд лет.

Кальцитовые мраморы лишены углеродистой примеси и сложены преимущественно крупнозернистым кальцитом с размером кристаллов до 3 мм (рис. 2а). Большинство изученных образцов имеют очень низкие содержания Мд (0.2-0.8%), Mn (10-90 мкг/г) и Fe (160-640 мкг/г) и одновременно с этим высокую концентрацию Sr (850— 2750 мкг/г). Лишь в одном образце, включающем небольшое (до 9%) количество кварца и тремолита (рис. 2б), концентрация Мд повышается до 2.8%, Мп до 150 мкг/г, Fe до 1900 мкг/г, а концентрация Sr понижается до 405 мкг/г (табл. 1). Измеренные изотопные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr заключены в пределах 0.70483-0.70490, первичные отношения 87 Sr/ 86 Sr (вычисленные в предположении, что возраст мраморов равен 2.0 млрд лет) -0.70482— 0.70489. Значения δ^{13} С в большинстве кальцитовых мраморов колеблются от 1.5 до 2.1‰, а δ^{18} О от -10.9 до -8.1% (табл. 1). Значения δ^{13} С и δ^{18} О в образце с тремолитом понижаются до 0.1 и -12.2% соответственно.

Доломитовые мраморы имеют преимущественно мелкокристаллическую, реже среднекристаллическую структуру (рис. 2в, 2г). Они содержат примесь тонкодисперсного углеродистого вещества, иногда включения силикатных минералов. Последние, чаще всего тремолит, могут быть рассеяны в породе или локализованы в тонких прожилках (рис. 2г). Количество некарбонатной примеси в изученных образцах варьирует от 1.6 до 6.8%. Отношение Mg/Ca (0.45—0.52) в рускеальских доломитовых мраморах значительно ниже,

чем в стехиометрическом доломите (0.61), что предполагает присутствие около 8-15% кальцита. Доломитовые мраморы содержат относительно мало Mn (70–110 мкг/г) и Fe (1600–3600 мкг/г) и много Sr (122–256 мкг/г). Высокое содержание Sr в этих породах нетипично для доломитов и объясняется присутствием кальцита. Измеренные и первичные отношения 87 Sr/ 86 Sr лежат соответственно в диапазонах 0.70465-0.70529 и 0.70463-0.70522. Значения величины δ^{13} С варьируют от 0.6 до 1.9%, а δ^{18} O — от -13.2 до -10.2% (табл. 1).

Оценка условий метаморфизма карбонатных пород

Прямое определение Р-Т условий метаморфизма для изученных образцов рускеальских мраморов невозможно из-за отсутствия в них подходящих минеральных парагенезисов. Однако возможен другой способ — оценка условий метаморфизма по петрогенетическим сеткам для мраморов. В.И. Кицул (Кицул, 1963) показал характер изменения минеральных парагенезисов в мраморах Северного Приладожья по мере возрастания степени метаморфизма в зональном метаморфическом комплексе. Состав большинства мраморов. содержащих силикатные минералы, может быть описан в рамках системы CaO-MgO-FeO-SiO₂- H_2O-CO_2 (CFMASH-CO₂). Низкое содержание FeO в мраморах месторождения Рускеала (<0.36%) Fe) допускает упрощенный расчет в рамках системы CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ (CMASH-CO₂,

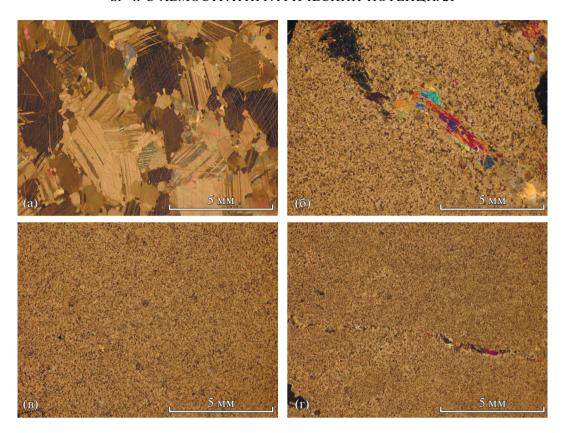


Рис. 2. Микрофотографии шлифов мраморов (скрещенные николи): (а) — крупнозернистый кальцитовый мрамор; (б) — тремолитовый прожилок в мелкозернистом доломитовом мраморе; (в) — мелкозернистый доломитовый мрамор с примесью углеродистого вещества и зернами силикатов; (г) — кальцит-доломитовый мрамор с линзочками и прожилками кальцита и силикатного минерала (тремолита) в мелкозернистой доломитовой массе.

табл. 1) без учета Fe-Mg твердых растворов. Мраморы, не содержащие SiO_2 или MgO, не рассматриваются в этом разделе, так как они малоинформативны для оценки степени метаморфизма. Мраморы с высоким содержанием Al_2O_3 не обсуждаются, так как в североладожском метаморфическом комплексе они редки.

Опубликованные в литературе петрогенетические сетки для силикатно-карбонатных пород были рассчитаны или получены экспериментально для условий контактового метаморфизма при 0.5—2 кбар (Metz, Trommsdorff, 1968; Trommsdorff, Evans, 1977; Winkler, 1979; Eggert, Kerrick, 1981; Flowers, Helgeson, 1983; Masch, Heuss-Assbichler, 1991; Bucher, Frey, 1994; Luttge et al., 2004 и др.). Такой диапазон давлений не соответствует условиям метаморфизма в Северном Приладожье, поэтому опубликованные петрогенетические сетки здесь оказались неинформативными.

В настоящей работе нами рассчитаны петрогенетические сетки для интервала 0.5-10 кбар и 400-800°C в системе CMASH— CO_2 . Для упрощения расчетов не рассматриваются твердые растворы в сольвусной системе кальцит—доломит, поскольку их взаимная растворимость при усло-

виях низко- и среднетемпературного метаморфизма не очень велика. Расчет петрогенетических сеток выполнен в программе winTWQ 2.34 (Berman, 2007) с термодинамической базой данных JUN92 (Bernan, 1988). Методика расчета таких сеток подробно разобрана в литературе (Kerrick, 1974: Trommsdorff, Connolly, 1990; Baker et al., 1991; Carmichael, 1991; Connolly, Trommsdorff, 1991). Выбор базы данных обусловлен присутствием в мраморах водосодержащих минералов, в частности амфибола. Поскольку при метаморфизме карбонатных пород ключевыми переменными являются не только температура и давление, но и состав флюида, петрогенетические сетки построены в координатах P-T для разных значений $X_{\rm CO}$ (мольной доли ${
m CO_2}$) во флюиде (полибарические) и в координатах $T-X_{\rm CO}$, для разных значений общего давления (изобарические). Результаты расчета в виде термодинамических диаграмм для минеральных равновесий в силикатно-карбонатной системе CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ (CMASH-CO₂) приведены на рис. 3-6. Реакции между Са-Мд силикатными минералами (без твердых растворов и со стехиометрическим доломитом) в систе-

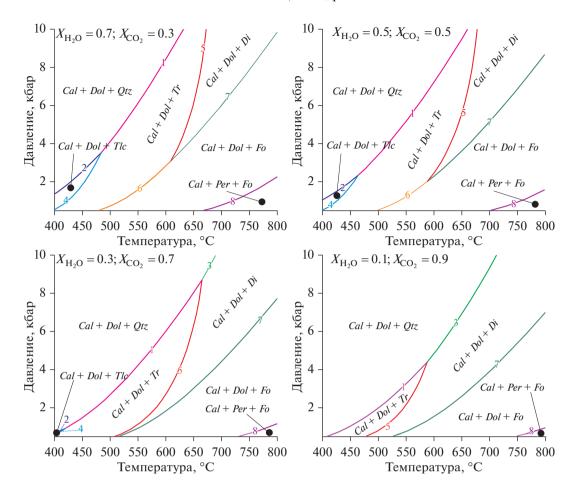


Рис. 3. Полибарические P-T диаграммы для силикатно-карбонатных пород в системе CMASH-CO $_2$ с избытком кальцита и доломита над кремнеземом и различных соотношениях Н₂О и СО₂ во флюиде. Номера минеральных реакций на лиаграммах:

```
(1) 5Dol + 8Qtz + H_2O = 3Cal + Tr + 7CO_2
```

(5)
$$3Cal + Tr = Dol + 4Di + H_2O + CO_2$$

(8) $Dol = Cal + Per + CO_2$.

Подробности расчета диаграмм на этом и последующих рисунках (рис. 4–6) описаны в тексте. Dol – доломит, Cal – кальцит, Qtz — кварц, Tr — тремолит, Tlc — тальк, Di — диопсид, Fo — форстерит, Per — перовскит.

ме CMASH-CO₂ при двух независимых переменных являются моновариантными.

Согласно В.И. Кицулу (Кицул, 1963), общая последовательность смены парагенезисов в мраморах Северного Приладожья с возрастанием степени метаморфизма выглядит следующим образом (символы минералов по (Kretz, 1983)):

$$Dol(\pm Cal) + Qtz \rightarrow Dol(\pm Cal) + Tr \rightarrow Dol(\pm Cal) + Di \rightarrow Dol(\pm Cal) + Fo.$$

В мраморах месторождения Рускеала преобладающий Са-Мg силикатный минерал - тремолит (Tr), но отмечается также и диопсид (Di). Эти минералы имеют обычно желтоватый или желтовато-зеленый цвет, так как содержат незначительное количество железа. Диопсид более широко распространен в южной части Рускеальского поднятия. Форстерит (Fo) встречается исключительно в самой южной части зонального метаморфического комплекса. Важно отметить отсутствие талька в доломитовых мраморах Северного Приладожья, так как при низкобарном контактово-метаморфическом преобразовании кальцит-доломитовых (*Cal-Dol*) пород, содержащих кремнезем (Otz), тальк является обязательным компонентом пород на ранних стадиях преобразования (Mason, 1990).

⁽²⁾ $3Dol + 4Qtz + H_2^2O = 3Cal + Tlc + 3CO_2$

⁽³⁾ $Dol + 2Qtz = Di + 2CO_2$ (4) $3Cal + 2Tlc = Dol + Tr + H_2O + CO_2$

⁽⁶⁾ $11Dol + Tr = 13Cal + 8Fo + H_2O + 9CO_2$

 $^{(7) 3}Dol + Di = 4Cal + 2Fo + 2CO_2$

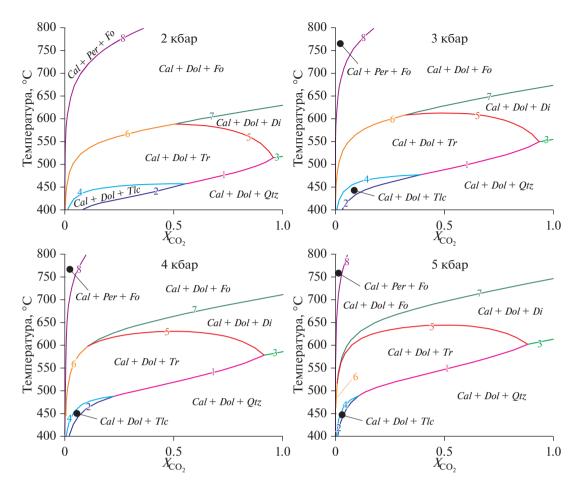


Рис. 4. Изобарические $T-X_{\rm CO_2}$ диаграммы для силикатно-карбонатных пород в системе CMASH $-{\rm CO_2}$ с избытком кальцита и доломита над кремнеземом. Номера минеральных реакций на диаграммах те же, что и на рис. 3.

В системе CMASH-CO₂ в дивариантных условиях диопсид с тремолитом могут сосуществовать в мраморах только с одним карбонатом – либо с доломитом без кальцита, либо с кальцитом без доломита на линиях моновариантных равновесий (рис. 7). Появление в этой системе одновременно диопсида и тремолита вместе с двумя карбонатами (кальцитом и доломитом) возможно лишь при повышении вариантности системы в присутствии двухвалентного железа. В нашем случае, благодаря незначительным содержаниям железа (<0.36%), дивариантные области чрезвычайно узки, и смещением линий реакций можно пренебречь. Тремолит и диопсид могут сосуществовать также в локальных участках породы, содержащих только один карбонат. Наконец, совместное присутствие нескольких силикатных минералов, не находящихся в равновесии, может быть следствием неполного протекания минеральных реакций.

Анализ рассчитанных фазовых диаграмм (рис. 3—6) показывает, что наблюдаемая в зональном североладожском метаморфическом комплексе

последовательность смены минеральных парагенезисов хорошо согласуется с результатами моделирования для давлений больше 3 кбар и смешанного водно-углекислотного состава флюида с $X_{\rm CO_3} \sim 0.5-0.8$. Присутствие воды во флюиде обязательно, так как в противном случае тремолит в карбонатных породах не устойчив. При давлениях 3—5 кбар, характерных для северо-ладожского метаморфического комплекса, переход от тремолитсодержащих кальцит-доломитовых мраморов к диопсидсодержащим при названном соотношении воды и углекислоты во флюиде происходит при температурах 550-600°C, соответствующих уровню ставролитовых субфаций амфиболитовой фации. Эти значения согласуются с парагенезисами метапелитов ладожской серии в районе Рускеалы (Геология и петрология ..., 2000).

Таким образом, можно заключить, что карбонатные породы сортавальской серии в районе Рускеалы метаморфизованы в условиях среднетемпературной амфиболитовой фации низких давлений — в средней части метаморфической зо-

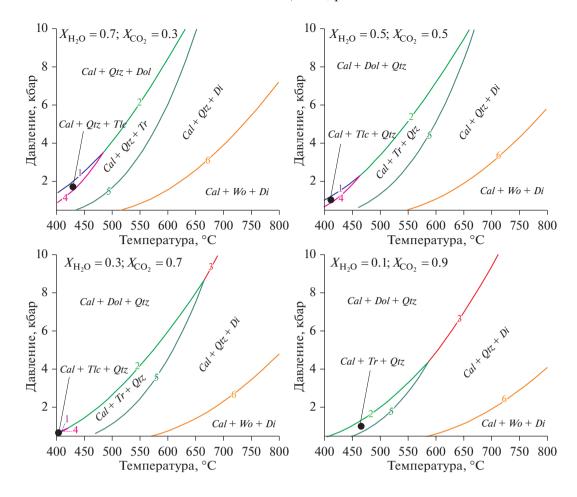


Рис. 5. Полибарические P-T диаграммы для силикатно-карбонатных пород в системе CMASH-CO $_2$ с избытком кальцита и кремнезема над доломитом и различных соотношениях H_2O и CO_2 во флюиде. Номера минеральных реакций на диаграммах:

- (1) $3Dol + 4Qtz + H_2O = 3Cal + Tlc + 3CO_2$ (2) $5Dol + 8Qtz + H_2O = 3Cal + Tr + 7CO_2$
- (3) $Dol + 2Otz = Di + 2CO_2$
- (4) $6Cal + 4Qtz + 5Tlc = 3Tr + 6CO_2 + 2H_2O$
- (5) $3Cal + Tr + 2Qtz = 5Di + 3CO_2 + H_2O$ (6) $Cal + Qtz = Wo + CO_2$.

нальности североладожского метаморфического комплекса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изотопно-геохимические индикаторы преобразования карбонатных осадков и пород

После отложения карбонатного осадка с ним может происходить ряд необратимых преобразований: ранняя литификация, сингенетичная (ранняя) доломитизация, механическое уплотнение, минеральная стабилизация, эпигенетическая цементация и доломитизация в подземных условиях, а также растворение и цементация при взаимодействии с метеорными водами (Moore, 1989). Совокупность изменений карбонатного вещества от момента седиментации до метаморфизма объединяется под термином "диагенез" в значении "перерождение". В ходе диагенеза осадок достигает состояния внутренне уравновешенной системы, превращается в породу, состав которой определяется исходным веществом и/или потенциальным взаимодействием с внешними флюидами. В данных процессах Rb-Sr, C- и О-изотопные системы карбонатной породы ведут себя по-разному, и только часть из перечисленных выше преобразований, причем только в определенной обстановке, может привести к нарушению Rb-Sr и C-изотопных систем первичных карбонатных осадков.

В диагенезе перекристаллизация происходит за счет частичного растворения и переотложения исходного осадочного карбоната в поровом про-

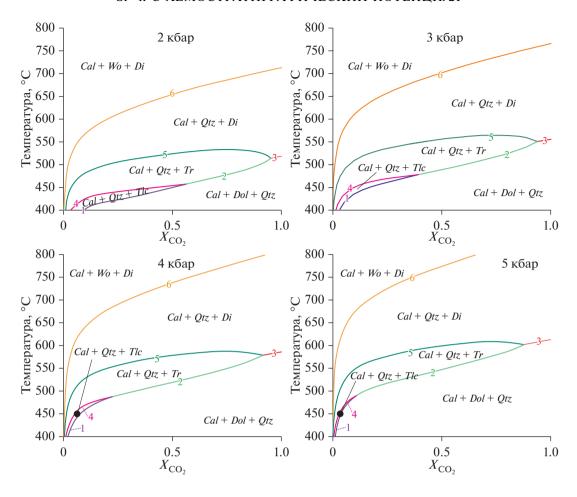


Рис. 6. Изобарические $T-X_{\rm CO_2}$ диаграммы для силикатно-карбонатных пород в системе CMASH $-{\rm CO_2}$ с избытком кальцита и кремнезема над доломитом. Номера минеральных реакций на диаграммах те же, что и на рис. 5.

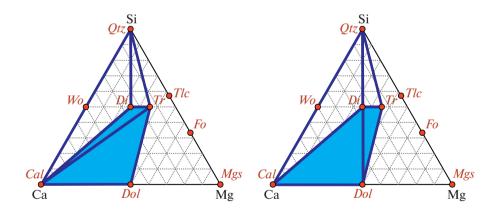


Рис. 7. Минеральные парагенезисы в среднетемпературных силикатно-карбонатных системах $CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$ (CMASH $-CO_2$) с разными соотношениями компонентов. В такой системе кальцит сосуществует с диопсидом и тремолитом только в отсутствие доломита. *Mgs* — магнезит.

странстве осадка. При этом растворимость мелких кристаллов выше, чем крупных, поэтому раннедиагенетическая перекристаллизация мелкозернистых осадков (карбонатных илов) происходит быстрее. В ходе раннедиагенетической перекристаллизации происходит переход неустойчивых метастабильных модификаций $CaCO_3$ (арагонита и высокомагнезиального кальцита) или $CaCO_3 + MgCO_3$

(кальциевого доломита, или протодоломита) в устойчивые модификации – низкомагнезиальный кальцит и доломит. Кристаллохимические особенности названных модификаций обеспечивают принципиальные различия концентраций стронция в первичных карбонатных осадках. В современных арагонитовых морских осадках концентрация стронция на порядок выше, чем в магнезиальных кальцитах, а в кальциевых доломитах — на порядок ниже, чем в кальцитах. В ходе раннедиагенетической перекристаллизации арагонит частично теряет стронций, который насыщает поровое пространство, и переосаждается в новообразованный диагенетический кальцит. Подобная же потеря происходит при трансформации высокомагнезиального кальцита в диагенетический кальцит и доломит. При этом величина δ^{18} О диагенетического доломита должна определяться изотопным составом кислорода в доломитизирующем флюиде. Если доломитизация происходит при участии флюида, имеющего изотопный состав кислорода, отличающийся от состава морской воды, а также при температуре, отличающейся от условий осадкообразования, величина δ^{18} О доломита будет отличаться от таковой в первичной осадочной породе. Кроме того, возможно, что при доломитизации изотопное равновесие между кальцитом, доломитом и флюидом не устанавливается (Фор, 1989). Что же касается стронция, то, несмотря на частичную его потерю, дигенетические карбонатные фазы, формирующиеся в закрытых поровых пространствах, содержат стронций того же изотопного состава, что и первичная фаза. Это общее правило справедливо и в случае доломитизации, при установлении химического равновесия между осадком и его поровыми водами — изотопный состав стронция новообразованного и вмещающего карбоната является одним и тем же. Таким образом, раннедиагенетическая перекристаллизация должна приводить к сдвигам в изотопной системе кислорода при отсутствии изменений в стронциевой изотопной системе породы.

В дальнейшем первичные изотопно-геохимические характеристики карбонатных пород могут изменяться в ходе постседиментационной перекристаллизации в зависимости от состава взаимодействующих с ними растворов. Различие химического состава потенциальных эпигенетических растворов и морской воды приводит к отложению вторичных карбонатных генераций, которые, как правило, обогащены Мп, Fe и обеднены Sr по сравнению с первичными морскими осадками (Veizer et al., 1990; Горохов и др., 1995, 2016; Кузнецов и др., 2006). Главными поставщиками Мп и Fe и радиогенного

⁸⁷Sr в эпигенетические флюиды являются силикатные породы, которые обогащены этими элементами по сравнению с карбонатными породами. В большинстве случаев диагенетические и метасоматические растворы могли проникать в карбонатные резервуары в обстановках погружения и тектонических смещений. Однако в силу геологических условий и большой мощности карбонатного тела (от нескольких десятков до сотен метров) на Рускеальском месторождении поступление внешних флюидов в карбонатные толщи могло быть весьма ограниченным, что должно было способствовать изолированности породы на всех стадиях диагенеза.

Обзор опубликованных данных по концентрациям малых элементов в известняках и доломитах, сохранивших изотопные характеристики стронция архейской и палеопротерозойской морской воды, показывает, что многие образцы этого возраста существенно обогащены Мп и Fe по сравнению с современными и неопротерозойскими аналогами (рис. 8). Однако палеопротерозойские известняки содержат несколько меньше Мп и Fe, чем архейские (Veizer et al., 1990; Farquhar et al., 2011). Это отличие объясняется химическим составом океана, который в архее был резко обеднен свободным кислородом. По этой причине поливалентные элементы Мп и Fe находились в полувосстановленном состоянии и легко соосаждались вместе с кальцитом в виде изоморфной примеси. Тем не менее во многих случаях палеопротерозойские карбонатные породы с минимальными Mn/Sr и Fe/Sr характеризуются низкими отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (Kuznetsov et al., 2013).

Одним из геохимических индикаторов диагенетических и метаморфических преобразований карбонатных пород служит изотопный состав кислорода, который зависит от температуры перекристаллизации карбонатного осадка, изотопного состава кислорода реагирующего флюида и отношения флюид/минерал. Поскольку по сравнению с морской водой внешние флюиды, как правило, обеднены изотопом ¹⁸О, и в силу повышенных температур метаморфических процессов диагенетические и метаморфические карбонатные генерации обогащаются легким ¹⁶O (Фор. 1989; Moore, 1989; Banner, Hanson, 1990; Boulvais et al., 1998; Дубинина и др., 2020 и др.). Согласно многочисленным работам, величина δ^{18} О в наименее измененных морских карбонатах позднего протерозоя обычно составляет $-6.5 \pm 2.5\%$ (Veizer, Hoefs, 1976; Покровский, Виноградов, 1991; Подковыров и др., 1998; Walter et al., 2000; Ray et al., 2003; Семихатов и др., 2004, 2009; Покров-

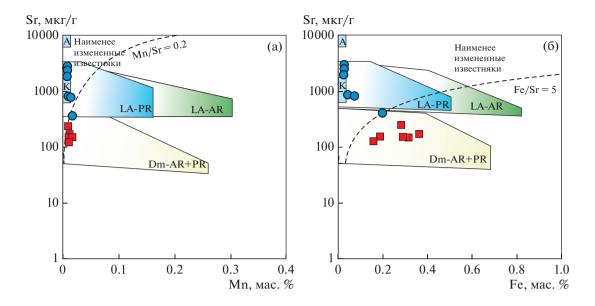


Рис. 8. Соотношения содержаний Mn и Sr (а) и содержаний Fe и Sr (б) в метакарбонатных породах месторождения Рускеала в сравнении с картинами для современных мелководных морских осадков и докембрийских карбонатных пород и мраморов, сохранивших отношение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr палеоокеана. А — современные арагонитовые осадки, К — современные низкомагнезиальные кальциты, LA-AR — архейские известняки и кальциты, LA-PR — палеопротерозойские известняки, Dm-AR + PR — архейские и палеопротерозойские доломиты. Пунктирными линиями на рисунках (а) и (б) показаны границы, отделяющие область наименее измененных кальцитов для неопротерозойских карбонатных пород (Кузнецов и др., 2003, 2014, 2018; Семихатов и др., 2004, 2009). Синие кружки — кальцитовые мраморы Рускеалы, красные квадраты — доломитовые мраморы.

ский и др., 2006, 2012; Кузнецов и др., 2006; Меlezhik et al., 2006, 2009, 2015; Frimmel, 2010; Xa6aров, Вараксина, 2011; Sial et al., 2019 и др.). Однако средние значения величины δ^{18} O в образцах более древних палеопротерозойских карбонатных пород, которые используют для реконструкции Sr- и С-изотопных характеристик морской воды, составляют: $-8.1 \pm 2.5\%$ для доломитов и $-10.2 \pm 4\%$ для известняков (Veizer, Hoefs, 1976; Veizer et al., 1990; Bekker et al., 2003a, 2003b; Melezhik et al., 2004; Frauenstein et al., 2009). Возможной причиной такого различия могла быть более высокая температура морской воды в палеопротерозое (Veizer et al., 1990), что приводило к осаждению карбонатных осадков с величиной δ^{18} O на 2-3% ниже, чем в океанах неопротерозоя и фанерозоя (рис. 9).

Первичное значение δ^{13} С в карбонатных осадках и породах в зоне диагенеза практически не изменяется из-за высокого содержания углерода в минерале по сравнению с концентрацией углерода в диагенетических растворах (Moore, 1989; Banner, Hanson, 1990). Критические нарушения исходных С-изотопных систем происходят, как правило, при участии внешних гетерогенных водно-солевых и богатых CO_2 флюидов. Поступление таких флюи-

дов осуществляется по региональным проницаемым зонам на пике метаморфизма (Бушмин и др., 2020). Внешний флюид обычно внедряется либо в рассеянной форме путем просачивания в большом объеме породы, либо в виде фокусированного потока в узкой сдвиговой зоне. Внедрение внешнего флюида открывает геохимическую систему пород, в которых кристаллизуются новые силикатные минералы в термодинамическом равновесии со средой (Иванов, Бушмин, 2021). В случае закрытой системы карбонатные породы, метаморфизованные в амфиболитовой и даже гранулитовой фации, нередко хорошо сохраняют первичный изотопный состав углерода (Baker, Fallick, 1989; Melezhik et al., 2002, 2005, 2006). Tem не менее понижение значения δ^{13} С в мраморах возможно при изотопном обмене между карбонатными минералами и легким (δ^{13} C $-28 \pm 3\%$ о) органическим углеродом, который образуется после разрушения углеродистого вещества при температурах выше 400°C, переходя в графит. Смещение δ^{13} С в протерозойских графит-кальцитовых мраморах, метаморфизованных при температуре 650-780°C в ходе гренвильской орогении на Канадском щите, достигало 3-4‰ (Kitchen, Valley, 1995). Такой сценарий реализуется в породах с очень высоким содержанием углерода в си-

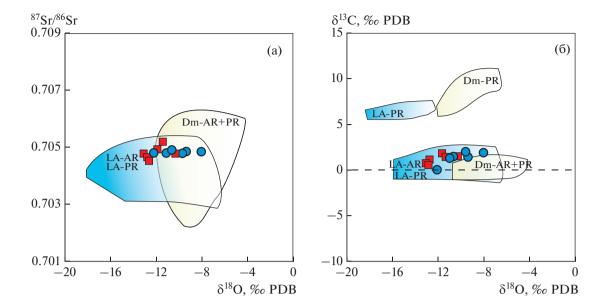


Рис. 9. Изотопные 87 Sr/ 86 Sr- 18 O (а) и 13 C- 18 O (б) диаграммы, построенные для метакарбонатных пород месторождения Рускеала. Для сравнения с докембрийскими мелководно-морскими карбонатными породами и мраморами, сохранившими от-

Для сравнения с докембрийскими мелководно-морскими карбонатными породами и мраморами, сохранившими отношение 87 Sr/ 86 Sr палеоокеана, на диаграммы нанесены соответствующие поля, обозначения которых те же, что на рис. 8.

стеме кальцит-графит – 10-25 мол. %. Поэтому использование чистого карбонатного материала без присутствия органического вещества (графита) минимизирует возможные искажения изотопноуглеродной системы за счет метаморфизма. Искажение первичной изотопной системы углерода возможно и в процессе частичного разложения карбонатов с равновесным отделением газообразной углекислоты (так называемая декарбонизация), при котором флюид обогащается изотопами ¹³С и ¹⁸О (Valley, 1986). Однако в данном процессе происходит не только формирование характерных минеральных парагенезисов, но и возникновение согласованного снижения величин δ^{13} С и δ^{18} О в остаточном карбонатном материале, что позволяет надежно диагностировать процесс декарбонизации в измененных породах в координатах $\delta^{18}O - \delta^{13}C$.

Оценка степени изотопно-геохимической сохранности мраморов месторождения Рускеала

Рускеальские мраморы содержат примесь (до 2%) "пылевидного графита", равномерно распределенного между кристаллами карбоната в мелкозернистых разностях (Кицул, 1963). Рассеянное углеродистое вещество представляет собой захороненное остаточное органическое вещество, не окисленное в диагенезе. Дисперсное углероди-

стое вещество является широко распространенным компонентом в метакарбонатных и метапелитовых осадочных породах докембрия, начиная с архея (Schidlowski et al., 1976; Veizer et al., 1990). Присутствие продуктов биогенного разложения в рускеальских мраморах ясно указывает на первично-осадочное происхождение метакарбонатных пород. Горизонтальная полосчатость кальцитовых и углеродистых доломитовых мраморов позволяет предполагать сохранение в этих породах, несмотря на сильные деформации, реликтовой первичной слоистости.

Еще одним важным отличительным признаком рускеальских метакарбонатных пород является очень низкое содержание силикатной примеси. Отсутствие терригенной примеси предполагает накопление карбонатных осадков на значительном удалении от континентальных областей сноса, активных поднятий и зон интенсивного поступления обломочного материала. В современных условиях подобные обстановки соответствуют шельфовым морям в фазах трансгрессии и высокой скорости карбонатного накопления.

Петрологическое исследование рускеальских осадочных карбонатов показало, что они подвергались метаморфизму амфиболитовой фации в условиях низких давлений и средних температур (550–600°C). В ходе перекристаллизации появи-

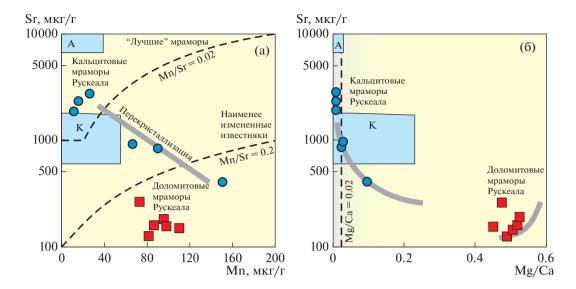


Рис. 10. Соотношения содержаний Sr и Mn (а) и содержания Sr и отношения (б) в метакарбонатных породах месторождения Рускеала в сравнении с современными арагонитовыми (A) и низкомагнезиальными кальцитовыми (K) осадками.

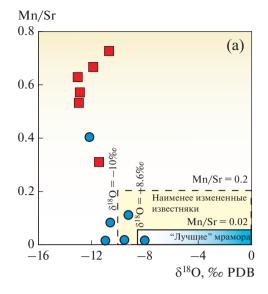
Пунктирными линиями на рисунках показаны границы, отделяющие область наименее измененных известняков (Кузнецов и др., 2003, 2014, 2018; Семихатов и др., 2004, 2009) и "лучших" мраморов (Melezhik et al., 2013b; Горохов и др., 2016), сохранивших отношение 87 Sr/ 86 Sr палеоокеана. Стрелками показано направление эпигенетической перекристаллизации карбонатных пород.

лось небольшое количество типично метаморфических минералов - преимущественно тремолитов, образованных путем реакции кальций-магнезиальных карбонатов с кварцем (вероятно, обломочного происхождения). Отсутствие других минеральных ассоциаций исключает привнос вещества извне в систему карбонатной породы. Более того, значительная мощность толщи рускеальских мраморов (до 600 м) могла препятствовать существенному проникновению внешних флюидов в пределах изученной части месторождения. Таким образом, есть все основания полагать, что осадочные карбонаты были перекристаллизованы без существенного участия внешних флюидов, и основными факторами перекристаллизации являлись повышенные давление и температура.

Высокая концентрация Sr в кальцитовых мраморах (до 2790 мкг/г) в сочетании с низким содержанием Mg (менее 1%) позволяет предполагать, что исходный карбонатный осадок включал арагонит. Доломитовые мраморы месторождения Рускеала содержат примесь кальцита, который представляет собой либо реликт первичной, либо продукт вторичной диагенетической карбонатной генерации. Концентрация Sr в доломитовых мраморах существенно меньше, чем в чистых кальцитовых мраморах (122—256 мкг/г, соответственно), но все же значительно выше, чем в рифейских доломитах

(рис. 8). Содержания Mn (10-90 мкг/г) и Fe (160-640 мкг/г) в большинстве образцов кальцитовых мраморов сравнимы с таковыми в наименее измененных известняках позднего протерозоя и даже современных карбонатных осадках (рис. 10). В доломитовых мраморах содержание Мп очень низкое (70-110 мкг/г), хотя содержание Fe повышается до 1600-3600 мкг/г. Значения величины $\delta^{18}{
m O}$ в большинстве кальцитовых мраморов изменяются в интервале -10.9...-8.1%. Однако в доломитовых мраморах и в одном образце кальцитового мрамора с тремолитом они снижаются до -13.2...-10.2% (табл. 1). Наблюдаемое различие $\delta^{18}{\rm O}$ в кальцитах и доломитах исключает когенетичное осаждение известковой и доломитовой фаз, поскольку равновесное соотношение величин δ^{18} О в морских доломитах и известняках характеризуется более высокими (на 1-2‰) значениями этой величины в доломитах (Veizer, Hoefs, 1976). Повышенное содержание Fe и пониженные значения δ^{18} O в доломитах и образце кальцита с тремолитом указывают на их более глубокую эпигенетическую (метаморфическую) перекристаллизацию.

Изучение кальцитовых мраморов в норвежских каледонидах показало, что породы способны сохранять изотопный состав Sr протоосадка даже в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (Melezhik et al., 2002, 2003, 2013b). Для рекон-



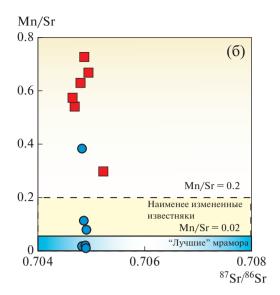


Рис. 11. Соотношения величин Mn/Sr и δ^{18} O (а) и отношений Mn/Sr и 87 Sr/ 86 Sr (б) в мраморах Рускеалы в сравнении с областью наименее измененных известняков и "лучших" мраморов, сохранивших отношение 87 Sr/ 86 Sr палеоокеана. Условные обозначения см. на рис. 10.

струкции Sr-изотопной характеристики осадка рекомендовано использовать породы с содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 , не превышающими 5 и 1% соответственно. При этом концентрация Sr в карбонатной составляющей образца должна быть выше 1000 мкг/г, Mn — менее 50 мкг/г, значение δ^{18} О более чем -8.6%, а отношения Mg/Ca, Mn/Sr и $Rb/Sr - \le 0.02$, ≤ 0.02 и ≤ 0.0001 соответственно (Melezhik et al., 2013b). Эти критерии значительно строже тех (Mg/Ca < 0.024, Mn/Sr < 0.2 и Fe/Sr < 5), которые используются для Rb-Sr систем наименее измененных неметаморфизованных известняков (Кузнецов и др., 2014). Предложенное критическое значение $\delta^{18}O = -8.6\%$ для неопротерозойских "лучших" мраморов выглядит несколько завышенным в случае палеопротерозойских метаосадочных карбонатных пород. Как упоминалось выше, карбонатные осадки палеопротерозойского возраста могли иметь пониженные (на 2-3‰) значения δ^{18} O, чем карбонаты неопротерозойского возраста (Veizer et al., 1990). Одним из подтверждений этому служат значения величины δ^{18} О в рускеальских кальцитах с Mn/Sr < 0.1, которые удовлетворяют критерию наименее измененных известняков (рис. 11). Значения δ^{18} О в таких мраморах варьируют в пределах -8.1...-10.9%.

Большинство образцов кальцитовых мраморов месторождения Рускеала удовлетворяют изотопно-геохимическим критериям сохранности для Rb-Sr систем в неметаморфизованных известняках и только три (обр. K14-15, K14-18 и

К14-20) отвечают критериям сохранности, принятым для "лучших" мраморов (рис. 10). К сожалению, в нашем распоряжении имеются не все необходимые сведения для оценки сохранности Rb-Sr систем, в частности, неизвестны содержания SiO_2 и Al_2O_3 в некарбонатном материале мраморов. Однако в связи с небольшой долей некарбонатной примеси в упомянутых образцах (табл. 1) роль этих данных здесь не существенна. Важно отметить, что величины первичных отношений 87Sr/86Sr во всех кальцитовых мраморах хорошо согласуются между собой -0.70482-0.70489. Это позволяет рассматривать кальшитовые мраморы месторождения Рускеала как материал, перспективный для получения Sr-изотопных характеристик среды седиментации людиковийских карбонатных осадков.

Диапазон первичных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70463—0.70492) в изученных доломитовых мраморах лишь немного шире диапазона этих отношений в кальцитовых мраморах (табл. 1, рис. 11) и практически совпадает с ним. Только один образец доломита с относительно высокой долей силикатной примеси (до 7%) отличается повышенным значением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.70529). Эти данные представляют безусловный интерес потому, что для доломитов в настоящее время еще не существует геохимических критериев оценки сохранности Rb-Sr систем. Однако следует отметить, что значения одного из важных геохимических параметров рускеальских доломитов — отношение Mn/Sr

(0.28-0.75) - согласуются с этими величинами в наименее измененных ятулийских доломитах как туломозерской свиты Карельского кратона (0.3— 1.5, Kuznetsov et al., 2010), так и куэтсярвинской свиты Кольского кратона (0.3–0.5, Кузнецов и др., 2011). Такие же низкие значения Mn/Sr (0.26-1.1) отмечены в наименее измененных доломитах миньярской свиты, использованных для реконструкции Sr-изотопных характеристик неопротерозойского океана (Кузнецов и др., 2006). Значения отношения Mn/Sr в рускеальских доломитах также значительно ниже таковых в палеопротерозойских наименее измененных доломитах Канадского щита: 2.5 в формации Нешфорк (Bekker et al., 2003a) и 2.7 в формации Олдер (Кузнецов и др., 2003). Более высокие значения отношения Mn/Sr наблюдались и в раннерифейских доломитах Анабарского массива, которые оказались пригодными для использования значений δ^{13} С и 87 Sr/ 86 Sr в этих породах в хемостратиграфических построениях (Покровский, Виноградов, 1991; Горохов и др., 2018, 2019). Таким образом, значения отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в рускеальских доломитовых мраморах с незначительной силикатной примесью и низкими значениями Mn/Sr вполне вписываются в общую базу данных Sr-изотопой хемостратиграфии для протерозойских океанов.

Пониженные значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в некоторых образцах доломитов (0.70463-0.70492), по сравнению с кальцитами (0.70482-0.70489), объясняются либо седиментологическими, либо диагенетическими факторами. В первом случае известковые и доломитовые отложения могли представлять разные литологические пачки, поэтому значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в них отражают незначительные кратковременные вариации этого отношения в палеобассейне. На диагенетическую (метаморфическую) перекристаллизацию указывает отсутствие изотопного равновесия кислорода, ожидаемого в случае когенетичного осаждения кальцит-доломит. Перекристаллизация доломитов могла происходить в присутствии флюида, который представлял собой морскую воду, прореагировавшую с вулканогенным веществом основных пород сортавальской серии с низким отношением ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr около 0.703-0.704. Пример существования таких формационных вод описан в мезозойском вулканогенно-осадочном бассейне Альберта, Западная Канада (Connolly et al., 1990).

Изменение первичного значения δ^{13} С в рускеальских мраморах, по-видимому, контролировалось условиями метаморфизма и количеством углеродистого органического вещества. Относительно невысокие температуры (550–600°С) и низкие давления на пике метаморфизма не привели к образованию кристаллического графита в мраморах месторождения Рускеала, в отличие от ситуации в гренвильских мраморах Центрального Адирондака. Углеродистое вещество в мелкозернистых доломитовых мраморах сохранило тонкодисперсную структуру, близкую к первично-осадочному состоянию. Более того, среднее содержание органического углерода в кальцитовых и доломитовых мраморах месторождения Рускеала не превышает 1 мол. %. Лишь в нескольких небольших пачках содержание углерода в системе доломит-графит повышается до 8 мол. % (Кицул, 1963), что значительно меньше, чем в гренвильских мраморах Адирондака (10-25 мол. %, Kitchen, Valley, 1995). Таким образом, метаморфическое искажение первичных значений δ^{13} С в чистом (бессиликатном) карбонатном материале с незначительным присутствием графита можно считать минимальным.

Обзор вариаций величины δ^{13} С в наименее измененных морских архейских и палеопротерозойских карбонатных породах показывает, что большинство из них попадает в достаточно узкий интервал $0\pm2\%$ (рис. 9), за исключением "ломагунди-ятулийской" эпохи в палеопротерозое (Veizer al., 1990; Юдович и др., 1990; Karhu, 1993; Bekker et al., 2003а, 2003b; Melezhik et al., 2004, 2007, 2013а; Кузнецов и др., 2019). Это дает основание считать, что величины δ^{13} С в рускеальских неизмененных карбонатных породах сортавальской серии действительно могли находиться в интервале +0.6...+2.1%.

Геохимическое и хемостратиграфическое значение полученных изотопных данных

Рускеальские мраморы представляют собой метаморфизованные карбонатные осадки, слагающие верхнюю часть сортавальской серии людиковийского надгоризонта в Северном Приладожье (Кратц, 1963; Кицул, 1963).

Содержание стронция в образце кальцитового мрамора из карьера Рускеала впервые было определено методом изотопного разбавления в работе (обр. 2 из (Герлинг, Шуколюков, 1957)). Содержание стронция в этом образце оказалось равным 0.17%, что согласуется со средней концентрацией стронция в кальцитовых мраморах 1530 мкг/г, полученной в нашей работе (табл. 1), и свидетельствует о высоком качестве аналитических исследований в середине прошлого века. С учетом эффектов фракционирования на масс-спектрометре МС-2М и погрешностей измерения пределы вариаций изотопного отношения 87Sr/86Sr в обр. 2 из ра-

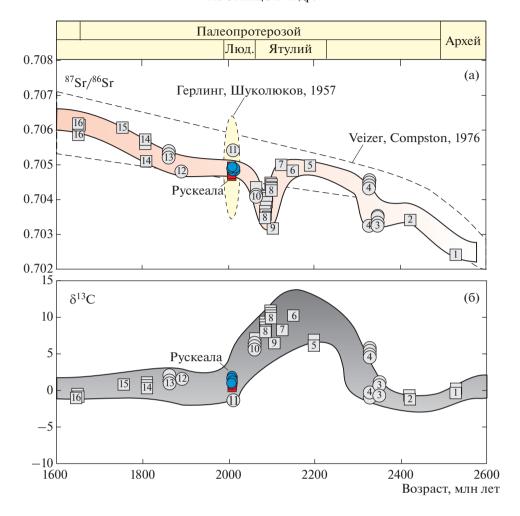


Рис. 12. Значение величин 87 Sr/ 86 Sr и δ^{13} С в наименее измененных метаосадочных карбонатных породах сортавальской серии на фоне вековых вариаций отношения 87 Sr/ 86 Sr и величины δ^{13} С в палеопротерозойском океане (Veizer et al., 1990; Karhu, 1993; Горохов и др., 1998; Bekker et al., 2003a, 2003b; Кузнецов и др., 2003, 2011, 2018, 2019; Kuznetsov et al., 2010; Melezhik et al., 2004, 2007, 2013a). Люд. - людиковий.

Формации и свиты: 1 — Гамохан, надсерия Трансвааль; 2 — Гандарелла, серия Мина; 3 — темрюкская, центральноприазовская серия, 4 — Душланд, серия Претория; 5 — Кона, серия Шоколад; 6 — Олдер, надсерия Каниаписко; 7 — Нешфорк, надсерия Сноупасс; 8 — туломозерская, ятулий; 9 — Фехо-де-Фуни, серия Мина; 10 — куэтсярвинская, печенгская серия; 11 — заонежская, людиковий; 12 — Коулес Лейк, надсерия Коронейшн; 13 — Уцинги, серия Питей; 14 — Дак Крик, серия Уайлу; 15 — Олбанел, серия Мисстассини; 16 — серия Макартур. Кальцитовые мраморы Рускеалы (сортавальской серии) показаны синими кружками, доломитовые мраморы — красными квадратами; серые кружки — кальциты, серые квадраты — доломиты.

боты (Герлинг, Шуколюков, 1957) составляют 0.7034—0.7063 (рис. 12а). Эти данные были использованы в качестве первой отечественной попытки провести реконструкцию изотопного состава Sr в раннедокембрийском океане при изучении архей-протерозойских карбонатных пород. К сожалению, точность масс-спектрометров того времени не позволила определить изотопный состав стронция в рускеальском мраморе с меньшей аналитической погрешностью. Относительно повышенное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в мраморе, по мнению авторов этой пионерской работы, предпола-

гало, что породы "заражены" инородным стронцием. Это породило временное разочарование в использовании мраморов для целей изотопной хемостратиграфии. Однако через несколько десятилетий было установлено, что полученное значение согласуется с интервалом значений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в палеопротерозойских карбонатных породах (Veizer, Compston, 1976).

Проведенное на современном уровне комплексное изотопно-геохимическое и петрологическое изучение рускеальских мраморов в настоящей

работе позволило выявить небольшую группу образцов, пригодных для реконструкции Sr- и Cизотопных характеристик палеопротерозойского океана. Значение первичного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в морских карбонатных осадках сортавальской серии заключено в диапазоне 0.70482-0.70489 и не выходит за узкие пределы 0.70463-0.70492 (рис. 12a). Следует отметить, что полученные Srизотопные данные представляют третью географическую точку в пределах Фенноскандинавского щита, где обнаружены неизмененные карбонатные породы, пригодные для реконструкции изотопного состава стронция в палеопротерозойском океане. Предыдущие две точки характеризовали ятулийский надгоризонт и расположены в Северном Прионежье (0.70343-0.70442, туломозерская свита, Горохов и др., 1998; Kuznetsov et al., 2010) и Печенгском прогибе (0.70407-0.70431, куэтсярвинская свита, Melezhik et al., 2004; Кузнецов и др., 2011). Для людиковийского надгоризонта ранее было опубликовано лишь одно значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в кальцитовой конкреции из вулканогенно-терригенной заонежской свиты Карельского кратона. которое позволяло оценить лишь верхний предел этого отношения (0.70534) в людиковийском палеобассейне (Кузнецов и др., 2012).

Значения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, полученные для людиковийского горизонта на территории Северного Приладожья, продолжают кривую вариаций отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, которое в ломагунди-ятулийскую эпоху 2.06-2.20 млрд лет назад колебалось от 0.70302 до 0.70495 (Горохов и др., 1998; Bekker et al., 2003a, 2003b; Kuznetsov et al., 2010; Кузнецов и др., 2018). В конце ятулия (2.06-2.09 млрд лет назад) величина 87 Sr/ 86 Sr в океане достигла минимума 0.70343 и начала быстро повышаться до 0.70431 (рис. 12а). Если учесть наши новые данные по сортавальским карбонатам, это отношение повысилось в людиковии (1.99-2.06 млрд лет назад) до 0.70463-0.70492. Резкий рост отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане был вызван затуханием рифтогенеза после раскола суперконтинента Кенорленд в конце раннего палеопротерозоя, и, вероятно, увеличением объема ("зрелости") континентальной коры, а также усилением континентального выветривания на рубеже около 2 млрд лет назад из-за повышения доли свободного кислорода в земной атмосфере 2.32 млрд лет назад (Bekker et al., 2004; Melezhik et al., 2013a). Важно отметить, что людиковий стал пограничным рубежом, после которого значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в океане не опускалось ниже 0.70460. Таким образом, именно на этом рубеже произошел этап нового прироста континентальной коры, состав которой отличался от коры позднего архея и раннего палеопротерозоя.

Значения δ^{13} С в большинстве рускеальских мраморов изменяются от +0.6 до +2.1‰ (рис. 12б) и попадают в интервал, опубликованный ранее для метакарбонатных пород этого горизонта (от +1.0 до +2.3‰, Karhu, 1993). Эти данные подтверждают значительное понижение δ^{13} С_{сагь} в людиковийских морских осадках 2.06—1.88 млрд лет назад, сменившее эпоху глобальной ломагунди-ятулийской положительной изотопной аномалии δ^{13} С_{сагь} (Schidlowski et al., 1976; Melezhik, Fallick, 1996; Melezhik et al., 2007, 2013a).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мраморы месторождения Рускеала представляют собой уникальный геологический объект, который стал наглядной моделью для изучения процессов метаморфизма осадочных карбонатных пород и реконструкции первичных изотопно-геохимических характеристик палеопротерозойского океана. Превращение рускеальских осадочных карбонатных пород в мраморы зависело от исходного минерального состава карбонатного осадка, условий седиментации и особенностей захоронения осадка, наличия силикатных примесей и проницаемости породы для внешнего флюида.

Карбонатные породы сортавальской серии были метаморфизованы на уровне ставролитовых (среднетемпературных) субфаций амфиболитовой фации. Значения давления 3—5 кбар и температуры 550—600°С для тремолит-диопсидсодержащих кальцит-доломитовых мраморов согласуются с условиями формирования минеральных парагенезисов в метапелитах ладожской серии в районе Рускеалы.

Изотопно-геохимическая характеристика кальцитовых и некоторых доломитовых мраморов отвечает геохимическим критериям сохранности Rb-Sr и С-изотопных систем неметаморфизованных осадочных карбонатных пород. Этот факт и преимущественно изохимический характер метаморфизма определяют способность рускеальских мраморов быть источником хемостратиграфической информации о формировании карбонатных осадков в древнем океане.

Геохимические особенности метакарбонатных пород сортавальской серии (месторождение Рускеала) предполагают, что исходный карбонатный осадок был сложен арагонитом (протолит кальцитовых мраморов) и высокомагнезиальным кальцитом (протолит доломитовых мраморов). Карбонатное накопление происходило в обширном палеобассейне, удаленном от области континентального сноса, при относительно высокой скорости седиментации и захоронения осадка.

На основании изотопно-геохимического изучения мраморов месторождения Рускеала (верхний горизонт сортавальской серии) оценены значения δ^{13} С и впервые получены свеления об изотопном составе стронция в свекофеннском океане, который обрамлял Карельский кратон с юго-запада (в современных координатах). Значение δ^{13} С в океане около 1.9-2.0 млрд лет назад составляло $+1.5\pm1\%$, а отношение 87 Sr/ 86 Sr - 0.70463-0.70492. В глобальном масштабе, полученные Sr-изотопные данные демонстрируют этап увеличения доли радиогенного ⁸⁷Sr в океане около 2 млрд лет назад после распада суперконтинента Кенорленд и усиления континентального выветривания. Значения δ^{13} С показывают, что с людиковия начался Сизотопный стазис, который продлился в океане около миллиарда лет до конца мезопротерозоя.

Благодарности. Авторы благодарят Б.Г. Покровского за ценные замечания, позволившие улучшить рукопись.

Финансовые источники. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (геохимия и изотопы Sr в карбонатных породах — РНФ № 18-17-00247), петрологическое исследование проведено в рамках Госзадания (НИР 0132-2019-0013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.

Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др. Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 23—54.

Галимов Э.М., Мигдисов А.А., Ронов А.Б. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли // Геохимия. 1975. № 3. С. 323—342.

Геология и петрология свекофеннид Приладожья // Под. ред. В.А. Глебовицкого. СПб.: Изд. СПб. ун-та, 2000. 200 с.

Герлинг Э.К., Шуколюков Ю.А. Определение абсолютного возраста по соотношению изотопов 87 Sr/ 86 Sr в осадочных породах // Геохимия. 1957. № 3. С. 187—190. *Горохов И.М., Семихатов М.А., Баскаков А.В. и др.* Изотопный состав стронция в карбонатных породах рифея, венда и нижнего кембрия Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 1. 3—33.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Изотопный состав стронция в верхнеятулийских доломи-

тах туломозерской свиты, Юго-Восточная Карелия // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 4. С. 533—536.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В. и др. Изотопный состав Pb, Sr, O и C в метакарбонатных породах дербинской свиты (Восточный Саян): хемостратиграфическое и геохронологическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2016. Т. 24. № 1. С. 1—20.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. и др. Карбонатные породы пограничных рифей-вендских отложений Анабарского поднятия: изотопная (87 Sr, 86 Sr, 13 C, 18 O) систематика и хемостратиграфические следствия // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 4. С. 434—438.

Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Семихатов М.А. и др. Раннерифейская билляхская серия Анабарского поднятия (Северная Сибирь): изотопная С-О геохимия и Рb-Рb возраст доломитов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 19—35.

Демидов Н.Ф., Кратц К.О. О ритмичной слоистости ладожской сланцевой толщи в Юго-Западной Карелии // Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР. 1958. № 5. С. 3—9.

Дубинина Е.О., Чугаев А.В., Иконникова Т.А. и ∂р. Источники вещества и флюидный режим формирования кварц-карбонатных жил на месторождении золота Сухой Лог, Байкало-Патомское нагорье // Петрология. 2014. Т. 22. № 4. С. 1—32.

Дубинина Е.О., Крамчанинов А.Ю., Силантьев С.А., Бортников Н.С. Влияние скорости осаждения на изотопный состав (δ^{18} O, δ^{13} C и δ^{88} Sr) карбонатных построек поля Лост Сити (Срединно-Атлантический хребет, 30° с.ш.) // Петрология. 2020. Т. 28. № 4. С. 1—32.

Дюфур М.С., Кольцов А.Б., Золотарев А.А., Кузнецов А.Б. Корундсодержащие метасоматиты Центрального Памира // Петрология. 2007. Т. 15. № 2. С. 160—177.

Иванов М.В., Бушмин С.А. Термодинамическая модель флюидной системы H_2O-CO_2-NaCl при *P-Т* параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2021. Т. 29. № 1. С. 90—103.

Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.

Кратц К.О. Геология карелид Карелии (Тр. ЛАГЕД АН СССР, Вып. 16). М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 211 с.

Кузнецов А.Б., Мележик В.А., Горохов И.М. и др. Изотопный состав Sr в нижнепротерозойских карбонатах с аномально высоким содержанием 13 С, надсерия Каниаписко, Лабрадорский трог Канадского щита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 3. С. 3—14.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Маслов А.В. и др. Sr- и С-изотопная хемостратиграфия типового разреза верхнего рифея (Южный Урал): новые данные // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 6. С. 25—53.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Овчинникова Г.В. и др. Rb-Sr и U-Pb систематика метаосадочных карбонат-

ных пород: палеопротерозойская куэтсярвинская свита Печенгского зеленокаменного пояса, Кольский полуостров // Литология и полез. ископаемые. 2011. № 2. С. 170—184.

Кузнецов А.Б., Горохов И.М., Мележик В.А. и др. Изотопный состав Sr в нижнепротерозойских карбонатных конкрециях, заонежская свита юго-восточной Карелии // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 4. С. 360—375.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемостратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифея и венда) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3—25.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемостратиграфия: Основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3—23.

Кузнецов А.Б., Лобач-Жученко С.Б., Каулина Т.В., Константинова Г.В. Палеопротерозойский возраст карбонатных пород и трондьемитов центральноприазовской серии: Sг-изотопная хемостратиграфия и U-Pb геохронология // Докл. АН. 2019. Т. 484. № 6. С. 725—728.

Матреничев А.В., Матреничев В.А. Петрология людиковийского вулканизма Онежской структуры и Раахе-Ладожской зоны. Балтийский щит // Сб. ИГГД РАН. Под ред. В.С. Абушкевича, Н.А. Алфимовой. СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2010. С. 223—255.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Мележик В.А. и др. Рb-Pb возраст ятулийских карбонатных пород: туломозерская свита Юго-Восточной Карелии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 20-33.

Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, Sr и хемостратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 2. С. 197—220.

Покровский Б.Г., Виноградов В.И. Изотопный состав стронция, кислорода и углерода в верхнедокембрийских карбонатах западного склона Анабарского поднятия (р. Котуйкан) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1245—1250.

Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях Патомского комплекса, Центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 505—530.

Подковыров В.Н., Семихатов М.А., Кузнецов А.Б. и др. Изотопный состав карбонатного углерода в стратотипе верхнего рифея (каратавская серия Южного Урала) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 3—19.

Светов А.П., Свириденко Л.П. Стратиграфия докембрия Карелии. Сортавальская серия свекокарелид Приладожья. Петрозаводск: Карельский научный центр, 1992. 152 с.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н. и др. Юдомский комплекс стратотипической местности: С-изотопные хемостратиграфические корреляции и соотношение с вендом // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3-29.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Маслов А.В. и др. Стратотип нижнего рифея — бурзянская серия Южного Урала: литостратиграфия, палеонтология, геохронология, Sr- и С-изотопные характеристики карбонатных пород // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 17—45.

Соколов В.А., Галдобина Л.П. Людиковий — новое стратиграфическое подразделение нижнего протерозоя Карелии // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267. № 1. С. 187—190

Стратиграфия докембрия КАССР (архей, нижний протерозой). Петрозаводск: КФАН СССР, 1984. 115 с.

Хабаров Е.М., Вараксина И.В. Строение и обстановки формирования мезопротерозойских нефтегазоносных карбонатных комплексов запада Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2001. Т. 52. № 8. С. 1173—1198.

Шульдинер В.И., Козырева И.В., Балтыбаев Ш.К. Возрастное и формационное расчленение раннедокембрийских образований Северо-Западного Приладожья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 3. С. 11-22.

Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В., Суханов Н.В. Изотопные аномалии углерода в карбонатах карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972—978.

Baker A.J., Fallick A.E. Evidence for CO₂ infiltration in granulite-facies marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 91. № 1–2. P. 132–140.

Baker J., Holland T., Powell R. Isograds in internally buffered systems without solid solutions: principles and examples // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 106. № 2. P. 170—182.

Banner J.L., Hanson G.N. Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 11. P. 3123–3137.

Bekker A., Karhu J.A., Eriksson K.A., Kaufman A.J. Chemostratigraphy of the Paleoproterozoic carbonate successions of the Wyoming Craton: tectonic forcing of biogeochemical change? // Precambrian Res. 2003a. V. 120. № 3–4. P. 279–325.

Bekker A., Sial A.N., Karhu J.A. et al. Chemostratigraphy of carbonates from Minas Supergroup, Quadrilatero Ferifero (Iron Quadrangle), Brazil: a stratigraphic record of Early Proterozoic atmospheric, biogeochemical and climatic change // Amer. J. Sci. 2003b. V. 330. № 10. P. 865–904.

Bekker A., Holland H.D., Wang P.-L. et al. Dating the rise of atmospheric oxygen // Nature. V. 427. 2004. P. 117–120.

Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2$ // J. Petrol. 1988. V. 29. № 2. P. 445–522.

Berman R.G. winTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geol. Surv. Canada. 2007. Open File 5462, revised.

Bolhar R., Hofmann A., Woodhead J. et al. Pb- and Nd-isotope systematics of stromatolitic limestones from the 2.7 Ga Ngezi Group of the Belingwe Greenstone Belt: constraints on timing of deposition and provenance // Precambrian Res. 2002. V. 114. № 3–4. P. 277–294.

Boulvais P., Fourcade S., Gruau G. et al. Persistence of premetamorphic C and O isotopic signatures in marbles subject to Pan-African granulite-facies metamorphism and U-Th mineralization (Tranomaro, Southeast Madagascar) // Chem. Geol. 1998. V. 150. P. 247–262.

Bucher K., Frey M. Petrogenesis of metamorphic rocks. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1994. 319 p.

Bushmin S.A., Glebovitsky V.A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // Transactions of Karelian Res. Centre RAS. Precambrian Geol. Ser. 2016. № 2. P. 3–27.

Carmichael D.M. Univariant mixed-volatile reactions; pressure-temperature phase diagrams and reaction isograds // Can. Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 741–754.

Connolly C.A., Walter L.M., Baadsgaard H., Longstaffe F.J. Origin and evolution of formation waters, Alberta Basin, Western Canada Sedimentary Basin. II. Isotope systematics and water mixing // Applied Geochemistry. 1990. V. 5. P. 397–413.

Connolly J.A.D., Trommsdorff V. Petrogenetic grids for metacarbonate rocks: pressure-temperature phase-diagram projection for mixed-volatile systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1991. V. 108. № 1–2. P. 93–105.

Eggert R.G., Kerrick D.M. Metamorphic equilibria in the siliceous dolomite system: 6 kbar experimental data and geologic implications // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. № 7. P. 1039–1049.

Farquhar J., Zerkle A.L., Bekker A. Geological constraints on the origin of oxygenic photosynthesis // Photosynthesis Research. 2011. V. 107. № 1. P. 11–36.

Faure G. Principles of Isotope Geology. 2nd ed. N.Y.: Wiley and Sons, 1986. 589 р. Русский перевод: Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Flowers G.C., Helgeson H.C. Equilibrium and mass transfer during progressive metamorphism of siliceous dolomites // Amer. J. Sci. 1983. V. 283. № 3. P. 230–286.

Frauenstein F., Veizer J., Beukes N. et al. Transvaal Supergroup carbonates: Implications for Paleoproterozoic δ^{18} O and δ^{13} C records // Precambrian Res. 2009. V. 175. No 1/4. P. 149–160.

Frimmel H.E. On the reliability of stable carbon isotopes for Neoproterozoic chemostratigraphic correlation // Precambrian Res. 2010. V. 182. № 4. P. 239–253.

Gast P. W. Abundance of 87 Sr during geologic time // Geol. Soc. Amer. Bull. 1955. V. 66. № 11. P. 1149–1453.

Ghent E.D., O'Neil J.R. Late Precambrian marbles of unusual carbon-isotope composition, southeastern British

Columbia // Can. J. Earth Sci. 1985. V. 22. № 3. P. 324—329.

Gorokhov I.M., Varshavskaya E.S., Kutyavin E.P., Lobach-Zhuchenko S.B. Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga Region, Soviet Karelia // Eclogae Geol. Helv. 1970. V. 63. № 1. P. 95–104.

Karhu J.A. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Sur. Finland Bull. 1993. № 371. P. 1–87.

Kerrick D.M. Review of metamorphic mixed-volatile (H_2O-CO_2) equilibria // Amer. Mineral. 1974. V. 59. № 7–8. P. 729–762.

Kitchen N.E., Valley J.W. Carbon isotopic thermometry in marbles of the Adirondack Mountains, New York // J. Metamorph. Geol. 1995. V. 13. № 5. P. 577–594.

Kretz R. Symbols of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. V. 68. № 1–2. Part II. P. 277–279.

Kuznetsov A.B., Melezhik V.A., Gorokhov I.M. et al. Sr-isotopic composition of Paleoproterozoic ¹³C-rich carbonate rocks: the Tulomozero Formation, SE Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2010. V. 182. № 4. P. 300–312.

Kuznetsov A.B., Gorokhov I.M., Melezhik V.A. Sr-isotopes in sedimentary carbonates // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. V. 3: Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project. Eds. V.A. Melezhik, L.R. Kump, A.E. Fallick et al. Heidelberg: Springer, 2013. P. 1459–1467.

https://doi.org/10.1007/978-3-642-29670-3

Luttge A., Bolton E.W., Rye D.M. A kinetic model of metamorphism: an application to siliceous dolomites // Contrib. Mineral. Petrol. 2004. V. 146. № 5. P. 546–565.

Maheshwari A., Sial A.N., Gaucher C. et al. Global nature of the Paleoproterozoic Lomagundi carbon isotope excursion: A review of occurrences in Brazil, India, and Uruguay // Precambrian Res. 2010. V. 182. № 4. P. 274–299.

Masch L., Heuss-Assbichler S. Decarbonation reactions in siliceous dolomites and impure limestones // Eds. G. Voll, J. Töpel, D.R.M. Pattison, F. Seifen. Equilibrium and Kinetics in Contact Metamorphism. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1991. P. 211–227.

Mason R. Petrology of the metamorphic rocks. London: Unwin Hyman, 1990. 2nd ed. 230 p.

Melezhik V.A., Fallick A.E. A widespread positive $\delta^{13}C_{carb}$ anomaly at around 2.33–2.06 Ga on the Fennoscandian Shield: A paradox? // Terra Nova. 1996. V. 8. № 2. P. 141–157.

Melezhik V.A., Roberts D., Gorokhov I.M. et al. Isotopic evidence for a complex Neoproterozoic to Silurian rock assemblage in the North-Central Norwegian Caledonides // Precambrian Res. 2002. V. 114. № 1/2. P. 55–86.

Melezhik V.A., Zwaan B.K., Motuza G. et al. New insights into the geology of high-grade Caledonian marbles based on isotope chemostratigraphy // Norwegian J. Geol. 2003. V. 83. P. 209–242.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Kuznetsov A.B. Palaeoproterozoic, rift-related, ¹³C-rich, lacustrine carbonates, NW Russia. Part II: Global isotopic signal recorded in the lacustrine

dolostone // Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences. 2004. V. 95. № 3/4. C. 423–444.

Melezhik V.A., Roberts D., Fallick A.E. et al. Geochemical preservation potential of high-grade calcite marble versus dolomite marble: implication for isotope chemostratigraphy // Chem. Geol. 2005. V. 216. № 3–4. P. 203–224.

Melezhik V.A., Kuznetsov A.B., Fallick A.E. et al. Depositional environments and an apparent age for the Geci metalimestones: constraints on geological history of northern Mozambique // Precambrian Res. 2006. V. 148. № 1/2. P. 19–31.

Melezhik V.A., Huhma H., Condon D.J. et al. Temporal constraints on the Paleoproterozoic Lomagundi-Jatuli carbon isotopic event // Geology. 2007. V. 35. № 7. P. 655–658.

Melezhik V.A., *Pokrovsky B.G.*, *Fallick A.E. et al.* Constraints on ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr of Late Ediacaran seawater: insights from Siberian high-Sr limestones // J. Geol. Soc. London. 2009. V. 166. P. 183–191.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Martin A.P. et al. The Palaeo-proterozoic Perturbation of the Global Carbon Cycle: The Lomagundi-Jatuli Isotopic Event // Reading the Archive of Earth's Oxygenation. Global Events and the Fennoscandian Arctic Russia — Drilling Early Earth Project (FAR-DEEP). Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2013a. V. 3. P. 1111—1150.

Melezhik V.A., Roberts D., Gjelle S. et al. Isotope chemostratigraphy of high-grade marbles in the Rognan area, North-Central Norwegian Caledonides: a new geological map, and tectonostratigraphic and palaeogeographic implications // Norwegian J. Geol. 2013b. V. 93. № 3. P. 107–150.

Melezhik V.A., Ihlen P.M., Kuznetsov A.B. et al. Pre-Sturtian (800–730 Ma) depositional age of carbonates in sedimentary sequences hosting stratiform iron ores in the Uppermost Allochthon of the Norwegian Caledonides: a chemostratigraphic approach // Precambrian Res. 2015. V. 261. P. 272–299.

Metz P., Trommsdorff V. On phase equilibria in metamorphosed siliceous dolomites // Contrib. Mineral. Petrol. 1968. V. 18. № 4. P. 305–309.

Metzger A.A.Th. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland // Bulletin de la Commission Géologique de Finlande. 1925. № 74. 24 s.

Moore C.H. Carbonate diagenesis and porosity // Developments in Sedimentology. Amsterdam: Elsevier, 1989. V. 46. 338 p.

Puchtel I.S., Arndt N.T., Hofmann A.W. et al. Petrology of mafic lavas within the Onega plateau, central Karelia: evidence for 2.0 Ga plume-related continental crustal growth in the Baltic Shield // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 130. № 2. P. 134–153.

Puchtel I.S., Brügmann G.E., Hofmann A.W. Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic—ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. V. 170. № 4. P. 447—461.

Ray J.S., Veizer J., Davis W.J. C, O, Sr and Pb isotope systematics of carbonate sequences of the Vindhyan Super-

group, India: age, diagenesis, correlations and implications for global events // Precambrian Res. 2003. V. 121. No 1/2. P. 103-140.

Satish-Kumar M., Miyamoto T., Hermann J. et al. Pre-metamorphic carbon, oxygen and strontium isotope signature of high-grade marbles from the Lützow-Holm Complex, East Antarctica: apparent age constraints of carbonate deposition // Geol. Soc. Spec. Publ. London. 2008. V. 308. P. 147–164.

Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 4. P. 449–455.

Scholle P.A., Arthur M.A. Carbon isotopic fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1980. V. 64. P. 67–87.

Sial A.N., Gaucher C., Ramkumar M., Ferreira V.P. Chemostratigraphy as a formal stratigraphic method // Chemostratigraphy Across Major Chronological Boundaries. American Geophysical Union. Geophysical Monograph 240, First Edition. 2019. P. 3–25.

Spooner E. T.C. The strontium isotopic composition of seawater, and seawater—oceanic crust interaction // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31. № 1. P. 167–174.

Trommsdorff V., Connolly J.A.D. Constraints on phase diagram topology for the system CaO–MgO–SiO₂–CO₂–H₂O// Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. № 1. P. 1–7.

Trommsdorff V., Evans B.W. Antigorite-ophicarbonates: Phase relations in a portion of the system CaO−MgO− SiO_2 − H_2O − CO_2 // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 60. № 1. P. 39–56.

Valley J.W. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks // Eds. J.W. Valley, H.P. Taylor, J.R. O'Neil. Stable isotopes in High Temperature Geological Processes. Rev. Mineral. Geochem. Mineral. Soc. Amer. 1986. V. 16. P. 445–490.

Veizer J., Compston W. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. № 8. P. 905–914.

Veizer J., *Hoefs J*. The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks // Geochim. Cosmochim. Acta. 1976. V. 40. No 11. P. 1387–1395.

Veizer J., Holser W.T., Wilgus C.K. Correlation of ¹³C/¹²C and ³⁴S/³²S secular variations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1980. V. 44. P. 579–587.

Veizer J., Clayton R.N., Hinton R.W. Geochemistry of Precambrian carbonates: 3-shelf seas and non-marine environments of the Archean // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 10. P. 2717–2729.

Walter M.R., Veeres J.J., Calver C.R. et al. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon and sulfur in seawater and some interpretative models // Precambrian Res. 2000. V. 100. № 1. P. 371–433.

Wickman F.E. Isotope ratios — a clue to the age of certain marine sediments // J. Geol. 1948. V. 56. № 1. P. 61–66.

Winkler H.G.F. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. N.Y.: Springer-Verlag, 5th ed. 1979. 348 p.

Sr- and C-Chemostratigraphy Potential of the Paleoproterozoic Sedimentary Carbonates under Mid-Temperature Metamorphism: the Ruskeala Marble, Karelia

A. B. Kuznetsov¹, I. M. Gorokhov¹, P. Ya. Azimov¹, and E. O. Dubinina²

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

²Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry,
Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

The first comprehensive petrological and isotope-geochemical study of marble from upper level of the Sortavala Group has been carried out in the northeastern part of the Ruskeala deposit in the Northern Ladoga area. The petrological study revealed that the carbonate rocks of the Sortavala Group underwent metamorphism of mid-temperature low-pressure amphibolite facies. The mineral paragenesis of Ruskeala marble was formed at temperature of $550-600^{\circ}$ C and pressure of $\sim 3-5$ kbar in equilibrium with a mixed water-carbon dioxide fluid with $X_{\rm CO_2} \sim 0.5-0.8$. Dolomite marble contains admixture (up to 2%) of finely disseminated carbonaceous matter and about 8-15% of calcite. Dolomite contains small amounts of Mn (70–110 ppm) and Fe (1600–3600 ppm) and is rich in Sr (122–256 ppm). The primary 87 Sr/ 86 Sr ratio in dolomite lies in the range of 0.70465–0.70522, δ^{13} C value falls within the range between +0.6...+1.9‰, and δ^{18} O between -13.2...-10.2% (V-PDB). Calcite marbles are free of carbonaceous matter, have a very low contents of Mg $^{-15.2...-10.2}$ (V-1 DB). Calcite marbles are free of carbonaccous matter, have a very low contents of Mg (0.2-0.8%), Mn (10-90 ppm) and Fe (160-640 ppm) and are very rich in Sr (850-2750 ppm). The primary 87 Sr/ 86 Sr ratio in calcite marble ranges from 0.70482 to 0.70489, δ^{13} C from 1.5 to 2.1%, and δ^{18} O from -10.9 to 8.1% (V-PDB). Marble with tremolite has higher 87 Sr/ 86 Sr ratio up to 0.70522, whereas the δ^{13} C and δ^{18} O values in silicate-rich marble decrease to 0.1 and -12.2%, respectively. The metamorphism of Ruskeala carbonate was essentially isochemical process. As a consequence calcite and dolomite marbles have retained the unique Sr and C chemostratigraphic potential for the reconstruction of 87 Sr/ 86 Sr and δ^{13} C in the Paleoproterozoic seawater, despite some mid-temperature amphibolite facies metamorphic alteration. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratio in the Svecofennian ocean about 1.9–2.0 Ga was in the range of 0.70463–0.70492, and δ^{13} C value was $\pm 1.5 \pm 1\%$. New Sr-isotope data record an increase in radiogenic Sr input into the ocean about 2 billion years ago. This input probably resulted from the growth of continental crust and increased intensity of its weathering. The δ^{13} C in Ludikovian carbonates represents the beginning of C-isotope stasis in ocean after the Lomagundi-Jatulian anomaly of $^{13}C_{carb}$.

Keywords: marble, regional metamorphism, Northern Ladoga, strontium isotopes, carbon isotopes, Paleoproterozoic, Ludikovi

УДК 552.2:551.72(571.5)

ФОРМИРОВАНИЕ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕГМЕНТА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2021 г. И. К. Козаков^{а, *}, В. П. Ковач^а, Е. Б. Сальникова^а, А. Н. Диденко^b, Ю. В. Плоткина^a, А. М. Федосеенко^a

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия ^bИнститут тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия *e-mail: ivan-kozakov@vandex.ru

Поступила в редакцию 25.05.2020 г. После доработки 23.09.2020 г. Принята к публикации 07.10.2020 г.

Рассматриваются результаты геохронологических (U-Pb метод, ID-TIMS), геохимических и Sm-Nd изотопных исследований гранитоидов, вулканитов и терригенных пород восточной части Дзабханского террейна, а также кислых вулканитов дзабханской серии его южной части. Установлено, что посткинематические гранитоиды Дзабхан-Мандалской зоны, Эрдэнэ-Хаирханского и Богдоингольского блоков формировались в интервале $813 \pm 9 - 772 \pm 3$ млн лет и около 720 млн лет, а риолиты дзабханской серии -790 ± 3 млн лет. В источниках пород южной части террейна и Богдоингольского блока преобладали древние коровые образования. Nd изотопные данные для пород Дзабхан-Мандалской зоны и Эрдэнэ-Хаирханского блока отражают смешанную природу их источников и позволяют предполагать существенный вклад ранненеопротерозойского ювенильного материала. На основании полученных и опубликованных ранее данных показано, что Дзабханский террейн не является однородным блоком раннедокембрийской континентальной коры, а представляет собой неопротерозойский композитный террейн, сложенный породами островодужных, окраинно-континентальных комплексов и переработанной раннедокембрийской континентальной коры. Рассматриваются вопросы корреляции слагающих Дзабханский террейн докембрийских образований с Сонгинским, Байдарикским и Тарбагатайским террейнами, а также особенности формирования неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента ЦАСП. Установлено, что в строении террейнов Хангайской группы широко распространены океанические, островодужные, окраинно-континентальные и рифтогенные комплексы, формировавшиеся около 960— 930, 880-850 и 810-790 млн лет назад. На основе полученных данных рассматривается модель формирования и эволюции неопротерозойской коры ЦАСП на примере палеореконструкций для 925 и 825 млн лет. Предполагается, что обширный рост неопротерозойской континентальной коры региона связан с субдукционными процессами в обрамлении суперконтинента Родиния около 960-860 млн лет назад и развитием континентальных рифтов, инициировавших распад суперконтинента в середине тония около 860 и 800 млн лет назад.

Ключевые слова: Центрально-Азиатский складчатый пояс, магматизм, метаморфизм, геохронология, неопротерозой, изотопная геология, корообразование

DOI: 10.31857/S0869590321020059

ВВЕДЕНИЕ

Строение Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) определяется сочетанием неопротерозойских и палеозойских палеоокеанических и островодужных комплексов и блоков с докембрийским фундаментом (Моссаковский и др., 1993; Диденко, 1994). Среди наиболее крупных блоков с раннедокембрийским фундаментом в центральном сегменте ЦАСП были выделены Дзабханский и Тувино-Монгольский террейны, которые первоначально объединялись в единый

микроконтинент (Беличенко, Боос, 1988). Однако позднее было установлено, что каждый террейн имел сложную историю амальгамации и несколько этапов формирования своих вулканогенно-осадочных чехлов (Беличенко и др., 1994; Козаков и др., 1997, 2014, 2015, 2017а; Кузьмичев, 2004; Levashova et al., 2010; Овчинникова и др., 2012; Rooney et al., 2015; Кузнецов и др., 2018 и др.). Одним из наиболее сложнопостроенных террейнов является Дзабханский (рис. 1а). В его составе объединялись Байдарикский, Тарбагатайский,

Сонгинский и, собственно, Дзабханский блоки (Беличенко, Босс, 1988; Карта геологических..., 1989; Зайцев, 1990), отнесенные позднее к "кратонным" террейнам (Badarch et al., 2002). Однако раннедокембрийские кристаллические комплексы установлены только в северо-западной части Байдарикского террейна (Митрофанов и др., 1985; Козаков, 1986; Козаков др., 1997, 2007; Kröner et al., 2017b) и идерском комплексе Тарбагатайского террейна (Козаков и др., 2011; Kröner et al., 2015b) (рис. 1б). Полученные к настоящему времени геологические, геохронологические и Sm-Nd изотопные данные позволяют сделать вывод, что Сонгинский и северная часть Дзабханского террейнов представляют собой гетерогенные структуры, в которых объединены островодужные и окраинно-континентальные комплексы неопротерозоя (Ковач и др., 2013; Козаков и др., 2013а, 2013б, 2014, 2016, 2017а, 2017б; Ярмолюк и др., 2015, 2017). В то же время для пород восточной части Дзабханского террейна получены только единичные геохронологические и Sm-Nd изотопные данные (Козаков и др., 2015а, 2017а), что не позволяет разработать интегрированную геодинамическую модель формирования как самого террейна, так и микроконтинентов центрального сегмента ЦАСП в целом.

В статье рассматриваются результаты геохронологических (U-Pb метод, ID-TIMS) и Sm-Nd изотопных исследований гранитоидов, вулканитов и терригенных пород восточной части Дзабханского террейна, а также кислых вулканитов дзабханской серии его южной части. На основании полученных и опубликованных ранее данных предложена новая схема геологического строения Дзабханского террейна, рассматриваются вопросы корреляции слагающих его докембрийских образований с Сонгинским, Байдарикским и Тарбагатайским террейнами, а также особенности формирования неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента ЦАСП.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЗАБХАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

В современной структуре центрального сегмента ЦАСП Дзабханский террейн с юга и запада сочленен по системе надвигов и сдвиговых зон с эдиакарий-раннекембрийскими палеоокеаническими и островодужными комплексами Озерной зоны (рис. 2). На севере выходы пород Дзабханского террейна отделяют от Сонгинского террейна пески пустыни Монгол Элс, а с востока развиты обширные поля позднепалеозойских гранитоидов (Карта ..., 1989). На тектонической схеме (Ярмолюк и др., 2017; Ярмолюк, Дегтярев, 2019) граница между Сонгинским и Дзабханским террейнами проводится по р. Дзабхан-гол, а территория междуречья Дзабхан-гол—Хунгуй-гол рассматривает-

ся как единая Дзабхан-Мандалская зона Сонгинского террейна. В работе (Badarch et al., 2002) дантеррейны были отнесены к раннему докембрию и объединены с Байдарикским кратонным террейном, который коррелирует с Тарбагатайским террейном. На схеме в (Buriánek et а1., 2017) они объединены в группу нерасчленных по возрасту метаморфических террейнов без разделения на ранне- и позднедокембрийские образования. Эти схемы в некоторых аспектах не согласуются с полученными нами данными, касающимися корреляции и возраста структурно-вещественных комплексов рассматриваемых террейнов. Образования, развитые севернее р. Хунгуй-гол, рассматриваются нами в составе Сонгинского террейна (Козаков и др., 2013а). Основанием для этого является, помимо отсутствия прямых геологических соотношений между Сонгинским и Дзабханским террейнами, различие в ориентировке главных картируемых структур (рис. 2). Кроме того, структурновещественные комплексы различаются по изотопным и геохимическим характеристикам и особенностям развития процессов регионального метаморфизма (см. ниже). Можно полагать, что эти террейны разделены разломами северо-западного простирания, перекрытого песками пустыни Монгол Элс.

В строении фундамента Дзабханского террейна ранее выделялись два типа структурно-вещественных комплексов: древний, предположительно, раннедокембрийский, сложенный высокометаморфизованными породами, и позднедокембрийский, представленный неметаморфизованными породами терригенной и терригенно-вулканогенной толщ дзабханской серии (Геологическая карта ..., 1982а, 19826; Зайцев, 1990). Предполагалось, что они являются фундаментом, перекрытым терригеннокарбонатными толщами шельфового чехла, отлагавшегося с конца позднего рифея по ранний кембрий, что соответствует интервалу криогений-эдакарий-кембрий международной шкалы (Семихатов и др., 2015; Shields-Zhou et al., 2016). Полученные к настоящему времени структурногеологические, геохронологические и Sm-Nd изотопные данные (Козаков и др., 2014, 2015, 2016, 2017а, 2017б, 2020б; настоящая работа) позволяют выделить в геологическом строении террейна зоны и блоки, различающиеся особенностями состава, возраста и обстановок формирования слагающих его структурно-вещественных комплексов (рис. 2).

В Дзабхан-Хунгуйской зоне западной (краевой) части Дзабханского террейна развиты биотитовые, биотит-мусковитовые, роговообманковые и реже гранат-биотитовые гнейсы с пластами амфиболитов, кварцитов и протяженными горизонтами мраморов, а также присутствуют тектонические пластины серпентинизированных гипербазитов (рис. 2). Породы зоны интенсивно рассланцованы и милонитизированы. Гранитоиды, фактически пре-

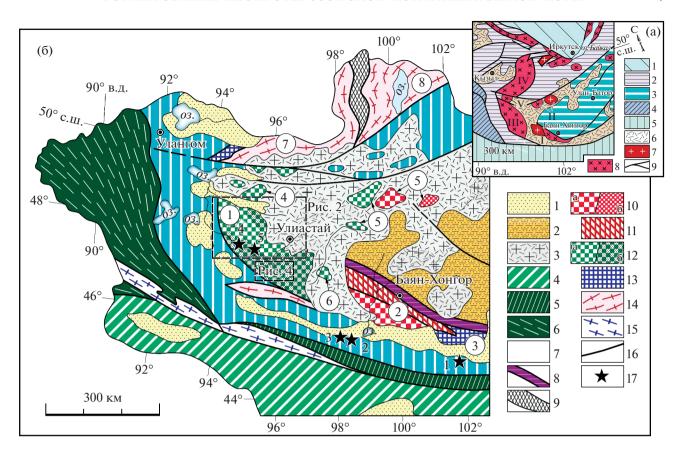


Рис. 1. Схема геологического положения блоков докембрия в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. Составлена с использованием материалов (Зайцев, 1990; Карта ..., 1989; Козаков и др., 2017б). (а) Главные тектонические структуры южного обрамления Сибирской платформы. 1 — Сибирская платформа, 2 — ранние каледониды, 3 — толщи турбидитного бассейна среднего—позднего палеозоя, 4 — поздние каледониды, 5 — герциниды, 6 — вулканоплутонические пояса позднего палеозоя—мезозоя, 7, 8 — фрагменты континентальной коры: с раннедокембрийским (7) и неопротерозойским (8) основанием, 9 — главные тектонические границы. Римскими цифрами обозначены: I — Байдарикский террейн, II — Тарбагатайский террейн, III — Дзабханский террейн, IV — Тувино-Монгольский террейн, V — Сонгинский террейн.

(б) Положение высокоградных метаморфических комплексов в структурах Западной Монголии. 1 — четвертичные отложения; 2 — турбидитные отложения девона—карбона; 3 — нерасчлененные вулканоплутонические комплексы палеозоя—раннего мезозоя; 4 — палеоокеанические и островодужные герциниды Южно-Алтайской зоны; 5 — отложения континентального склона и пассивной окраины; 6 — поздние каледониды Монголо-Алтайской зоны; 7 — палеоокеанические и островодужные комплексы эдиакария—нижнего кембрия Озерной зоны; 8 — эдиакарий-неопротерозойские офиолиты Баянхонгорской зоны; 9 — ранненеопротерозойские палеоокеанические и островодужные комплексы; 10—15 — блоки кристаллических пород: 10 — раннего докембрия (а — установленные, 6 — предполагаемые), 11 — нерасчлененные шельфовые и вулканические толщи Баянхонгорской зоны и метаморфические породы Южно-Хангайского метаморфического пояса (поздний неопротерозой), 12 — метаморфические комплексы раннего неопротерозоя (а — обнаженные, 6 — предполагаемые под чехлом), 13 — метаморфические комплексы позднего палеозоя; 16 — тектонические границы, разломы; 17 — положение объектов с возрастными интервалами около 980—930 млн лет: 1 — 983 ± 6, 956 ± 3 и 954 ± 8 млн лет (Demoux et al., 2009); 2 — 955 ± 7 млн лет (Kröner et al., 2010); 3 — 948 ± 6, 941 ± 11, 933 ± 6 млн лет (Buriánek et al., 2017); 4 — 959 ± 8, 944 ± 6 и 930 ± 6 млн лет (Козаков и др., 2016, 20176); 5 — положение пробы с реликтовыми эклогитовыми и глаукофансланцевыми парагенезисами.

Цифры в кружках: 1 — Дзабханский террейн; 2, 3 — блоки Байдарикского террейна: 2 — раннедокембрийский Байдарикский блок, 3 — поздненеопротерозойский Тацаингольский блок; 4 — Сонгинский террейн; 5 — Тарбагатайский террейн; 6 — Отгонский блок Дзабханского террейна; 7 — Тувино-Монгольский террейн; 8 — Хамардабанский террейн.

вращенные в ортогнейсы, имеют возраст около 814 млн лет (LA-ICP-MS, неопубликованные данные авторов), близкий к возрасту большей части посткинематических гранитоидов других блоков Дзабханского террейна (Козаков и др., 2014,

2017а; настоящая работа). Деформационные процессы интенсивно проявлены только в западной части террейна и, возможно, связаны с аккрецией эдиакарий—кембрийских островодужных комплексов Озерной зоны и Дзабханского террейна.

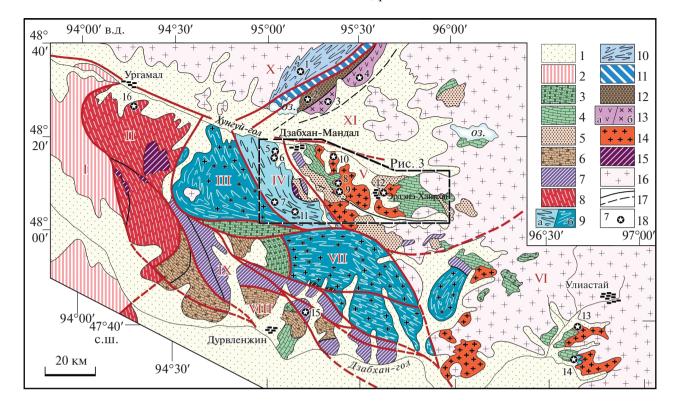


Рис. 2. Схема строения северной части Дзабханского террейна и Баяннурского блока Сонгинского террейна, с использованием (Геологическая карта ..., 1982a, 1982b, 1982b; Козаков и др., 2013, 2014, 2016, 2017b, 2019a).

1 — четвертичные рыхлые отложения; 2 — эдиакарий-кембрийские палеоокеанические комплексы Озерной зоны; 3-9 - Дзабханский террейн: 3, 4 - толщи шельфового чехла Дзабханского террейна: 3 - известняки баяннульской свиты и песчаники, гравелиты, алевролиты, известняки баяннурской свиты (нижний кембрий), 4 – доломиты, известняки, кварциты цаганоломской свиты (эдиакарий); 5 — эрдэнэхаирханский комплекс; 6 — нерасчлененные породы дзабханской серии и цаганоломской свиты; 7 – зона меланжа; 8 – биотитовые, биотит-мусковитовые, роговообманковые и гранат-биотитовые гнейсы, амфиболиты, гранатовые амфиболиты, кварциты, протяженные горизонты мраморов; 9 — гнейсо-мигматитовый комплекс (мигматиты, гнейсо-граниты, амфиболиты, мраморы): 9а — полиметаморфический, 96 — монометаморфический. 10—13 — Баяннурский блок Сонгинского террейна: 10 — баяннурский комплекс (биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты, амфиболовые гнейсы), 11-13 -холбонурский комплекс: 11 — породы палеоокеанической ассоциации (амфиболовые сланцы и амфиболиты (метавулканиты основного и среднего состава) с горизонтами кварцитов и прослоями кремнистых пород), 12 – породы терригенной ассоциации (аргиллиты, песчаники, гравелиты, конгломераты), 13 — породы островодужной ассоциации (а — песчаники, гравелиты, конгломераты, олистолиты, риолиты, базальты, шаровые лавы, б – тоналиты и трондьемиты Гашуннурского массива); 14 — массивы и поля неопротерозойского тоналит-гранодиорит-тродьемиового комплекса; 15 — серпентиниты; 16 гранитоиды позднего палеозоя; 17 – разломы, тектонические границы (а – установленные, б – предполагаемые под рыхлыми отложениями); 18 — положение геохронологических проб гранитоидов и их возраст (млн лет): 1-4 (Сонгинский террейн): $1-802\pm6$, $2-790\pm2$, $3-859\pm3$, $4-888\pm2$; 5-16 (Дзабханский террейн): $5-860\pm3$, $6-856\pm2$, 7- $786 \pm 6, 8 - 862 \pm 3, 9 - 798 \pm 7, 10 - 813 \pm 9, 11 - 772 \pm 3, 12 - 722 \pm 4, 13 - 717 \pm 5, 14 - 847 \pm 2.6, 15 - 960 - 930, 16 - 463 \pm 2.$ Римскими цифрами обозначены структуры Дзабханского террейна и его обрамления: І – Озерная зона; ІІ – Дзабхан-Хунгуйская зона; III — Ургамалская зона; IV — Дзабхан-Мандалская зона; V — Эрдэнэ-Хаирханский блок; VI — Богдоингольский блок; VII – неопротерозойские постметаморфические гранитоиды; VIII – Дурвленжинский блок; IX – зона тектонического меланжа: X-XI – Баяннурский блок Сонгинского террейна: X – баяннурский гнейсо-мигматитовый комплекс, XI – холбонурский комплекс.

Возрастной интервал посткинематических гранитоидов в других блоках составляет 860—720 млн лет (в том числе, 813 млн лет). Оценки возраста метаморфизма, который может быть связан с более поздним процессом — сочленением с офиолитами Озерной зоны, также различны — 860, 847, 800 млн лет.

В северной части Дзабханского террейна выделены две зоны высокометаморфизованных по-

род, различающиеся по составу и особенностям структурно-метаморфического развития — Ургамалская и Дзабхан-Мандалская, строение которых детально рассмотрено в работе (Козаков и др., 2014) (рис. 2). Ранее породы этих зон рассматривались как типовые образования раннедокембрийского фундамента Дзабханского террейна (Геологическая карта ..., 1982а, 1982б; Карта ..., 1989). Однако породы этих зон характеризуются значениями Nd-модельного возраста в интервале

2.2—1.3 млрд лет, что исключает их отнесение к раннему докембрию.

В строении Ургамалской зоны принимают участие лвуслюдяные сланцы, биотитовые, гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, кварциты, пластовые тела и массивы гранатовых амфиболитов, а также протяженные горизонты мраморов (Козаков и др., 2014). Ранее эти породы относились к свитам цаганнур и шубун (Геологическая карта ..., 1982а, 1982б). Простирание пород изменяется с юга на север от северо-западного $(340^{\circ}-350^{\circ})$ до северо-восточного ($10^{\circ}-30^{\circ}$). Породы зоны прогрессивно метаморфизованы в условиях эпидотамфиболитовой и амфиболитовой фации. Детритовые цирконы из гранат-мусковит-биотитовых парагнейсов имеют возрастные значения в интервале 890-840 млн лет. Средневзвешенное значение возраста по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U составляет 863 ± 7 млн лет (Ковач и др., 2019б). Гнейсо-граниты имеют возраст около 820 млн лет (LA-ICP-MS, неопубликованные данные авторов). Таким образом, формирование протолитов метатерригенных пород Ургамалской зоны происходило в интервале около 0.87-0.82 млрд лет.

В Дзабхан-Мандалской зоне развиты в различной степени мигматизированные роговообманковые, гранат-роговообманковые, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы с горизонтами мраморов, а также габбро-амфиболиты и порфировидные гнейсо-граниты (Козаков и др., 2014). Породы интенсивно дислоцированы в процессе трех этапов деформаций. Главные картируемые субвертикальные структуры имеют северо-западное направление (340°-300°). Породы Дзабхан-Мандалской зоны метаморфизованы дважды: в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, сопровождавшейся мигматизацией, и в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, изофациальной по условиям метаморфизма пород Ургамалской зоны. Оценку возраста раннего метаморфизма определяют синметаморфические габбро-диориты с возрастом 860 ± 3 млн лет, а верхнюю возрастную границу этого метаморфизма – рассланцованные субщелочные граниты с возрастом 856 ± 2 млн лет (Козаков и др., 2014). Наложенный метаморфизм Дзабхан-Мандалской зоны и прогрессивный метаморфизм Ургамалской зоны можно коррелировать с метаморфизмом, проявленным в баяннурском комплексе Сонгинского террейна (802 ± 6 млн лет, Козаков и др., 2013) (рис. 2). Посткинематические гранитоиды Ургамалской и Дзабхан-Мандалской зон имеют возраст 786 ± 6 млн лет (Козаков и др., 2014), в Сонгинском террейне они имеют близкое значение возраста -790 ± 2 млн лет (Козаков и др., 2013) (рис. 2). Конкордантные оценки возраста детритовых цирконов из биотит-гранатовых плагиогнейсов Дзабхан-Мандалской зоны находятся преимущественно в интервале 844-901 млн

лет, средневзвешенное значение по отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составляет 871 ± 8 млн лет (Ковач и др., 2019б). Таким образом, формирование протолитов метатерригенных пород Дзабхан-Мандалской зоны происходило в интервале около 880-860 млн лет.

В северо-восточной части Дзабханского террейна высокометаморфизованные породы Дзабхан-Мандалской зоны ограничены разломом, который приурочен к долине, выходящей к реке Хунгуй-гол (рис. 2, 3). В западном борту долины развиты тектонические линзы серпентинитов, рассланцованных мигматитов, гнейсо-гранитов, роговообманковых метагабброидов, характерных для Дзабхан-Мандалской зоны, а также амфиболовых сланцев и неметаморфизованных терригенных пород (песчаников, гравелитов). К северо-востоку от разлома широко развиты криогений-кембрийские карбонатные породы цаганоломской свиты, которые полого залегают на неметаморфизованных терригенных и вулканогенных породах и гранитоидах. Терригенная толща сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами и кварцитами. В вулканогенной толще развиты базальты, андезибазальты, реже андезиты, дациты и граувакки. В гальках конгломератов преобладают вулканиты (андезибазальты, риолиты, гранодиорит-порфиры) и трондьемиты, гальки высокометаморфизованных пород и гнейсо-гранитов отсутствуют. Ранее эти толщи были отнесены к неопротерозойской дзабханской серии, более поздней по отношению к высокометаморфизованным породам Дзабхан-Мандалской зоны (свита будун по (Геологическая карта ..., 1982а, 1982б; Карта ..., 1989). Терригенная и терригенно-вулканогенная толщи прорваны недеформированными массивами гранитоидов с возрастом 862 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2017). Конкордантные значения возрастов детритовых цирконов из песчаников и гравелитов терригенной толщи имеют максимумы на кривой вероятности возрастов около 0.92, 1.38, 2.04, 2.20, 2.32, 2.46, 2.62, 2.72 и 3.43 млрд лет (Ковач и др., 2019б). Таким образом, возможный интервал накопления пород этой толщи составляет около 0.92–0.86 млрд лет. В то время как риолиты дзабханской серии центральной и южной частей Дзабханского террейна (рис. 4) имеют возраст в интервале 802—787 млн лет (Levashova et al., 2010; Bold et al., 2016b; настоящая работа). Следовательно, терригенные и терригенно-вулканогенные толщи северо-восточной части Дзабханского террейна не могут коррелировать с образованиями дзабханской серии. Это послужило основанием для их отнесения к самостоятельному более древнему эрдэнэхаирханскому комплексу и выделению Эрдэнэ-Хаирханского блока.

С востока Дзабханский террейн ограничен полем позднепалеозойских гранитоидов Хангайского батолита (Ярмолюк и др., 2016, 2019), среди которых расположен *Богдоингольский блок* (рис. 2).

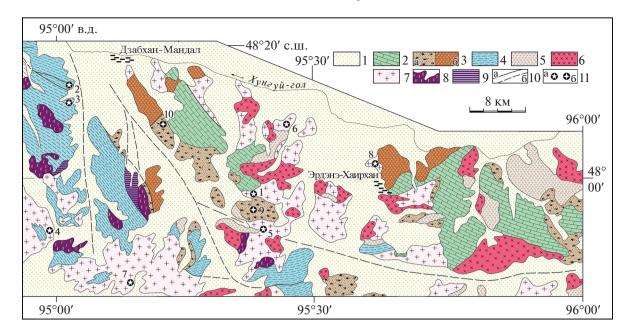


Рис. 3. Схема положения неопротерозойских гранитоидов северо-восточной части Дзабханского террейна, с использованием (Геологическая карта..., 19826, Козаков и др., 2014).

1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — карбонатные толщи цаганоломской свиты; 3 — толщи терригенной (а) и терригенно-вулканогенной (б) ассоциаций эрдэнэхаирханского комплекса; 4 — биотитовые и роговобманковые гнейсы локально с пластами мраморов, мигматиты; 5 — нерасчлененные вулканиты позднего палеозоя; 6 — гранитоиды позднего палеозоя; 7 — неопротерозойские гранитоиды; 8 — метагабброиды; 9 — серпентинизированные гипербазиты; 10 — разломы, тектонические границы (а), под чехлом (б); 11 — положение геохронологических проб и их возраст (млн лет): 11a — гранитоидов: 1 — 862 ± 3 , 2 — 860 ± 3 , 3 — 856 ± 2 , 4 — 786 ± 6 , 5 — 798 ± 7 , 6 — 813 ± 9 , 7 — 772 ± 4 , 8 — 722 ± 4 ; 116 — терригенных пород Эрдэнэ-Хаирханского блока: 9 — песчаники; 10 — гравелиты.

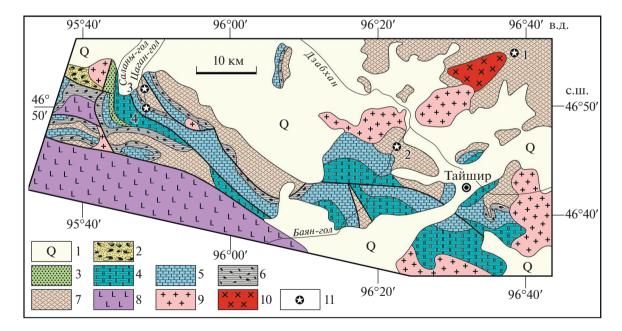


Рис. 4. Схема геологического строения хребта Хасагт-Хайрхан и бассейна р. Дзабхан, с использованием (Ярмолюк и др., 2008; Овчинникова и др., 2012; Ковач и др., 2019а). 1 – кайнозойские отложения; 2 – ордовикские конгломераты; 3 – терригенная саланыгольская свита; 4 – терригенно-

1— кайнозойские отложения; 2— ордовикские конгломераты; 3— терригенная саланыгольская свита; 4— терригенно-карбонатная баянгольская свита; 5— карбонатные толщи цаганоломской свиты; 6— тиллиты майханулской пачки; 7— вулканогенные породы дзабханской серии; 8— эдиакарий-кембрийский офиолитовый комплекс Озерной зоны; 9— палеозойские гранитоиды; 10— шелочные граниты (755 ± 3 млн лет, Ярмолюк и др., 2008); 11— положение объектов датирования: 1— риолиты пробы Д3-7, 790 ± 3 млн лет; 2 и 3— вулканиты нижней (803 ± 8 млн лет, LA-ICP-MS, Levashova et al., 2010) и верхней частей разреза дзабханской серии; 4—известняки цаганоломской свиты (635 ± 23 млн лет, U-Pb метод, Овчинникова и др., 2012; Bold et al., 2016a).

В его пределах карбонатные породы цаганоломской свиты полого залегают на мигматизированных биотитовых гнейсах с телами синметаморфических кварцевых диоритов с возрастом 847 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2020б) и посткинематических гранитоидов с возрастом 717 ± 5 млн лет (Козаков и др., 2015). Это отличает фундамент Богдоингольского блока от Эрдэнэ-Хаирханского блока, в котором не проявлены неопротерозойские структурно-метаморфические преобразования. Дзабхан-Мандалская и Ургамалская зоны отличаются отсутствием криогений-кембрийского шельфового чехла.

Посткинематические гранитоиды Дзабханского террейна, объединявшиеся при геологической съемке в позднедокембрийский гранитоидный комплекс (Геологическая карта ..., 1982а, 19826, 1982в), развиты во всех вышеописанных зонах и блоках. Изначально мы предполагали, что они близки по возрасту к постметаморфическим гранитоидам Баяннурского массива (~790 млн лет) Сонгинского террейна. Однако при более поздних исследованиях для этих сходных по составу и структуре массивах гранитоидов было установлено, что их возраст варьирует от 862 ± 3 до 717 ± 5 млн лет (Козаков и др., 2014, 2015, 2020б). Для всех массивов Эрдэнэ-Хаирхнского блока породы рамы неметаморфизованы, имеют субвертикальную ориентировку и перекрыты полого ориентированной толщей карбонатных пород венда. В Богдоингольском блоке эта толща залегает на интенсивно метаморфизованных (мигматизированных) гнейсах (Козаков и др., 2020б). При этом в обоих блоках близкие по составу посткинематические гранитоиды имеют сходные значения возраста ~720 млн лет. Общим для массивов этих гранитоидов является внедрение после завершения складчатости, определяющей структуру вмещающих пород конкретного блока, и отсутствие наложенных структурных преобразований (рис. 2, 3). Это свидетельствует об относительной стабильности блоков, в которых локализованы гранитоиды, ко времени их внедрения. Для получения дополнительной информации об их возрасте и обстановках формирования были отобраны пробы посткинематических гранитоидов Эрдэнэ-Хаирханского и Богдоингольского блоков, а также Дзабхан-Мандалской зоны, в которой гранитоиды с возрастом 856 млн лет метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации (Козаков и др., 2012) (рис. 3). Полученные к настоящему времени данные свидетельствуют о неоднократности проявления регионального метаморфизма в неопротерозойских комплексах различных блоков, входящих в террейны Хангайской группы (Козаков и др., 2011, 2014, 2020б).

Структуры северной и южной частей Дзабханского террейна разделены *зоной тектонического меланжа* северо-западного простирания (рис. 2).

В ней совмещены тектонические пластины, сложенные как высокометаморфизованными породами (амфиболиты, амфиболовые кристаллические сланцы, кварцито-гнейсы, мраморы), так и слабометаморфизованными и неметаморфизованными вулканитами (базальты, в том числе шаровые, андезибазальты, реже андезиты и дациты). Низкоглиноземистые слабометаморфизованные метатрондьемиты Хараулинского блока имеют возраст 959 ± 8 и 944 ± 6 млн лет, а для секущих дайки метагаббро -930 ± 6 млн лет (U-Th-Pb метод, SIMS; Козаков и др., 2016, 20176; 20196; Коvach et al., 2017) (рис. 1б). Метатрондьемиты имеют геохимические характеристики, типичные для "океанических" плагиогранитов, а базальты и андезибазальты сопоставимы с островодужными вулканитами. В юго-восточной части зоны меланжа в горизонтах амфиболитов среди кварцито-гнейсов (точка 5 на рис. 16) установлены реликтовые парагенезисы эклогитовой и глаукофансланцевой фации (Азимов, Козаков, 2019).

В Дурвленжинском блоке южной части Дзабханского террейна среди выходов карбонатных пород цаганоломской свиты шельфового чехла присутствуют тектонические линзы неметаморфизованных вулканитов, относимых к дзабханской серии (андезибазальты, риолиты, дациты), а также амфиболовые и биотит-амфиболовые сланцы (рис. 2). В этой части террейна прямых стратиграфических соотношений между породами дзабханской серии и цаганоломской свиты не установлено. Также не установлены выходы высокометаморфизованных пород, которые можно отнести к докембрийскому фундаменту Дзабханского террейна.

В юго-западной части террейна для цирконов из риолитов дзабханской серии были получены оценки возраста от 802 до 787 млн лет в нижней и верхней частях разреза соответственно (LA-ICP-MS, Levashova et al., 2010; ID-TIMS, Bold et al., 2016b) (рис. 4). Возраст щелочных гранитов Яманульского массива юго-восточной части террейна равен 755 ± 3 млн лет (Ярмолюк и др., 2008). В связи с тем, что для аналогичных по составу вулканитов восточной части Дзабханского террейна, относившихся ранее к дзабханской серии, установлен более древний интервал возрастов (см. выше), нами для получения информации о возрасте и источниках расплавов риолитов дзабханской серии юго-восточной части террейна была отобрана проба ДЗ-7 (рис. 4). Карбонатный чехол, перекрывающий вулканиты дзабханской серии, имеет криогений-раннекембрийский возраст, согласно U-Pb возрасту известняков 632 ± 14 млн лет (Овчинникова и др., 2012) и Sr-изотопным характеристикам (0.7067-0.7087, Крамчанинов, Кузнецов, 2014). Позднее Re-Os методом было получено значение 659 ± 4 млн лет (Rooney et al., 2015).

Образования южной и западной частей Дзабханского террейна контактируют с неметаморфизованными вулканитами эдиакария—раннего кембрия Озерной зоны (рис. 1, 4). В зоне сочленения эти вулканиты совмещены с тектоническими пластинами ортогнейсов с возрастами 1967 ± 13 , 811 ± 1 и 800 ± 19 млн лет (LA-ICP-MS, Bold al., 2016a), а также мигматизированных гнейсов с включениями гранулитов (510 млн лет) и гранитов, сопряженных с метаморфизмом амфиболитовой фации (490 млн лет) (ID-TIMS, Козаков и др., 2002).

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона (или их фрагменты) подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и $1 M HNO_3$. При этом после каждой ступени эти кристаллы промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Рb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Kpoy (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности циркона использовалась аэроабразивная обработка (Krogh, 1982) и метод предварительной кислотной обработки (Mattinson, 1994), а также метод предварительного высокотемпературного отжига в муфельной печи "SNOL E5CC" керамических тиглях при температуре 850°C в течение 48 ч (Mattinson, 2005) с последующей кислотной обработкой циркона. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом, так и динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Для изотопных исследований использовался трассер ²³⁵U-²⁰²Pb. Точность определения U/Pb отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Рь и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась с помощью программам "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 2008). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2 σ .

Sm-Nd изотопные исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd были измерены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные отношения 143 Nd/ 144 Nd нормализованы к отношению 146 Nd/ 144 Nd = 0.7219 и приведены к отношению 143 Nd/ 144 Nd = 0.511115 в

Nd стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение 143 Nd/ 144 Nd в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило $0.512108\pm7~(n=10)$. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет $\pm0.5\%$, изотопных отношений 147 Sm/ 144 Nd — $\pm0.5\%$, 143 Nd/ 144 Nd — $\pm0.005\%~(2\sigma)$. Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин $\epsilon_{\rm Nd}$ (T) и модельных возрастов $T_{\rm Nd}$ (DM) использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (143 Nd/ 144 Nd = 0.512638, 147 Sm/ 144 Nd = 0.1967) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (143 Nd/ 144 Nd = 0.513151, 147 Sm/ 144 Nd = 0.21365).

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Циркон из гранодиорита южной части *Эрд*энэ-Хаирханского блока (проба 8057) представлен субидиоморфными, реже идиоморфными, короткопризматическими прозрачными, полупрозрачными кристаллами серовато-розового цвета. Кристаллы огранены сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {103} (рис. 5a, I–III). Поверхности граней часто корродированы. Размер кристаллов изменяется от 50 до 250 мкм, $K_{ynn} = 1.5 - 2.0$. Циркон обладает зональным внутренним строением, содержит большое количество минеральных, расплавных и флюидных включений (рис. 5a, IV-VI), а также реликты унаследованных ядер, обнаруженные в отдельных зернах. Кроме того, внешние участки зерен часто обладают пониженным двупреломлением.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований наиболее чистые и идиоморфные зерна из фракций 50-75, 75-100 и >100 мкм были подвергнуты предварительной кислотной обработке, в том числе с применением предшествующего ей высокотемпературного отжига (№ 1–4 в табл. 1). Как видно на рис. 6а, точки изотопного состава этого циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 798 ± 7 млн лет (нижнее пересечение -353 ± 28 млн лет. СКВО = 0.42). Учитывая, что морфологические особенности циркона указывают на его магматическое происхождение, мы рассматриваем полученную оценку возраста 798 ± 7 млн лет в качестве возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для данных гранодиоритов.

Акцессорный циркон трондьемита северо-западной части Эрдэнэ-Хаирханского блока (проба 8059) представлен прозрачными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами желтоватого цвета, габитус которых изменяется от коротко- до длиннопризматического. Размер зерен составля-

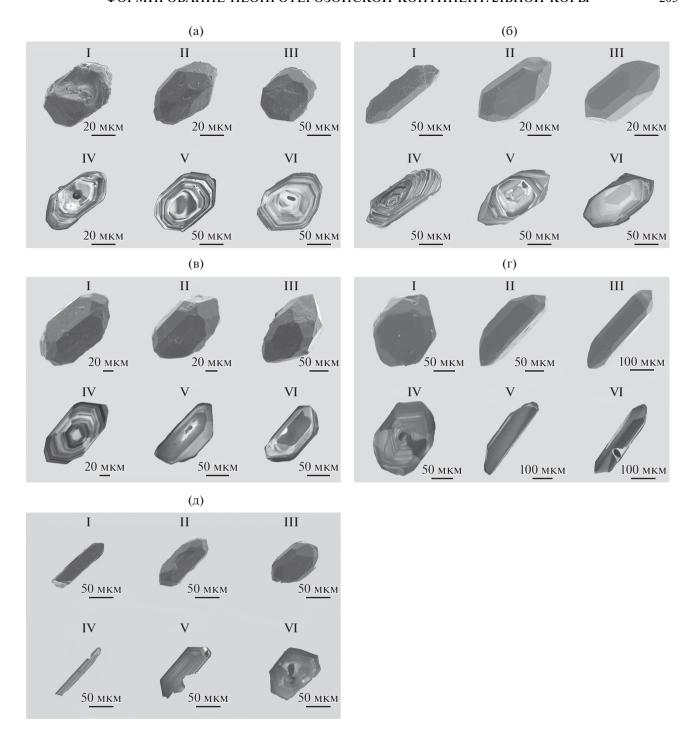


Рис. 5. Микрофотографии кристаллов циркона из гранитоидов Дзабханского террейна, выполненные на сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA3.

I—III— в режиме вторичных электронов; IV—VI— в режиме катодолюминесценции: (а) проба 8057, (б) проба 8059,

ет 30—200 мкм, $K_{yдл.} = 1.0$ —5.0. Огранка кристаллов представлена сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {211} (рис. 5б, I—III). Для внутреннего строения циркона характерна тонкая магматическая зональность (рис. 5б, IV—VI) и секториальность (рис. 5б, VI). В большинстве зе-

(в) проба 8016, (г) проба 7214, (д) проба ДЗ-7.

рен наблюдаются унаследованные ядра различной сохранности (рис. 56, IV–VI), часто занимающие доминирующий объем кристалла.

Для геохронологических исследований был использован циркон из размерных фракций 50– 85, 50–100 и 85–100 мкм (№ 5–10 в табл. 1). Часть

і циркона
к исследований
у изотопны
Результаты
Η.
Таблица

			4		Изс	Изотопные отношения	юшения			Возр	Возраст, млн лет	IeT
Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	Навеска, мг	Pb, U, MKT/F MKT/F	9d ₇₀₇ /9d ₉₀₇	_e 9d _{90Z} /9d _{20Z}	_E 9d _{90Z} /9d _{80Z}	NSEZ/9d ₂₀₇	Ω _{8εζ} /9d _{90ζ}	Rho	U ²⁵² /4q ⁷⁰²	U885/49d902	9d ₉₀₇ /9d ₂₀₇
		одп	ба 8057 (координаты: 47° 06′23″	инаты: 4		c.m., 95°23′25″°	"° в.д.)					
1	75-100, ВО, кисл. oбр. = 3.0	*	U/Pb = 8.5	989	0.0661 ± 1	0.2904 ± 1	0.9628 ± 58	0.1094 ± 6	0.97	685 ± 4	669 ± 4	736 ± 3
2	>100, кисл. обр. = 4.0	*	U/Pb = 7.8	10135	0.0640 ± 1	0.2584 ± 1	0.9769 ± 13	0.1106 ± 1	96.0	692 ± 1 (6)	676 ± 1	743 ± 1
3	75-100, кисл. oбр. = 3.0	*	U/Pb = 6.7	1559	0.0652 ± 1	0.2864 ± 1	1.1126 ± 21	0.1239 ± 1	0.97	760 ± 1	753 ± 1	779 ± 1
4	50-75, 20 крист., ВО кисл. oбр. = 3.0	*	U/Pb = 6.7	131	0.0655 ± 6	0.2718 ± 1	1.1518 ± 90	0.1276 ± 4	0.54	778 ± 8	774 ± 4 7	790 ± 19
		dп	юба 8059 (к <i>ординаты:</i> 48°14′04″	инаты:		c.m., 95°26′20″	′ в.д.)					
5	50-85, ВО, кисл. oбр. = 3.0	*	U/Pb = 7.2	4188	0.0726 ± 1	0.1683 ± 1	1.5010 ± 21	0.1500 ± 1	0.93	931 ± 1	901 ± 1	1003 ± 1
9	85-100, кисл. oбр. = 3.0	*	U/Pb = 11.7	563	0.0708 ± 1	0.1622 ± 1	1.4200 ± 28	0.1455 ± 1	0.82	897 ± 2	876 ± 1	951 ± 3
7	50-100, 30 kpuct., A = 30%	0.02	45.3 276	1521	0.0700 ± 1	0.2067 ± 1	1.4107 ± 85	0.1459 ± 8	0.46	893 ± 2	878 ± 2	933 ± 4
∞	50-85, 20 kpucr.	0.14	23.0 133	345	0.0737 ± 1	0.1970 ± 1	1.3932 ± 22	0.1370 ± 1	0.84	886 ± 1 8	828 ± 1 1	1034 ± 2
6	85-100, 50 крист.	0.08	16.8 116	1284	0.0685 ± 1	0.1600 ± 1	1.2866 ± 44	0.1361 ± 2	0.82	840 ± 3 8	823 ± 2	885 ± 4
10	50-100, 30 крист.	0.43	15.3 135	1069	0.0675 ± 1	0.1764 ± 1	1.2775 ± 24	0.1373 ± 5	68.0	836 ± 2	829 ± 5 8	853 ± 2
		dп	оба 8016 (к <i>оординаты</i> : 48°11′46″	инаты:		с.ш., 95°36′60″ в.д.)	" В.Д.)					·
11	>100, 20 крист.	*	U/Pb = 5.9	167	0.0654 ± 4	0.4044 ± 1	1.0850 ± 98	0.1203 ± 5	95.0	746 ± 7	732 ± 3	788 ± 15
12	50-75, 30 kpuct.	90.0	33.6 218	965	0.0656 ± 1	0.3157 ± 1	1.0962 ± 33	0.1213 ± 2	89.0	751 ± 2	738 ± 1	792 ± 5
13	<60, 20 крист.	*	U/Pb = 6.8	300	0.0672 ± 1	0.2945 ± 1	1.1268 ± 22	0.1216 ± 1	0.73	766 ± 2	740 ± 1 8	845 ± 3
14	50—75 кисл. oбр. = 2.0	0.07	9.75 55.3	1055	0.0883 ± 4	0.2818 ± 1	1.7966 ± 72	0.1475 ± 3	0.58 1	1044 ± 4	887 ± 2 1	1390 ± 7
		dп	оба 7214 (к <i>оординаты:</i> 48°02′22″	инаты:		с.ш., 95°08′18″ в.д.)	" в.д.)					·
15	80—100 дл-призм., 30 крист.	0.36	7.03 58.8	204	0.0657 ± 2	0.2398 ± 1	0.7574 ± 23	0.0836 ± 2	0.58	573 ± 2	517 ± 1	9 ∓ 862
16	100-200 изом., 20 крист.	0.27	6.00 41.0		0.0664 ± 1	0.1816 ± 1	1.1214 ± 22	0.1225 ± 1	0.77	764 ± 2	745 ± 1	818 ± 2
17	150-200 кисл. oбр. = 3.0	*	U/Pb = 6.8	4039	0.0650 ± 1	0.2597 ± 1	1.1388 ± 11	0.1270 ± 1	0.95	772 ± 1	771 ± 1	775 ± 1
		90dп	за ДЗ-7: (координаты: 46°53.8151'	инаты: .		с.ш. 96°37.2051′ в.д.)	51′в.д.)					·
18	<100, ВО, кисл. $o6p. = 3.0$.	*	U/Pb = 6.6	2565	0.0654 ± 1	0.3860 ± 1	1.1531 ± 17	0.1278 ± 1	86.0	778 ± 1	775 ± 1	788 ± 2
19	75-100, кисл. oбр. = 3.0	*	U/Pb = 6.5	5070	0.0655 ± 1	0.3002 ± 1	1.1677 ± 14	0.1292 ± 1	96.0	786 ± 1	784 ± 1	792 ± 1
20	50-70, ВО, кисл. oбр. = 3.0	*	U/Pb = 6.4	635	0.0656 ± 1	0.2846 ± 1	1.1770 ± 34	0.1301 ± 2	0.78	790 ± 2	788 ± 2	794 ± 4
21	<100, кисл. обр. = 3.0	*	U/Pb = 6.5	2764	0.0662 ± 1	0.2861 ± 1	1.1843 ± 14	0.1298 ± 1	0.92	793 ± 1	787 ± 1	811 ± 1
Примеч	Примечание. ^а Изотопные отношения, скорректированны	рованнь	е на	ычный	свинец; Rho	- 1 '	коэффициент корреляции ошибок отношений	$\frac{1}{2}$ (им ошибок о	тноше	эний ²⁰⁷ Рb	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}-^{206}$	206 Pb/ 238 U;
БО — вь абразиві *Навеск	БО — высокотемпературный отжиг циркона; кисл. оор. = 5.0 — кислотная оораоотка циркона с заданной экспозициеи (часы); A = 50% — ци абразивной обработке; дл-призм, изом. — габитус кристаллов циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам. *Навеска циркона не определялась.	т. оор. – кристал	5.0 — кислотна лов циркона. В	я оораос еличинь	лка циркона и ошибок (20	а с заданнои 5) соответств	 - кислотная оораоотка циркона с заданнои экспозициеи (часы); А циркона. Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащ 	(часы); А = 5 м значащим	30% — 1 1 цифра	– циркон, подвергнутыи аэро- рам.	одвергнуг	ый аэро-

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 2 2021

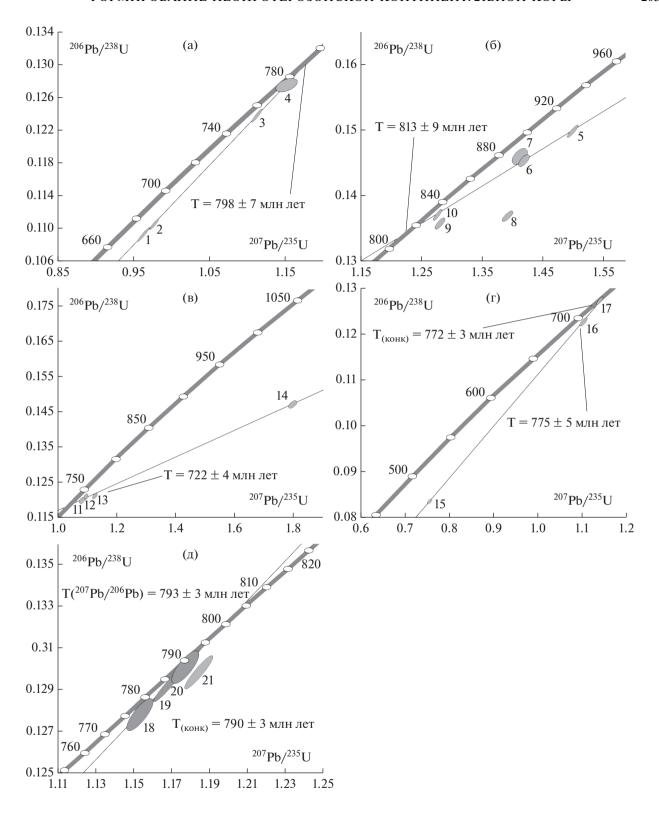


Рис. 6. Диаграммы с конкордией для цирконов из посткинематических гранитоидов. (а) проба 8057, (б) проба 8059, (в) проба 8016 Эрдэнэ-Хаирханского блока, (г) проба 7214 Дзабхан-Мандалской зоны, (д) проба Д3-7 риолитов дзабханской серии. Номера точек соответствуют порядковым таковым в табл. 1.

зерен была подвергнута аэроабразивной (Krogh, 1982) или кислотной (Mattinson, 1994) обработке, в том числе сопровождавшейся предварительным высокотемпературным отжигом. Как видно из табл. 1 и рис. 6б, изученный циркон характеризуется дискордантными U/Pb отношениями, возрастная дискордантность при этом вызвана не только присутствием различной доли унаследованной компоненты радиогенного свинца (№ 5— 7, 10 в табл. 1), но и интегральным эффектом унаследованного свинца и посткристаллизационных его потерь (№ 8, 9 в табл. 1). Следует отметить, что точки изотопного состава циркона, подвергнутого предварительной обработке, а также необработанный циркон, характеризующийся наименьшей возрастной дискордантностью (№ 5, 6, 10 в табл. 1), аппроксимируются дискордией, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 813 ± 9 млн лет (СКВО = 0.17, верхнее пересечение — 1588 ± 84 млн лет) (рис. 6б). Полученные результаты являются примером успешного применения предварительной кислотной обработки (в том числе с использованием высокотемпературного отжига) для циркона, содержащего унаследованные ядра и испытавшего посткристаллизационные потери радиогенного свинца. Таким образом, значение возраста 813 ± 9 млн лет можно рассматривать в качестве оценки возраста кристаллизации изученного циркона.

В гранитах северной части Эрдэнэ-Хаирханского блока (проба 8016) присутствует акцессорный циркон, представленный полупрозрачными, реже прозрачными кристаллами, цвет которых изменяется от бежевого до рыжевато-желтого. Идиоморфные и субидиоморфные зерна имеют призматический габитус и огранены призмами $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамидами $\{101\}$, $\{111\}$, $\{112\}$ (рис. 5в, I–III). Поверхность граней в основной массе кристаллов гладкая, ребра четкие, но в пробе присутствуют также отдельные зерна с сильно поврежденной поверхностью и сглаженными ребрами (рис. 5в). Циркон характеризуется зональным строением, (рис. 5в, IV–VI), секториальностью (рис. 5в, VI), а также присутствием унаследованных ядер различной сохранности и размера (рис. 5в, V–VI).

U-Pb геохронологические исследования проведены для наиболее прозрачного и идиоморфного циркона из четырех микронавесок, отобранного из размерных фракций <60, 50—75 и >100 мкм, причем циркон одной из них был подвергнут предварительной кислотной обработке (№ 11—14 в табл. 1). Как видно из табл. 1 и рис. 6в, точки изотопного состава циркона аппроксимируются дискордией, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 722 ± 4 млн лет (верхнее пересечение — 2429 ± 54 млн лет (СКВО = 2.1)). Различная степень дискордантности циркона из пробы 8016 определяется долей унаследованной компоненты радиогенного свинца. Значение возраста 722 ± 4 млн

лет можно рассматривать в качестве оценки возраста изученного циркона.

Из кварцевого диорита Дзабхан-Мандалской зоны (проба 7214) выделены идиоморфные прозрачные кристаллы циркона желто-рыжеватой окраски. Габитус меняется от короткопризматического до игольчатого. Огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {111}, {101}, {201} (рис. 5г, I—III). Ребра граней призм четкие и поверхность в большинстве случаев гладкая, ребра дипирамид несколько сглажены и поверхность их граней в некоторых случаях тоже слегка сглажена. Циркон имеет зональное строение, также проявлена секториальность (рис. 5г, IV—VI).

Для U-Pb геохронологических исследований использован циркон различного облика. отобранный из размерных фракций 80-100, 100-200 и 150-200 мкм (№ 15-17 в табл. 1). При этом циркон наиболее крупного размера был подвергнут предварительной кислотной обработке в течение 3 ч. Точка изотопного состава этого циркона располагается на конкордии (рис. 6г), а его конкордантный возраст составляет 772 ± 3 млн лет (CKBO = 1.02, вероятность = 0.31). Дискордия, рассчитанная для трех точек состава циркона, имеет верхнее пересечение с конкордией, соответствуюшее возрасту 775 \pm 5 млн лет (СКВО = 3.8, нижнее пересечение практически отвечает нулю – 60 ± ± 26 млн лет). Морфологические особенности циркона указывают на его кристаллизацию из расплава, следовательно конкордантный возраст 772 \pm 3 млн лет можно рассматривать в качестве оценки возраста образования кварцевых диоритов.

В риолитах дзабханской серии (проба Д3-7) преобладает акцессорный циркон, который представлен идиоморфными и субидиоморфными полупрозрачными, реже прозрачными длиннопризматическими, призматическими и короткопризматическими кристаллами светло-желтого цвета. Огранены призмами $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамидами $\{101\}$, $\{111\}$, $\{211\}$ (рис. 5д, I–III). Размер зерен изменяется от 20 до 300 мкм, $K_{удл} = 1.5-6.0$. В режиме катодолюминесценции наблюдается четко проявленная осцилляторная зональность (рис. 5д, IV–VI), а также метамиктизированные реликты унаследованных ядер, отмеченные в отдельных зернах короткопризматического облика (рис. 5д, VI).

Выбранный для U-Pb геохронологических исследований циркон из фракций 50-70, 75-100 и <100 мкм был подвергнут предварительной кислотной обработке, в том числе с использованием предшествующего ей высокотемпературного отжига. Изученный циркон (№ 18-21 в табл. 1) характеризуется минимальной дискордантностью U/Pb отношений (1-2%) или конкордантен (№ 20 в табл. 1) (рис. 6π). Величина конкордантного возраста 790 ± 3 млн лет (СКВО = 1.4, вероятность = 0.24) согласуется со средним значением

возраста (207 Pb/ 206 Pb), рассчитанным для этого циркона и составляющим 793 \pm 3 млн лет (СКВО = = 0.84). Несколько более древним возрастом $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 811 \text{ млн лет})$ характеризуется пиркон после кислотной обработки из фракции <100 мкм (№ 21 в табл. 1), что связано, по-видимому, с присутствием унаследованной компоненты радиогенного свинца. Следует отметить, что циркон из этой же фракции, предварительная обработка которого включала также и высокотемпературный отжиг (№ 18 в табл. 1), не обнаруживает признаков присутствия унаследованной компоненты. Очевидно, что в результате предварительного высокотемпературного отжига происходит не только восстановление кристалличности цирконов с низкой и средней степенью радиационных повреждений, но также обеспечивается и максимальный доступ к захваченным минеральным и флюидным фазам зерен.

Морфологические особенности изученного циркона безусловно указывают на его магматическое происхождение, таким образом, величина конкордантного возраста 790 ± 3 млн лет принимается нами в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для риолитов дзабханской серии.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ И Sm-Nd ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Содержания петрогенных и редких элементов в исследованных породах Эрдэнэ-Хаирханского и Богдоингольского блоков восточной части Дзабханского террейна, а также дзабханской серии его южной части приведены в табл. 2 и на рис. 7. Результаты Sm-Nd изотопных исследований приведены в табл. 3 и на рис. 8.

Исследованные терригенные породы эрдэнэха-ирханского комплекса соответствуют по составу кварцито-песчаникам, известковистым песчаникам и грауваккам (табл. 2). Они характеризуются умеренно- и сильнофракционированным распределением редких элементов ((Th/Yb)_n = 8.2-34.1) с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Та и Ті (рис. 7в), фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых ((La/Yb)_n = 6.4-17.2), слабофракционированным распределением тяжелых РЗЭ (Gd/Yb)_n = 1.3-1.8), отсутствием или слабо выраженной Еи-аномалией (Eu/Eu* = 0.8-1.0) (рис. 7г).

Песчаники имеют отрицательные величины $\varepsilon_{\rm Nd}(T)=-11.0$ и -5.5, рассчитанные на максимально возможный возраст осадконакопления около 0.92 млрд лет (Ковач и др., 20196), и Nd-модельные возрасты $T_{\rm Nd}({\rm DM})=2.2-2.1$ млрд лет (табл. 3, рис. 8). Эти данные согласуются с результатами U-Th-Pb LA-ICP-MS геохронологических исследований детритовых цирконов, которые

свидетельствуют о существенном (около 40–60% от общего числа конкордантных оценок возраста) вкладе раннедокембрийских источников сноса. В то же время палеопротерозойские значения Nd-модельных возрастов рассматриваемых песчаников и присутствие значительного количества детритовых цирконов с возрастами около 0.94–0.92 млрд лет, по-видимому, отражают вклад неопротерозойского ювенильного материала (Ковач и др., 2019б).

Исследованная граувакка (проба 7938 в табл. 3) существенно отличается от песчаников положительной величиной $\varepsilon_{Nd}(T) = +3.1$ и мезопротерозойским Nd-модельным возрастом около 1.3 млрд лет, отражающими преобладание более ювенильных источников сноса, предположительно неопротерозойского возраста. Необходимо отметить, что эта проба отобрана в зоне сочленения Эрдэнэ-Хаирханского блока и Дзабхан-Мандалской зоны и характеризуются преимущественно положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +1.9 до +5.6 (Козаков и др., 2014). Однако граувакки могут представлять и продукты размыва вулканических пород (андезибазальтов. андезитов) эрдэнэхаирханского комплекса с мантийными Nd изотопными характеристиками.

Сходные с терригенными породами геохимические характеристики имеют андезибазальты и дациты эрдэнэхаирханского комплекса $((Th/Yb)_n =$ = 11.6-12.3, $(La/Yb)_n = 5.3-6.7$, $(Gd/Yb)_n = 1.3-1.5$, отрицательные аномалии Nb-Ta и Ti) (табл. 2, рис. 7в, 7г). Андезибазальты имеют положительную величину $\varepsilon_{Nd}(0.92) = +4.3$ и мезопротерозойский Nd-модельный возраст 1.3 млрд лет, тогда как дациты характеризуются слабой отрицательной величиной $\varepsilon_{\rm Nd}(0.92) = -1.8$ и палеопротерозойским модельным возрастом $T_{Nd}(DM) = 1.7$ млрд лет (табл. 3). Несмотря на формирование дацитов в условиях островных дуг, геохимические характеристики, бимодальный состав вулканитов эрдэнэхаирханского комплекса, ассоциация с грубозернистыми терригенными породами (конгломераты, граувакки, песчаники) с палеопротерозойскими Nd-модельными возрастами, а также отрицательные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ позволяют предполагать, что формирование исходных расплавов вулканитов эрдэнэхаирханского комплекса происходило посредством плавления неопротерозойского метасоматизированного мантийного клина и раннедокембрийского (палеопротерозойского-мезоархейского) корового материала в обстановке рифтогенеза энсиалической островной дуги или активной континентальной окраины в интервале около 0.92-0.86 млрд лет. Необходимо отметить, "субдукционные" геохимические особенности характерны и для других рифтовых структур ЦАСП, в частности вулканитов Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны Южной Монголии (Козловский и др., 2006; Yarmolyuk et al., 2008).

Таблица 2. Содержания петрогенных (мас. %) и редких (мкг/г) элементов в породах Дзабханского террейна

Компо-	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ненты	8016*	8057	8059	7912	7866	7976	8058	7503	7914	7938	8024-1
SiO ₂	71.56	65.77	66.19	64.36	67.84	66.55	55.52	56.77	72.96	48.92	58.18
TiO_2	0.33	0.61	0.42	0.53	0.32	0.51	0.68	0.57	0.49	0.40	0.24
Al_2O_3	13.39	14.50	16.71	15.91	16.54	14.76	15.71	17.81	8.93	6.53	11.47
Fe_2O_3	2.73	5.05	3.37	4.30	3.13	4.53	8.52	8.11	4.30	10.11	2.02
MnO	0.06	0.09	0.06	0.08	0.04	0.06	0.16	0.14	0.05	0.56	0.17
MgO	0.92	1.61	0.81	1.71	0.96	1.19	4.64	2.09	0.47	6.39	3.93
CaO	2.04	3.94	3.59	3.73	1.73	6.82	6.09	6.12	4.22	15.54	9.71
Na ₂ O	3.57	3.68	5.74	4.47	5.67	1.18	3.58	3.95	1.18	0.66	2.90
K_2O	4.46	2.46	1.55	2.60	2.24	1.77	1.94	1.49	2.18	0.63	1.76
P_2O_5	0.07	0.17	0.15	0.18	0.12	0.14	0.16	0.20	0.12	0.08	0.06
П.п.п.	0.72	1.96	1.21	1.85	1.36	2.30	2.83	3.33	4.90	10.03	9.42
Сумма	99.85	99.84	99.80	99.72	99.95	99.81	99.83	100.58	99.80	99.85	99.86
Sc	5.8	13	4.9	2.0	_	_	21	_	1.3	<1	2.8
V	37	93	38	70	42	66	191	101	82	106	18
Co	5.1	9.9	4.3	9.2	4.8	7.6	21	16	9.4	44	2.4
Cu	28	14	_	3.1	22	10	_	111	4.5	2.7	9.6
Rb	109	65	25	97	50	96	33	54	114	74	22
Y	13	21	16	17	8.8	26	15	18	16	24	12
Nb	6.8	6.9	7.0	7.0	5.8	6.2	3.8	4.5	8.0	3.0	4.3
Ba	661	726	683	971	769	538	575	952	546	261	684
La	26	25	27	26	26	22	14.7	18.9	40	22	14.4
Ce	52	49	60	54	45	44	31	38	69	37	28
Pr	5.7	5.8	7.3	6.4	4.7	5.2	3.8	4.5	7.5	4.1	3.3
Nd	20	22	27	23	16.3	21	15.7	17.7	26	15.6	12.4
Sm	3.3	4.3	4.8	4.1	2.6	4.1	3.3	3.4	4.1	3.4	2.3
Eu	0.60	0.99	1.11	1.13	0.84	1.05	0.86	1.14	1.01	1.02	0.74
Gd	2.6	4.1	3.6	3.5	2.3	4.4	2.9	3.3	3.5	3.4	2.1
Tb	0.38	0.61	0.52	0.50	0.29	0.66	0.45	0.54	0.47	0.59	0.34
Dy	2.2	3.8	2.8	2.8	1.59	4.5	2.6	3.0	2.9	3.7	2.1
Но	0.43	0.76	0.55	0.57	0.31	0.90	0.53	0.64	0.57	0.80	0.42
Er	1.30	2.2	1.59	1.66	0.89	2.7	1.50	1.88	1.70	2.2	1.17
Tm	0.21	0.33	0.24	0.23	0.13	0.38	0.23	0.29	0.22	0.35	0.17
Yb	1.38	2.2	1.54	1.79	0.88	2.8	1.49	2.0	1.56	2.1	1.11
Lu	0.22	0.35	0.23	0.29	0.14	0.41	0.25	0.31	0.25	0.31	0.17
Hf	3.8	5.0	4.5	3.6	3.7	4.4	3.5	2.7	4.3	1.8	1.9
Ta	0.63	0.43	0.47	0.80	0.37	0.53	0.23	0.31	0.81	0.22	0.3
Th	12	7.1	3.5	6.6	4.0	5.9	3.4	3.0	9.8	3.9	2.1
U	2.2	1.1	0.81	1.4	0.76	1.6	0.80	0.88	1.5	1.3	0.35

Таблица 2. Окончание

Таолица д	2. Оконча	ние								
Компо-	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
ненты	7736	7738	7939	8134	7682	7690	Д3-7/1	Д3-1/3	Д3-3/10	Д3-5/4
SiO ₂	68.23	67.43	67.85	61.99	67.02	67.91	75.95	67.98	75.91	77.15
TiO_2	0.27	0.33	0.33	0.54	0.41	0.37	0.18	0.53	0.28	0.28
Al_2O_3	16.46	16.62	16.09	17.39	16.62	15.81	12.14	14.66	13.16	12.45
Fe_2O_3	2.73	3.16	2.42	5.07	2.76	3.11	2.08	4.69	2.16	1.75
MnO	0.04	0.04	0.06	0.07	0.06	0.04	0.05	0.09	0.05	0.03
MgO	0.64	0.82	0.51	2.14	0.81	1.03	0.15	1.23	0.05	0.30
CaO	2.76	2.18	1.73	4.08	4.25	2.74	0.39	3.04	0.37	0.39
Na ₂ O	4.91	5.09	5.21	4.75	4.77	5.29	3.90	3.58	4.21	3.90
K_2O	2.40	2.36	3.88	1.53	1.88	1.55	4.45	2.83	3.21	3.03
P_2O_5	0.09	0.10	0.35	0.14	0.10	0.09	0.03	0.14	0.03	0.03
П.п.п.	1.03	1.62	1.17	1.97	0.91	1.83	0.52	1.03	0.51	0.60
Сумма	99.56	99.75	99.60	99.67	99.59	99.77	99.84	99.79	99.93	99.90
Sc	_	_	_	8.3		_	5.5	6.4	3.3	
V	30	35	23	74	33	41	<2.5	53	3.8	11
Co	4.2	5.3	2.6	12	4.0	8.0	1.6	5.9	0.81	0.85
Cu	27	39	3.7		29	21	_	15	3.3	8.9
Rb	44	37	118	25	25	51	76	41	61	70
Y	10	12	16	9.0	20	9.7	27	17	24	38
Nb	6.1	7.3	6.7	3.6	9.1	5.7	8.6	6.6	9.1	11
Ba	1550	1400	1600	996	1520	609	914	646	812	1009
La	35	35	43	25	30	33	42	19.4	30	56
Ce	62	65	72	48	62	57	76	40	68	87
Pr	6.9	7.4	8.3	5.1	7.6	6.6	8.9	4.7	7.2	10.2
Nd	24	26	28	17.7	29	22	31	17.1	28	41
Sm	3.7	4.2	4.6	3.4	5.3	3.8	5.8	3.5	5.0	7.7
Eu	1.02	1.07	0.81	1.17	1.37	1.02	1.23	0.94	1.01	1.36
Gd	2.6	3.1	3.5	2.5	4.5	3.1	5.4	3.3	4.8	7.4
Tb	0.34	0.39	0.51	0.36	0.66	0.39	0.82	0.55	0.76	0.99
Dy	1.66	2.1	2.8	1.83	3.6	2.1	4.6	3.3	4.5	6.1
Но	0.33	0.41	0.53	0.34	0.73	0.36	0.99	0.71	1.02	1.22
Er	0.93	1.08	1.59	0.90	2.1	0.97	2.9	2.0	3.2	3.7
Tm	0.14	0.16	0.22	0.12	0.31	0.14	0.45	0.33	0.50	0.54
Yb	0.88	1.02	1.51	0.82	2.0	0.87	3.3	1.9	3.6	3.7
Lu	0.13	0.15	0.24	0.11	0.30	0.12	0.54	0.26	0.44	0.61
Hf	4.0	4.0	6.0	2.5	6.9	3.3	3.8	1.9	3.9	6.9
Ta	0.42	0.50	0.58	0.28	0.60	0.63	0.63	0.39	0.59	0.75
Th	5.4	3.9	9.8	3.3	3.5	10	7.7	4.6	7.6	11
U	0.77	0.62	1.3	0.71	0.66	1.2	1.3	0.78	1.1	2.0
Применан	1 10.	2 3 V	ınvauckuŭ 6	1 <u></u>		Tri. andana		×		т 7 — энле

Примечание. 1–10: Эрдэнэ-Хаирханский блок: 1–5 — гранитоиты; эрдэнэхаирханский комплекс: 6 — дацит, 7 — андезибазальт, 8 — граувакка, 9 — песчаник, 10 — известковистый песчаник. 11—17: Богдоингольский блок: 11 — песчаник, 12—15 — гранитоиды, 16, 17 — биотитовые гнейсы. 18—21 — вулканиты дзабханской серии. 19—21 — анализы по данным (Ярмолюк и др., 2016). *Номер пробы.

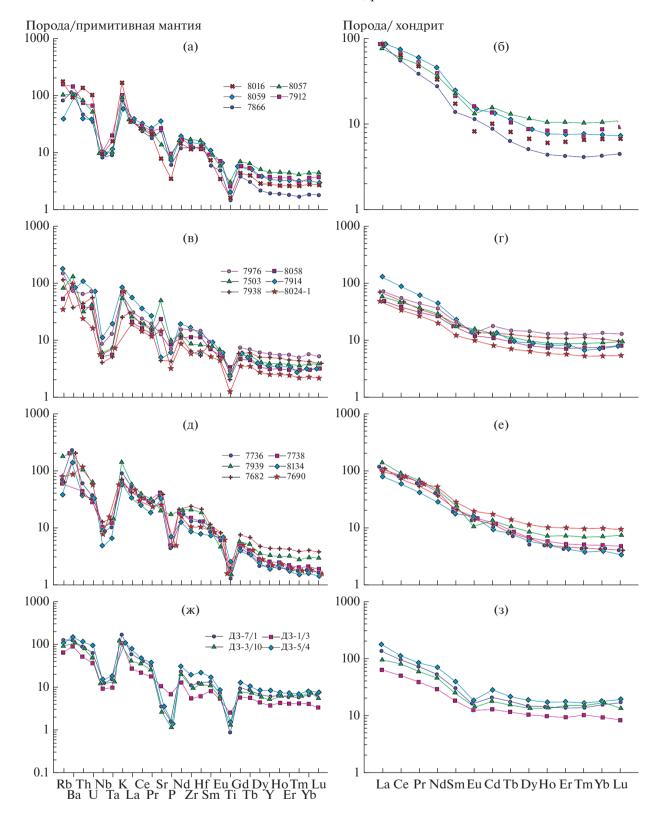


Рис. 7. Нормированные к составу примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989) и хондрита (Taylor, McLennan, 1985) распределения редких и редкоземельных элементов в породах Эрдэнэ-Хаирханского (а—г) и Богдоингольского (д—е) блоков, а также дзабханской серии Дзабханского террейна. (а, б) — гранитоиды; (в, г) — терригенные осадочные породы и вулканиты Эрдэнэ-Хаирханского блока; (д, е) — гранитоиды Богдоингольского блока; (ж, з) — кислые вулканиты дзабханской серии.

Таблица 3. Sm-Nd изотопные данные для пород Дзабханского террейна

№ п/п	Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, ΜΚΓ/Γ	Nd мкг/г	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2σ изм.)	$\varepsilon_{\rm Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	T _{Nd} (DM), млрд лет	$T_{Nd}(C),$ млрд лет
				Ţ	- Эрдэнэ-Хаир	ханский блок				<u>l</u>
1	8016	720	3.80	23.2	0.0989	0.512336 ± 5	-5.9	3.1	1082	1164
2	8057	798	4.70	23.9	0.1187	0.512340 ± 4	-5.8	2.2	1300	1307
3	8059	813	5.19	29.2	0.1074	0.512122 ± 6	-10.1	-0.8	1474	1562
4	7912	862	3.56	19.53	0.1102	0.512125 ± 2	-10.0	-0.5	1509	1577
5	7866	862	2.67	16.00	0.1009	0.512110 ± 5	-10.3	0.3	1405	1516
6	7976	920	3.18	16.50	0.1164	0.512061 ± 2	-11.3	-1.8	1704	1734
7	8058	920	3.45	16.64	0.1252	0.512425 ± 2	-4.2	4.3	1250	1232
8	7503	920	3.46	17.75	0.1178	0.512323 ± 4	-6.1	3.1	1315	1325
9	7914	920	4.03	24.7	0.0987	0.511485 ± 3	-22.5	-11.0	2200	2490
10	7938	920	2.54	12.16	0.1262	0.511930 ± 5	-13.8	-5.5	2120	2041
Богдоингольский блок										
11	8024-1	660	2.54	13.51	0.1138	0.511857 ± 3	-15.2	-8.2	1968	2054
12	7736	717	3.50	23.4	0.0902	0.511641 ± 3	-19.4	-9.7	1859	2220
13	7738	717	4.21	25.9	0.0983	0.511666 ± 4	-19.0	-10.0	1956	2242
14	8134	847	3.39	19.72	0.1040	0.511819 ± 3	-16.0	-5.9	1847	2017
15	7682	860	6.02	31.8	0.1143	0.511880 ± 4	-14.8	-5.7	1944	2009
16	7690	860	3.87	21.1	0.1106	0.511816 ± 3	-16.0	-6.6	1968	2079
	1			ı	Дзабханс	кая серия		I	1	ı
17	Д3-7	790	6.08	33.8	0.1087	0.511406 ± 5	-24.0	-15.2	2522	2729
18	Д3-1/3	800	5.58	29.9	0.1127	0.511433 ± 2	-23.5	-14.9	2579	2717
19	Д3-3/10	800	6.50	35.4	0.1110	0.511744 ± 2	-17.4	-8.7	2081	2204
20	Д3-5/4	800	8.27	43.9	0.1138	0.511749 ± 3	-17.3	-8.9	2132	2220
	1.5		(7		. 0	0	10		

Примечание. 1-5 — гранитоиты; 6 — дацит, 7 — андезибазальт, 8 — граувакка, 9 — песчаник, 10 — известковистый песчаник эрдэнэхаирханского комплекса; 11 — песчаник; 12-14 — гранитоиды; 15, 16 — биотитовые гнейсы; 17-20 — вулканиты дзабханской серии. 12, 13 и 15, 16 — анализы из работы (Козаков и др., 2015), 18-20 — из работы (Ярмолюк и др., 2016).

Посткинематические гранитоиды Эрдэнэ-Хаирханского блока соответствуют по химическому составу тоналитам и гранодиоритам, реже гранитам I-типа (A/CNK = 0.91-1.1).

Гранитоиды характеризуются умеренно-фракционированным распределением редких элементов ($(Th/Yb)_n = 12.3-25.0$ и 47.3) с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 7a), умеренно-фракционированным распределением P3 Θ с обогащением легкими P3 Θ ($(La/Yb)_n = 7.5-19.7$, $(La/Sm)_n = 3.5-6.1$), фракционированным слабо вогнутым распределением тяжелых P3 Θ ($(Gd/Yb)_n = 1.5-2.1$), варьирующей Eu-аномалией (Eu/Eu* = 0.6-1.0) (рис. 7б). Характер распределения тяжелых P3 Θ позволяет предполагать нахождение амфибола в остатке от плавления источника основного состава или может просто отражать геохимические особенности коровых источников расплавов рассматриваемых гранитов.

Гранитоиды этого блока обладают величинами $\varepsilon_{\rm Nd}(T)$ от -0.8 до +0.3 и от +2.2 до +3.1 и мезо-

протерозойскими значениями $T_{Nd}(DM)$ в интервале 1.5—1.1 млрд лет (табл. 3). Полученные данные свидетельствуют о том, что исходные расплавы гранитоидов могли формироваться при плавлении короткоживущих неопротерозойских источников и пород с раннедокембрийскими Nd изотопными характеристиками.

Биотитовые гнейсы *Богдоингольского блока* соответствуют по химическому составу высокоглиноземистым тоналитам и имеют в различной степени фракционированное распределение редких $((Th/Yb)_n = 9.5-63.1)$ и редкоземельных элементов $((La/Yb)_n = 9.9-25.6, (La/Sm)_n = 3.6-5.5, (Gd/Yb)_n = 1.8-2.9)$ с отчетливыми отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 7д, 7е). Несмотря на значительную разницу в характере распределения редких элементов, биотитовые гнейсы обладают близкими отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(0.86)$ от -5.7 до -6.6 и палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов 2.0-1.9 млрд лет (табл. 3).

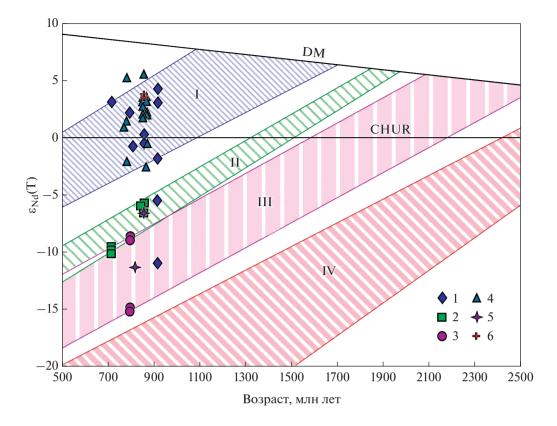


Рис. 8. Диаграмма $\epsilon_{\rm Nd}({\rm T})$ —Возраст для пород Дзабханского террейна и Отгонского блока. Изотопные составы Nd для пород: 1 — Эрдэнэ-Хаирханского блока, 2 — Богдоингольского блока, 3 — риолитов дзабханской серии, 4 — Дзабхан-Мандалской зоны, 5 — Ургамалской зоны, 6 — Отгонского блока. Поля эволюции изотопного состава Nd для пород: ${\rm I}$ — Эрдэнэ-Хаирханского блока, ${\rm II}$ — Богдоингольского блока, ${\rm III}$ — кислых вулканитов дзабханской серии, ${\rm IV}$ — раннедокембрийских пород Байдарикского террейна и идерского комплекса Тарбагатайского террейна. Использованы данные (Козаков и др., 1997, 2011, 2014; Ярмолюк и др., 2016; Kröner et al., 20156, 20176).

Посткинематические кварцевые диориты, тоналиты-трондьемиты и гранодиориты Богдоингольского блока характеризуются более фракционированным, чем гранитоиды Эрдэнэ-Хаирханского блока, распределением редких элементов $((Th/Yb)_n = 21.8-35.2)$ с отрицательными аномалиями Nb-Ta, P и Ti (рис. 7д), фракционированным распределением РЗЭ с обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ ((La/Yb)_n = 19.2–27.1, (La/Sm)_n = 4.5–6.0, (Gd/Yb)_n = 1.9–2.5), варьирующей Еи-аномалией (Eu/Eu* = 0.6–1.2) (рис. 7e). Эти гранитоиды отличаются от посткинематических гранитоидов других блоков Дзабханского террейна отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -5.9 до -10.0 и палеопротерозойскими значениями $T_{Nd}(DM)$ в интервале 2.0—1.8 млрд лет, близкими к Nd изотопным характеристикам вмещающих биотитовых гнейсов (табл. 3). Nd изотопные и геохимические данные позволяют предполагать, что исходные расплавы гранитоидов были образованы посредством плавления либо коровых пород с палеопротерозойскими (2.0–1.8 млрд лет) модельными возрастами, либо при смешении ювенильных источников ранненеопротеро-

зойского возраста и раннедокембрийских коровых источников.

Кислые вулканиты дзабханской серии южной части террейна соответствуют дацитам и риолитам нормального ряда (табл. 2). Они обладают умеренно-фракционированным распределением редких элементов $((Th/Yb)_n = 11.4 - 15.4)$ с отрицательными аномалиями Nb-Ta, Sr, P и Ti (рис. 7ж), умеренно-фракционированным распределением P39 $((La/Yb)_n = 5.6-10.0, (La/Sm)_n = 3.5-4.5,$ $(Gd/Yb)_n = 1.1-1.6$) с отрицательными Eu-аномалиями (Eu/Eu* = 0.5-0.8) (рис. 73). Необходимо отметить, что по своим геохимическим особенностям вулканиты дзабханской серии сходны с вулканитами эрдэнэхаирханского комплекса (табл. 2, рис. 7в, 7г), однако существенно отличаются по Nd изотопным характеристикам (табл. 3). Вулканиты дзабханской серии обладают отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -8.7 до -15.1 и раннедокембрийскими значениями Nd-модельных возрастов $T_{Nd}(DM) = 2.6-2.0$ млрд лет $(T_{Nd}(C) =$ 2.7—2.2 млрд лет). Nd изотопные и геохимические данные свидетельствуют о том, что в источниках расплавов кислых вулканитов дзабханской серии преобладал раннедокембрийский коровый материал. Вопрос о тектонических обстановках формирования дзабханской серии является предметом дебатов — предполагаются как условия активной континентальной окраины, так и континентального рифтогенеза (Ильин, 1982; Руженцев, Бурашников, 1995; Levashova et al., 2010).

По мнению (Bold et al., 2016b), геохимические особенности циркона из вулканитов дзабханской серии, такие как низкие отношения Nb/Hf и высокие Th/Nb. согласуются с их формированием в обстановках островных дуг. С наших позиций наиболее вероятными представляются условия рифтогенеза энсиалической островной дуги. Важно отметить, что U-Pb-Th характеристика известняков цаганоломской свиты, представляющей карбонатный чехол дзабханской серии, показывает, что в областях сноса Дзабханского палеобассейна преобладали ювенильные породы, для которых изотопный состав Рь был близок к мантийному (Овчинникова и др., 2012). В любом случае геологические и геохимические данные позволяют предполагать, что сходные палеотектонические обстановки существовали в Эрдэне-Хаирханском блоке около 0.92-0.86 млрд лет, а на юге Дзабханского террейна около 802—787 млн лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные геологические, геохронологические и изотопные данные для пород Эрдэнэ-Хаирханского и Богдоингольского блоков, а также риолитов дзабханской серии южной части Дзабханского террейна позволяют уточнить схему его геологического строения, наметить возрастные рубежи формирования структурно-вещественных комплексов и провести их корреляцию с докембрийскими образованиями Сонгинского, Байдарикского и Тарбагатайского террейнов. На этой основе предложена геодинамическая модель формирования неопротерозойской континентальной коры центрального сегмента ЦАСП.

Возрастные рубежи формирования и источники пород структурно-вещественных комплексов Дзабханского террейна

Результаты выполненных исследований и полученные ранее данные (Козаков и др., 2014, 2015, 2016, 2017а, 2020б; Ковач и др., 2019а, 2019б; Воld et al., 2016а, 2016b) свидетельствуют о том, что породы раннедокембрийского возраста установлены только в зоне сочленения Дзабханского террейна с эдиакарий-раннекембрийскими островодужными и палеоокеаническими комплексами Озерной зоны. Здесь установлен возраст тектонических пластин мусковит-биотитовых гранитогнейсов — 1967 ± 13 млн лет и метадиоритов — $811 \pm$

± 1 млн лет, секущихся кембрийскими гранитами (LA-ICP-MS и CA-ID-TIMS, Bold et al., 2016a). В южной части террейна для риолитов дзабханской серии с возрастом 802-787 млн лет (CA-ID-TIMS, Bold et al., 2016b) получены и наиболее древние Nd-модельные возрасты $T_{Nd}(DM) = 2.6 - 2.0$ млрд лет (рис. 8), отражающие существенный вклад раннедокембрийских источников в образование расплавов риолитов. Здесь же для терригенных пород дзабханской серии установлены неопротерозойские и палеопротерозойские-палеоархейские источники сноса с возрастами около 0.78, 2.04, 2.22, 2.49, 2.59, 2.69, 2.94 и 3.36 млрд лет (Ковач и др., 2019а; пересчитано по данным (Bold et al., 2016b)). Это свидетельствует о значимом присутствии раннедокембрийских образований в источниках пород южной части Дзабханского террейна. Тем не менее все породы Дзабханского террейна существенно отличаются от архейскихпалеопротерозойских пород Байдарикского террейна и идерского комплекса Тарбагатайского террейна (рис. 8), для которых Nd-модельный возраст находится в интервале 3.3-2.7 млрд лет (Козаков и др., 1997, 2011; Kröner et al., 2015b).

Преобладание раннедокембрийских источников установлено для тоналитовых гнейсов и посткинематических гранитоидов Богдоингольского блока $(\varepsilon_{Nd}(0.85) \text{ от } -5.7 \text{ до } -10.0, T_{Nd}(DM) = 2.0-1.8 \text{ млрд}$ лет) (рис. 8). Необходимо подчеркнуть, что породы фундамента Богдоингольского блока претерпели одноактный метаморфизм амфиболитовой фации и мигматизацию на рубеже 847 ± 3 млн лет (Козаков и др., 2020б), тогда как ранний метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации в Дзабхан-Мандалской зоне происходил 860 ± 3 млн лет назад, а повторно - в условиях эпидот-амфиболитовой фации — около 800 млн лет назад (Козаков и др., 2014). Можно предполагать, что кристаллические породы Богдоингольского блока не связаны с метаморфическим поясом, в котором были сформированы образования Дзабхан-Мандалской и Ургамалской зон. К началу периода накопления карбонатных толщ цаганоломской свиты позднего неопротерозоя Богдоингольский блок, по-видимому, был относительно сближен с Эрдэнэ-Хаирханским блоком и областью развития вулканитов дзабханской серии южной части Дзабханского террейна.

Породы фундамента и посткинематические гранитоиды Дзабхан-Мандалской зоны отличаются от гнейсов и гранитоидов Богдоингольского блока также и по Nd изотопным характеристикам. Гнейсы и гранитоиды Дзабхан-Мандалской зоны характеризуются преимущественно положительными, реже слабо отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от +5.2 до -2.5 и Nd-модельными возрастами в интервале 1.8-1.3 млрд лет (рис. 8). Предполагается, что формирование протолитов

метаморфических пород Дзабхан-Мандалской зоны происходило в окраинно-континентальной и, возможно, во внутриплитной обстановках (Козаков и др., 2014). Неодимовые изотопные данные для пород Дзабхан-Мандалской зоны отражают смешанную — ювенильную и коровую — природу их источников и позволяют предполагать существенный вклад ранненеопротерозойского ювенильного материала.

В отличие от Дзабхан-Мандалской зоны, образования Ургамалской зоны метаморфизованы одноактно в условиях эпидот-амфиболитовой фации на рубеже около 800 млн лет назад (Козаков и др., 2014). Они также отличаются отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ от -6.7 до -11.3 и палеопротерозойским Nd-модельным возрастом 2.2 млрд лет (Козаков и др., 2014; неопубликованные данные авторов) (рис. 8).

Особое положение в структуре северной части Дзабханского террейна занимает Эрдэнэ-Хаирханский блок. Формирование неметаморфизованных терригенных и вулканогенных пород эрдэнэхаирханской толщи происходило в интервале около 0.92-0.86 млрд лет, т.е. синхронно или даже ранее накопления протолитов метаосадочных пород (0.88-0.86 млрд лет; Ковач и др., 2019б) и раннего метаморфизма Дзабхан-Мандалской зоны $(860 \pm 3 - 856 \pm 2 \text{ млн лет}; Koзakob и др., 2014).$ Вулканиты и посткинематические гранитоиды Эрдэнэ-Хаирханского блока обладают сходными с породами Дзабхан-Мандалской зоны Nd изотопными характеристиками блока ($\varepsilon_{Nd}(T)$ от -1.8до +4.3, $T_{Nd}(C) = 1.7-1.1$ млрд лет) (рис. 8). В то же время источниками сноса песчаников терригенной толши эрдэнэхаирханского комплекса являлись породы неопротерозойского (0.92-0.94 млрд лет), мезопротерозойского (1.38 млрд лет) и раннедокембрийского (2.04—2.72 и 3.43 млрд лет) возраста (Ковач и др., 2019б), что нашло отражение в Nd изотопных параметрах песчаников — $\varepsilon_{Nd}(T) = -11.0$ до -5.5, $T_{Nd}(DM) = 2.2-2.1$ млрд лет. Геологические, геохимические и Nd изотопные данные позволяют предполагать, что расплавы вулканитов эрдэнэхаирханского комплекса были образованы при плавлении неопротерозойских ювенильных и раннедокембрийских коровых источников в процессе рифтогенеза энсиалической островной дуги или континентальной окраины в интервале около 0.92-0.86 млрд лет.

Принципиальное значение имеет выделение в структуре Дзабханского террейна зоны тектонического меланжа северо-западного простирания, которая разделяет структуры северно-западной и южной частей террейна (рис. 2). Образование слабометаморфизованных вулканитов (базальтов, андезибазальтов, реже андезитов и дацитов) и низкоглиноземистых метатрондьемитов Хараулинского блока происходило около 960—930 млн

лет назад в обстановке внутриокеанической островной дуги и отражает ранние этапы формирования ювенильной ранненеопротерозойской коры региона (Козаков и др., 2016, 20176; Kovach et al, 2017; Kröner et al., 2017а).

Становление массивов посткинематических тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов, объединявшихся ранее в единый комплекс (Геологическая ..., 1982a, 1982б), происходило 786 ± 6 и $772 \pm$ ± 3 млн лет назад в Дзабхан-Мандалской зоне, 813 ± 9 , 798 ± 7 и 722 ± 4 млн лет назад в Эрдэнэ-Хаирханском блоке и 717 ± 5 млн лет назад в Богдоингольском блоке (Козаков и др., 2014, 2015, настоящая работа), а щелочных гранитов Яманульского массива южной части террейна — 755 ± 3 млн лет назад (Ярмолюк и др., 2008). Эти события отражают процессы внутриплитного магматизма на рубеже около 820-770 и 720 млн лет. Nd изотопные характеристики гранитоидов свидетельствуют о том, что ведущими источниками их расплавов являлись породы, подобные породам вмещающих блоков.

Полученные и ранее опубликованные данные (Ковач и др., 2019б; Козаков и др., 2014, 2015, 2016, 2017а, 2017б, 2020б; Ярмолюк и др., 2008; Bold et al., 2016a, 2016b) позволяют выделить следующие этапы формирования и эволюции континентальной коры Дзабханского террейна: 1) 960-930 млн лет — формирование внутриокеанической островной дуги зоны меланжа; 2) 0.92-0.86 млрд лет — накопление терригенной и терригенно-вулканогенной толщ Эрдэнэ-Хаирханского блока в обстановке рифтогенеза активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги; 3) 0.88-0.86 млрд лет - формирование пород Дзабхан-Мандалской зоны в обстановке активной континентальной окраины или энсиалической островной дуги, ранний метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации в Дзабхан-Мандалской зоне и становление субщелочных гранитов (856 ± 2 млн лет). Накопление терригенных пород Ургамалской зоны происходило не ранее 0.87 млрд лет назад за счет источников с палеопротерозойскими в среднем Nd-модельными возрастами $(2.2 \text{ млрд лет}); 4) 847 \pm 3 \text{ млн лет} - метаморфизм$ высокотемпературной амфиболитовой фации в гнейсо-мигматитовом фундаменте Богдоингольского блока, наложенный на породы с палеопротерозойскими значениями Nd-модельных возрастов 2.0-1.9 млрд лет; 5) 802-787 млн лет - накопление терригенных и вулканогенных пород дзабханской серии в рифтогенной обстановке на фрагменте раннедокембрийской коры; 7) ~820-770, 755 и ~720 млн лет — становление массивов посткинематических гранитоидов, отражающее многоэтапное развитие внутриплитных процессов и рифтогенеза.

Таким образом, Дзабханский террейн не является однородным блоком раннедокембрийской континентальной коры, а представляет собой неопротерозойский композитный террейн, сложенный породами островодужных, окраинно-континентальных комплексов и переработанной раннедокембрийской континентальной коры.

Корреляция структурно-вещественных комплексов докембрийских террейнов Хангайской группы

В террейнах Хангайской группы ЦАСП раннедокембрийские кристаллические комплексы установлены только в северо-западной части Байдарикского террейна и идерском комплексе Тарбагатайского террейна (Ранний докембрий ..., 1993; Козаков и др., 1997, 2007, 2011, Kröner et al., 2015b, 2017b) (рис. 1). Здесь проявлены неоархейские и палеопротерозойские магматические и метаморфические события, которые типичны для многих кратонов, в том числе Сибирского и Северо-Китайского. Структура раннедокембрийских кристаллических комплексов Хангайской группы террейнов сформирована в ходе палеопротерозйского тектогенеза около 1855 млн лет назад, а стадию стабилизации определяют посткинематические граниты с возрастом около 1825 млн лет и анортозиты с возрастами 1784— 1772 млн лет (Козаков, 1986; Козаков и др., 1997, 2020а). Характерной особенностью этих комплексов является отсутствие структурно-метаморфической переработки и магматизма неопротерозойского возраста. Это дает основание полагать, что данные блоки ранннедокембрийских пород были пространственно разобщены с областями развития позднедокембрийских процессов, а их положение в современной структуре ЦАСП обусловлено более поздними сдвиговыми деформациями (Метелкин, 2012).

Байдарикский и Дзабханский террейны разделены полем позднепалеозойских вулканитов и гранитоидов Хангайского батолита, среди которых расположен Отгонский блок (рис. 1б). Слагающие его высокометаморфизованные породы имеют Nd-модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 1.2$ млрд лет, т.е. не могут иметь возраст древнее стенийского (Козаков и др., 2014, 2015). Кристаллические породы Отгонского блока и анортозиты Олонхудукского массива Байдарикского террейна (1773 \pm 5 млн лет; Козаков и др., 2020а) определяют приблизительное положение границы, разделяющей блоки раннего и позднего докембрия.

Формирование неопротерозойской континентальной коры докембрийских террейнов Хангайской группы началось около 980—930 млн лет назад. Образования этого возраста представлены остро-

водужными вулканитами и трондьемитами (960-930 млн лет; Козаков и др., 2016, 2017а, 2017б; Коvach et al., 2017) Хараулинского блока сдвиговой зоны южной части Дзабханского террейна. Она прослеживается в юго-восточном направлении до южного обрамления Байдарикского террейна (рис. 1). Здесь в зонах меланжа среди эдиакарийкембрийских островодужных комплексов Озерной зоны присутствуют тектонические пластины, сложенные супрасубдукционными офиолитами $(973 \pm 12 \text{ млн лет})$, ортогнейсами окраинно-континентального комплекса (950 \pm 16-933 \pm 6 млн лет) и ортогнейсами аккреционного клина (939 ± \pm 6 млн лет) (Kröner et al., 2010; Buriánek et al., 2017). В районе хребта Бага Богд Гобийского Алтая на продолжении сдвиговой зоны установлены гранитоиды с возрастом $983 \pm 6 - 954 \pm 8$ млн лет (Demoux et al., 2009; Kröner et al., 2017a).

С этапом около 890-860 млн лет связано формирование ювенильной коры, представленной палеоокеаническими и островодужными породами холбонурского комплекса (зоны по (Ярмолюк и др., 2017)) Сонгинского террейна (рис. 1, 2) (Ковач и др., 2013; Козаков и др., 2013а; Ярмолюк и др., 2015, 2017; Ярмолюк, Дегтярев, 2019). Приблизительно в этот же период (0.92–0.86 млрд лет) происходило накопление терригенных и терригенно-вулканогенных толщ Эрдэнэ-Хаирханского блока, формирование пород Дзабхан-Мандалской (0.88-0.86 млрд лет) и, вероятно, Ургамалской (0.87-0.82 млрд лет) зон Дзабханского террейна. К рубежу 0.86 млрд лет образования Дзабхан-Мандалской зоны были метаморфизованы и сформирована зрелая континентальная кора раннего неопротерозоя.

Породы фундамента Богдоингольского блока подверглись метаморфизму 847 ± 3 млн лет назад (Козаков и др., 20206). В то же время здесь не проявлен метаморфизм и гранитоидный магматизм с возрастом около 810-790 млн лет. По-видимому, кристаллические породы Богдоингольского блока не были непосредственно связаны с метаморфическим поясом, развитым в Дзабхан-Мандалской и Ургамалской зонах Дзабханского и баяннурском комплексе Сонгинского террейнов.

К началу периода накопления криогений-кембрийских карбонатных толщ шельфового чехла Богдоингольский блок, по-видимому, был пространственно сближен с Эрдэнэ-Хаирханским блоком и областью развития вулканитов дзабханской серии южной части Дзабханского террейна. Исходя из этого, отнесение гнейсо-мигматитовых комплексов раннего неопротерозоя других блоков, входящих в террейны Хангайской группы, к фундаменту шельфового чехла микроконтинента достаточно условно. Это относится и к раннедокембрийским блокам Байдарикского и Тарбагатайского террейнов, в которых отсутствуют карбонатные толщи позднего неопротерозоя.

Накопление терригенных пород баяннурского комплекса Сонгинского террейна происходило в интервале около 0.83—0.80 млрд лет (Ковач и др., 2019б), т.е. позднее становления холбонурского комплекса. Также не исключено, что накопление эрдэнэхаирханского комплекса происходило несколько ранее накопления терригенных пород и метаморфизма Дзабхан-Мандалской зоны. Исходя из этого, можно предполагать, что в строении Сонгинского и северной части Дзабханского террейнов более древними толщами являются не высокотемпературные гнейсо-мигматитовые породы, а неметаморфизованные породы терригенной и терригенно-вулканогенной ассоциаций холбонурского и эрдэнэхаирханского комплексов.

Наиболее масштабно процессы формирования зрелой континентальной коры в террейнах Хангайской группы проявились в интервале около 810—790 млн лет. На этом этапе происходили метаморфизм амфиболитовой фации баяннурского комплекса Сонгинского террейна (802 ± 6 млн лет) и джаргалантского комплекса Тарбагатайского террейна (809 ± 4 млн лет), становление посткинематических гранитоидов Дзабханского террейна $(813 \pm 9, 798 \pm 7 \text{ и } 786 \pm 6 \text{ млн лет})$ в баяннурском комплексе Сонгинского террейна (790 \pm 2 млн лет) и джаргалантском комплексе Тарбагатайского террейна (797 \pm 3 и 793 \pm 4 млн лет), вулканитов дзабханской серии (802-787 млн лет; Bold et al., 2016b; настоящая работа) в южной части Дзабханского террейна (Козаков и др., 2011, 2013а, 2014; настоящая работа).

Необходимо отметить, что развитие процессов регионального метаморфизма в Дзабханском и Сонгинском террейнах имеет некоторые различия. В Ургамалской зоне Дзабханского террейна происходил одноактный прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации, локально достигающий уровня мигматизации, который можно коррелировать с метаморфизмом в баяннурском комплексе Сонгинского террейна (802 ± 6 млн лет, Козаков и др., 2013а) (рис. 2). В Дзабхан-Мандалской зоне ему предшествует более ранний метаморфизм высокотемпературной амфиболитовой фации с возрастом 860 ± 3 млн лет. Посткинематические гранитоиды обоих террейнов имеют сходные значения возраста 786 ± 6 и 790 ± 2 млн (Козаков и др., 2013а, 2014). Можно полагать, что в период раннего эпизода регионального метаморфизма толщи Ургамалской и Дзабхан-Мандалской зон были пространственно разобщены, а впоследствии тектонически совмещены и метаморфизованы около 800 млн лет назад. В другом варианте предполагается, что на раннем этапе около 860 млн лет назад шло развитие зонального метаморфического пояса, в глубинных сечениях которого были сформированы высокометаморфизованные породы, а в верхних структурных этажах метаморфической зональности были развиты слабометаморфизованные породы. К началу позднего эпизода метаморфизма произошло совмещение тектонических пластин разных уровней метаморфической зональности и, соответственно, прогрессивный региональный метаморфизм происходил в баяннурском комплексе Сонгинского террейна и Ургамалской зоне, а наложенный – в Дзабхан-Мандалской зоне.

В это же время (806 ± 10 млн лет назад) в океаническом бассейне, который разделял континентальную кору (баяннурский комплекс) и палеоокеанические и островодужные образования (холбонурский комплекс), происходило формирование габбро-гипербазитового комплекса (Козаков и др., 2019а). В ходе закрытия этого бассейна при формировании надвигов породы габбро-гипербазитового комплекса были приведены в контакт с образованиями баяннурского и холбонурского комплексов. Аккреционный процесс происходил после регионального метаморфизма, проявленного в баяннурском комплексе (802 ± 6 млн лет), в узком интервале времени. Его завершение фиксируют постметаморфические граниты Баяннурского массива (790 \pm 3 млн лет), которые не вовлечены в процессы надвигообразования (Козаков и др., 2013, 2019a).

Формирование в Дзабханском и Сонгинском террейнах более поздних габброидов и анортозитов с возрастами 784-782 млн лет (Козаков и др., 2013а, 2019а), посткинематических гранитоидов (~770 и ~720 млн лет), а также щелочных гранитов с возрастом 755 ± 3 млн лет (Ярмолюк и др., 2008) связано с развитием внутриплитных процессов и рифтогенеза.

Положение области формирования неопротерозойской континетальной коры Центральной Азии: палеотектонические реконструкции

В последнее время появляется все больше данных о проявлении ранненеопротерозойских процессов формирования ювенильной и переработки древней континентальной коры. Объем вновь образованной континентальной коры в неопротерозое

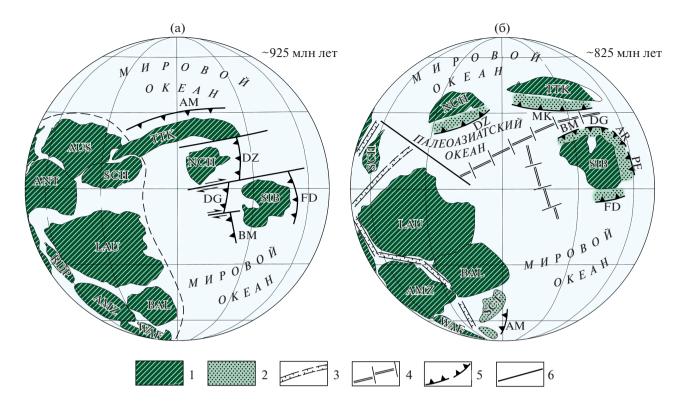


Рис. 9. Палеогеодинамические реконструкции для временных интервалов 950—900 и 850—800 млн лет, с использованием (Хераскова и др., 2010; Metelkin et al., 2012; Merdith et al., 2017).

1 — кратоны и континентальные блоки с донеопротерозойской корой, 2 — участки формирования неопротерозойской коры, 3 — континентальные рифты, 4 — зоны спрединга, 5 — зоны субдукции, 6 — трансформные разломы. Кратоны и континентальные блоки: АМZ — Амазония, АNТ — Антарктида, АUS — неразделенные австралийские кратоны, ВАL — Балтика, LAU — Лаврентия, NCH — Северный Китай, RDP — Рио-де-ла-Плата, SCH — Южный Китай, SCT — Скифия, SIB — Сибирь, ТТК — Таримо-Тянь-Шань-Казахстанский, WAF — Западная Африка. Островные дуги и краевые вулканические пояса: АМ — Актау-Моинтинский, АR — Арзыбейская, ВМ — Байкало-Муйская, DG — Дунжугурская, DZ — Дзабханский, FD — Фаддеевская, МК — Малый Каратау, PE — Приенесейская.

составляет почти 17% от общей площади континентальной коры (Stern, 2008). Основной объем вновь образованной неопротерозойской континентальной коры в Азии приходится на территорию ЦАСП (Зоненшайн и др., 1990).

Образование новой континентальной коры происходит двумя путями — это андерплейтинг и аккреция террейнов, представляющих фрагменты океанических плато, энсиалических и энсиматических островных дуг, аккреционных призм, турбидитовых бассейнов. Соответственно, новообразованная континентальная кора или добавки ювенильного материала к древней коре — это магматические породы плюмов, континентальных рифтов и островных дуг. Полагаем, что именно с широким развитием последних в структуре ЦАСП в раннем неопротерозое и развитием континентальных рифтов, инициировавших распад суперконтинента Родиния в середине тония, связан обширный рост неопротерозойской континентальной коры центрального сегмента ЦАСП. Ранее к такому же

выводу пришли В.В. Ярмолюк и К.Е Дегтярев (2019), предложившие модель формирования докембрийских террейнов ЦАСП на основе палеореконструкций (Li et al., 2008).

Нами рассмотрена модель формирования и эволюции неопротерозойской коры ЦАСП на примере палеореконструкций для 925 и 825 млн лет (рис. 9) на основе таковых из статьи (Хераскова и др., 2010). Между реконструкциями для этого времени других авторов (Гордиенко, Метелкин, 2016; Metelkin et al., 2012; Stewart, 2009; Cawood et al., 2016; Merdith et al., 2017) нет существенных принципиальных разногласий. Считается общепринятым, что суперконтинент Родиния образовался в результате коллизии большинства древних кратонов в ходе гренвильской орогении (1090-930 млн лет) и существовал почти до конца тония (720 млн лет). Вопрос о вхождении Сибирского и Северо-Китайского кратонов в состав Родинии остается дискуссионным до настоящего времени. В работе (Хераскова и др., 2010) приведены аргументы того, что на этапе 950—900 млн лет Сибирь не входила в состав Родинии. Об этом свидетельствует наличие пород океанического и островодужного генезиса с возрастом от 1050 до 950 млн лет на западной, южной и северной окраинах (современные координаты) Сибирского кратона. На глобальных неопротерозойских реконструкциях, опубликованных в одной из последних обобщающих работ (Мегdith et al., 2017), Сибирь и Северный Китай также отделены от основного тела суперконтинента.

На реконструкции для 925 млн лет (рис. 9а) Сибирь и Северный Китай находятся в тропических широтах и примерно 30°-40° к востоку от Лаврентии. Севернее Северного Китая в тропических широтах показан композитный Таримо-Тянь-Шань-Казахстанский континентальный блок. На реконструкции для этого времени показаны три субдукционные зоны, аналогично (Хераскова и др., 2010): 1) Фаддевская, в которой океаническая кора Мирового океана субдуцировала под восточную (ныне северную) окраину Сибири; 2) протяженная зона, состоящая из Дунжугурского, Дзабханского и, возможно, Байкало-Муйского сегментов у западной (ныне южной) окраины Сибири, причем в Дзабханском сегменте субдукция, вероятно, была под Северно-Китайский кратон; 3) Актау-Моинтинская зона, имевшая субширотное, в отличие от двух других, простирание, в которой океаническая кора Мирового океана субдуцировала под северную (древние координаты) окраину Таримо-Тянь-Шань-Казахстанского континентального блока.

За время порядка 100 млн лет Сибирь из приэкваториальных южных широт сместилась примерно на 20° на север с одновременным поворотом почти на 90° по часовой стрелке, и на реконструкции для 825 млн лет показана в приэкваториальных северных широтах ориентированной байкальской окраиной (ныне южная) на север (рис. 9б). Характер миграции Северо-Китайского кратона был примерно таким же, как и для Сибири: миграция на север примерно на 20° и разворот по часовой стрелке примерно на 90° (рис. 9б). На рубеже ~850 млн лет, вероятно в связи с начавшимся распадом Родинии и закрытием Мирового океана, произошло образование нового океанического бассейна — Палеоазиатского, ось спрединга которого показана между Северо-Китайским кратоном и Таримо-Тянь-Шань-Казахстанским континентальным блоком, располагавшимися севернее, и Сибирью на юге (рис. 9б).

На реконструкции для 825 млн лет помимо существовавших с 925 млн лет назад зон субдукции (Фаддеевская, Дунжугурская, Дзабханская и Байкало-Муйская) показаны новые — это Арзыбей-

ская у северо-восточной (ныне юго-западной) окраины Сибири и Мало-Каратауская у южной (древние координаты) окраины Таримо-Тянь-Шань-Казахстанского (Хераскова и др., 2010) континентального блока. Предполагается, что именно над этими зонами и в их тылу происходило формирование новой континентальной коры как в результате андерплейтинга, так и в результате аккреции террейнов к континентальным массивам (см. условное обозначение 2 на рис. 9б). Имеющиеся данные о возрасте пород, формировавшихся в этих субдукционных зонах и аккретированных в виде террейнов к кратонам, не противоречит нашим предположениям.

Актау-Моинтинская зона (АМ на реконструкции). Ранее было показано, что в пределах Актау-Моинтинского массива в интервале 963-925 млн лет имел место надсубдукционный кремнекислый вулканизм (Хераскова и др., 2010). Позднее это было подтверждено: "... в позднем рифее (тоний и криогений) появились вулканиты кислого состава, которые слагают фрагменты окраины андийского типа" (Самыгин, Хераскова, 2019), и был установлен U-Pb возраст кислых вулканитов, перекрывающих древний догренвильский осадочный чехол, и рвущих гранитов — 925 ± 9 и 917 ± 6 млн лет (Третьяков и др., 2015).

Арзыбейская зона (AR на реконструкции) — это островная дуга, формировавшаяся около 960—900 млн лет назад, фрагменты которой исследованы на северо-западе Восточного Саяна (Turkina, Rodionov, 2017). Эта зона показана на реконструкции только для времени 825 млн лет.

Байкало-Муйская зона (ВМ на реконструкции) принимается нами в интерпретации Ю.А. Зорина с соавторами (Зорин и др., 2009). Зону формируют многочисленные вулканические дуги и рифты неопротерозоя. Кислые вулканиты келянской свиты имеют возраст 824 ± 2 млн лет, а гранитоиды муйского комплекса — 812 ± 19 млн лет (Рыцк и др., 2001). Корообразующие процессы раннего неопротерозоя в Байкало-Муйской зоне происходили в интервале около 825—725 млн лет (Рыцк и др., 2011; Kröner et al., 2015а).

Дунжугурская зона (DG на реконструкции). Это наиболее известная древняя субдукционная структура Восточного Саяна. Нижний возрастной рубеж ее формирования составляет около 1040—1020 млн лет (Khain et al., 2002; Кузьмичев, Ларионов, 2013). Детритовые цирконы из песчаников дунжугурской свиты имеют конкордантные возрасты около 974 млн лет (пересчитано по данным (Кузьмичев, Ларионов, 2013)). Породы зоны надвинуты на раннедокембрийские гнейсы Гарганской

глыбы (террейна) и прорваны тоналитами, возраст которых 811 ± 7 млн лет (Ковач и др., 2012).

Дзабханская зона (DZ на реконструкции) (включая Дзабханский и Сонгинский террейны, а также джаргалантский комплекс Тарбагатайского террейна) формировалась с 960—930 до 780 млн лет.

Фаддеевская зона (FD на реконструкции). Островодужные плагиориодациты и плагиограниты Центрально-Таймырского аккреционного пояса кристаллизовались 961 ± 3 и 969 ± 17 млн лет назад (Верниковский и др., 2011), граниты Фаддеевского террейна имеют возраст 846 ± 11 млн лет (Vernikovsky et al., 2004), а плагиограниты Челюскинского офиолитового пояса, находящегося севернее Фаддеевского террейна, -740 ± 38 млн лет (Vernikovsky et al., 2004).

Малый Каратау зона (МК на реконструкции). Возраст сохранившихся надсубдукционных комплексов Малокаратауской зоны занимает более узкий временной интервал от 831 до 766 млн лет (Самыгин, Хераскова, 2019; Хераскова и др., 2010).

Данные по тонийским субдукционным системам в структуре ЦАСП отчетливо свидетельствуют о существовании большинства из них на протяжении длительного времени — до 200 млн лет, что способствовало образованию ранненеопротерозойской ювенильной коры, входящей в состав аккретированных к палеоконтинентам террейнов, и переработке древней континентальной коры. Этот процесс весьма сходный с тем, который отмечается многими исследователями для мезозойских континентальных окраин Восточной Евразии, западной части Северной Америки (Saleeby, 1983 и др.) и современной Юго-Западной Пацифики (archipelago-type модель (Hall, 2010)).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные данные свидетельствуют о том, что докембрийские террейны Хангайской группы центрального сегмента ЦАСП представляют собой гетерогенные структуры, сложенные тектоническими пластинами и блоками пород разного возраста, состава и происхождения. Присутствие в их структуре пород островодужных комплексов, сформированных около 960-930 и 880-860 млн лет назад, предполагает проявление корообразующих процессов в палеоокеанической области в период относительно стабильного существования суперконтинента Родиния — 1000—860 млн лет назад. Предполагается также и существование субдуционнных зон в палеоокеанической области обрамления Родинии в конце мезопротерозоя-начале неопротерозоя (Li et al., 2008a; Cawood et al., 2016; Ярмолюк, Дегтярев, 2019). С этим же геодинамическим процессом связано исчезновение шельфов и удаление континентальных осадков в зоны субдукции, что фиксируется резким уменьшением концентрации континентального стронция и низкой амплитудой вариаций ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Мировом океане в период 1000—860 млн лет назад (Семихатов и др., 2002; Kuznetsov et al., 2017).

С периода около 860 млн лет в структурах древних кратонов фиксируются процессы дивергенции, определяющие ранние стадии распада Родинии (Богданова и др., 2009; Хераскова и др., 2010; Li et al., 2003, 2008; Lu et al., 2008a, 2008b и др.). Так, например, в блоке Катазия Южного Китая установлено проявление процессов континентального рифтогенеза в интервале около 860-830 млн лет (Shu et al., 2011). Формирование зрелой континентальной коры в период 860-850 млн лет установлено в Дзабхан-Мандалской зоне и Богдоингольском блоке Дзабханского террейна. Преобладаюшие значения Nd-модельных возрастов в интервале 2.0—1.2 млрд лет в метатерригеных породах и гранитоидах в рассматриваемых комплексах отражают процессы смешения источников, включая ювенильные неопротерозойские и более древние раннедокембрийские.

В интервале 850—780 млн лет продолжалось развитие зон конвергенции и формирование зрелой континентальной коры докембрийских террейнов Хангайской группы около 810—790 млн лет и ее сочленение с комплексами палеоокеанического бассейна (Козаков и др., 2019а).

Геохронологические данные для пород тонийских субдукционных систем в структурах Палеоазиатского океана свидетельствуют о длительном существовании большинства из них — это порядка 200 млн лет. Такое длительное существование способствовало образованию ювенильной коры раннего неопротерозоя, входящей в состав террейнов Хангайской группы ЦАСП и их возможных аналогов.

Благодарности. Авторы признательны и выражают искренюю благодарность В.В. Ярмолюку и А.Б. Кузнецову за детальный разбор и предложения, сделанные при подготовке рукописи, что позволило улучшить ее содержание и изложение полученных результатов.

Источники финансирования. Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 18-17-00229; U-Рь и Sm-Nd изотопные исследования), а также в рамках Государственного задания ИГГД РАН № FMNU-2019-0005 (геохимические исследования) и ИТиГ ДВО РАН № АААА-A18-118020790046-0 (палеореконструкции).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Азимов П.Я., Козаков И.К. Первая находка высокобарических пород в композитном Дзабханском террейне (Западная Монголия): признак конвергентных обстановок // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. С. 20–22.

Беличенко В.Г., Боос Р.Г. Боксон-Хубсугул-Дзабханский палеомикроконтинент в структуре центрально-азиатских палеозоид // Геология и геофизика. 1988. № 12. С. 20-28.

Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томурто-гоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 29-40.

Богданова С.В., Писаревский С.А., Ли Ч.Х. Образование и распад Родинии (по результатам МПГК 440) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 29—45.

Верниковский В.А., Метелкин Д.В., Верниковская А.Е. и др. Древнейшие островодужные комплексы Таймыра: вопросы формирования Центрально-Таймырского аккреционного пояса и палеогеодинамические реконскрукции в Арктике // Докл. АН. 2011. Т. 436. № 5. С. 647—653.

Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М-6 1: 200 000, М-46-ХХХV. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение "Техноэкспорт", 1982а.

Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М-б 1: 200 000, М-46-XXXVI. М.: Всесоюзное экспортно-импортное объединение "Техноэкспорт", 19826.

Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М-б 1: 200 000, L-47-I. М.: Министерство геологии СССР, Зарубежгеология, 1982в.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 1. С. 91—108.

Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7—8. С. 59—75.

Зайцев Н.С. Тектоника Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М.: Наука, 1990. С. 15—22.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифее—раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 3. С. 209—226.

Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии—кембрии. М.: Наука, 1982. 114 с.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. М-б 1:1500000 // Под ред. А.Л. Яншина. М.: ГУГиК СССР, 1989.

Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. и др. Новые U-Pb (TIMS) геохронологические данные о возрасте тоналитов сумсунурского комплекса Гарганской глыбы — к дискуссии о палеозойской органике в древних толщах Восточного Саяна // V Российская конференция по изотопной геохронологии "Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов". М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 158—160.

Ковач В.П., Козаков И.К., Ярмолюк В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии: II. Геохимические и Nd изотопные данные // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 451—469.

Ковач В.П., Козаков И.К., Ван К.-Л. и др. Возраст и источники терригенных пород базальной пачки цаганоломской свиты Дзабханского террейна, Центрально-Азиатский складчатый пояс: результаты U-Th-Pb геохронологических, Lu-Hf и Sm-Nd изотопных исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019а. Т. 27. № 5. С. 63—81.

Ковач В.П., Козаков И.К., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и источники сноса метатерригенных пород Дзабханского и Сонгинского террейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. "Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика". СПб.: ИГГД РАН, "Свое издательство", 2019б. С. 96—97.

Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.

Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240—248.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований // Геотектоника. 2002. № 2. С. 80-92.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Вонг Т. и др. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 2. С. 3—24.

Козаков И.К., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. и др. Кристаллические комплексы Тарбагатайского блока раннекаледонского супертеррейна Центральной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 445–464.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В. и др. Этапы формирования континентальной коры Сонгинского блока раннекаледонского супертеррейна Цен-

тральной Азии: І. Геологические и геохронологические данные // Петрология. 2013а. Т. 21. № 3. С. 227—246.

Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. и др. Позднерифейский возраст конгломератов холбонурского комплекса Сонгинского блока каледонид Центральной Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013б. Т. 21. № 5. С. 21—35.

Козаков И.К., Ковач В.П., Бибикова Е.В. и др. Позднерифейский этап формирования кристаллических комплексов Дзабханского микроконтинента: геологические, геохронологические и Nd изотопно-геохимические данные // Петрология. 2014. Т. 22. № 5. С. 516—545.

Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Ковач В.П. и др. Позднерифейский возраст кристаллического фундамента карбонатного чехла Дзабханского микроконтинента // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 3. С. 3—12.

Козаков И.К., Кгöner А., Ковач В.П. Ранненеопротерозойский этап в формировании фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: IX Косыгинские чтения. Материалы Всероссийской конференции. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. С. 35—38.

Козаков И.К., Кузнецов А.Б., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Неопротерозойские комплексы фундамента шельфового чехла Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017а. Т. 25. № 5. С. 3—16.

Козаков И.К., Кгöner А., Ковач В.П. и др. Неопротерозойский этап (~960—930 млн лет) в формировании островодужного комплекса фундамента Дзабханского террейна восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию акад. Ю.М. Пущаровского. М.: ГЕОС, 20176. С. 181—184.

Козаков И.К., Лыхин Д.А., Эрдэнэжаргал Ч. и др. Тектоническая позиция неопротерозойских габбро-гипербазитового и габброидного комплексов Баяннурского блока Сонгинского выступа (Центрально-Азиатский складчатый пояса) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019а. Т. 27. № 2. С. 31—51.

Козаков И. К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Диденко А.Н. Неопротерозойский этап в формировании неопротерозойского супертеррейна Центральной Азии // Материалы VI Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. "Этапы формирования и развития протерозойской земной коры: стратиграфия, метаморфизм, магматизм, геодинамика". СПб.: ИГГД РАН, "Свое издательство", 2019б. С. 99—100.

Козаков И.К., Анисимова И.В., Сальникова Е.Б. и др. Анортозиты Олонхудукского массива Байдарикского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическое положение, возраст // Петрология. 2020а. Т. 28. № 2. С. 139—149.

Козаков И.К., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. и др. Неопротерозойский возраст кристаллического фундамента шельфового чехла Богдоингольского блока Дзабханского террейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2020б. Т. 28. С. 67—75.

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

Крамчанинов А.Ю., Кузнецов А.Б. Вариации δ^{88} Sr и 87 Sr/ 86 Sr в неопротерозойских осадочных карбонатах (цаганоломская свита, Западная Монголия) // Докл. АН. 2014. Т. 455. № 4. С. 447–452.

Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.

Кузмичев А.Б., Ларионов А.Н. Неопротерозойские островные дуги Восточного Саяна: длительность магматической активности по результатам датирования вулканокластики по цирконам // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 45—57.

Кузнецов А.Б., Васильева И.М., Ситкина Д.Р. и др. Возраст карбонатных пород и фосфоритов в чехле Тувино-Монгольского микроконтинета // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 1. С. 44-48.

Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2012. 460 с.

Митрофанов Ф.П., Бибикова Е.В., Козаков И.К. и др. Архейский изотопный возраст тоналитовых "серых" гнейсов в структурах каледонид Центральной Монголии // Докл. АН СССР, 1985. Т. 284. № 2. С. 670—674.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3—33.

Овчинникова Г.В., Кузнецов А.Б., Васильева И.М. и др. U-Рb возраст и Sr-изотопная характеристика надтиллитовых известняков неопротерозойской цаганоломской свиты, бассейн р. Дзабхан, Западная Монголия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 28—40.

Руженцев С.В., Бурашников В.В. Тектоника салаирид Западной Монголии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 25—40.

Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. и др. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 3—15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геотектоника. 2011. № 5. С. 17—51.

Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозоид Казахстана // Литосфера. 2019. Т. 19. № 3. С. 347—371.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Горохов И.М. и др. Низкое отношение 87 Sr/ 86 Sr в гренвильском и пост-гренвильском палеоокеане: определяющие факторы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10. № 1. С. 3—46.

Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифея и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 6. С. 16—27.

Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н. и др. Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулкано-плутоническая ассоциация Актау-Моинтинского сиалического массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23. № 1. С. 26—49.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития палеоазиатского океана // Геотектоника. 2010. № 1. С. 1—24.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Анисимова И.В. и др. Позднерифейские щелочные граниты Дзабханского микроконтинента: к оценке времени распада Родинии и формирования микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Докл. АН. 2008. Т. 420. № 3. С. 375—381.

Ярмолюк В. В., Козловский А. М., Сальникова Е. Б. и др. Строение, возраст и условия формирования ранненеопротерозойских магматических комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса на примере Холбонурской зоны Сонгинского террейна // Докл. АН. 2015. Т. 465. № 1. С. 73—77.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 468—498.

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

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 70—102.

Ярмолюк В.В., Дегтярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: Сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3—43.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for Phanerozoic

crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.

Bold U., Crowley J.L., Smith E.F. et al. Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic evolution of the Zavkhan terrane of Mongolia: implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // Lithosphere. 2016a. V. 8. № 6. P. 729–750.

Bold U., Smith E.F., Rooney A.D. et al. Neoproterozoic stratigraphy of the Zavkhan terrane of Mongolia: The backbone for Cryogenian and Early Ediacaran chemostratigraphic records // Amer. J. Sci. 2016b. V. 316. P. 1–63.

Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K. et al. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Res. 2017. V. 47. P. 200–227.

Cawood P.A., Strachan R.A., Pisarevsky S.A. et al. Linking collisional and accretionary orogens during Rodinia assembly and breakup: Implications for models of supercontinent cycles // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. V. 449. P. 118–126.

Demoux A., Kröner A., Liu D., Badarch G. Precambrian crystalline basement in southern Mongolia as revealed by SHRIMP zircon dating // Int. J. Earth Sci. 2009. V. 98. P. 1365–1380.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Hall R.M. Australia-SE Asia collision: plate tectonics and crustal flow // Eds. R. Hall, M.A. Cottam, M.E.J. Wilson. The SE Asian gateway: history and tectonics of Australia—Asia collision. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2010. V. 355. P. 75–109.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kröner A. et al. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U-Pb and Pb-Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. № 3–4. P. 311–325.

Kovach V.P., Kozakov I.K., Kroner A. et al. Early Neoproterozoic crust formaton in the Dzabkhan microcontinent, Central Asian Orogenic Belt // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8. P. 499–501.

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

Kröner A., A.A. Fedotova A.A., Khain E.V. et al. Neoproterozoic ophiolite and related high-grade rocks of the Baikal-Muya belt, Siberia: Geochronology and geodynamic implications // J. Asian Earth Sci. 2015a. V. 111. P. 138–160.

Kröner A., Kovach V.P., Kozakov I.K. et al. Zircon ages and Nd-Hf isotopes in UHT granulites of the Ider Complex: A cratonic terrane within the Central Asian Orogenic Belt in

- NW Mongolia // Gondwana Res. 2015b. V. 27. P. 1392–1406.
- Kröner A., Kovach V., Alexeiev D. et al. No excessive crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: Further evidence from field relationships and isotopic data // Gondwana Res. 2017a. V. 50. P. 135–166.
- Kröner A., Kovach V., Kozakov I. et al. Granulites and Palaeo-proterozoic lower crust of the Baidarik Block, Central Asian Orogenic Belt of NW Mongolia // J. Asian Earth Sci. 2017b. V. 145. Pt. B. P. 393–407.
- *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.* Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
- Kuznetsov A.B., Bekker A., Ovchinnikova G.V. et al. Unradiogenic strontium and moderate-amplitude carbon isotope variations in early Tonian seawater after the assembly of Rodinia and before the Bitter Springs Excursion // Precambrian Res. 2017. V. 298. P. 157–173.
- Levashova N.M., Kalugin V.M., Gibsher A.S. et al. The origin of the Baidaric microcontinent, Mongolia: Constraints from paleomagnetism and geochronology // Tectonophysics. 2010. V. 485. P. 306–320.
- Li Z.X., Li X.H., Kinny P.D. et al. Geochronology of Neoproterozoic synrift magmatism in the Yangtze craton South China, and correlations with other continents evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia // Precambrian Res. 2003. V. 122. P. 85–109.
- *Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S. et al.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Res. 2008. V. 160. P. 179–210.
- Lu S., Li H., Zhang Ch., Niu G. Geological and Geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim Craton and surrounding continental fragments // Precambrian Res. 2008a. V. 160. Iss. 1–2. P. 94–107.
- Lu S., Zhao G., Wang Hu., Hao G. Precambrian metamorphic basement and sedimentary cover of the North China Craton: A review // Precambrian Res. 20086. V. 160. P. 77–93.
- *Ludwig K.R.* Isoplot v. 4.15: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Special Publication. № 4. Berkeley Geochronology Center. 2008. 76 p.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rep. 88-542. 1991. 35 p.
- *Mattinson J.M.* A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 116. P. 117–129.
- *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. Geology. 2005. V. 220. P. 47–66.

- *Merdith A.S., Alan S. Collins A.S., Williams S.E. et al.* A full-plate global recon-struction of the Neoproterozoic // Gondwana Res. 2017. V. 50. P. 84–134.
- Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Yu. Tectonic evolution of the Siberian paleocontinent from the Neoproterozoic to the Late Mesozoic: paleomagnetic record and reconstructions // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53. P. 675–688.
- Rooney A.D., Strauss J.V., Brandon A.D., Macdonald F.A. A Cryogenian chronology: Two long-lasting synchronous Neoproterozoic glaciations // Geology. 2015. V. 43. № 5. P. 459–462.
- Saleeby J.B. Accretionary tectonics of the North American Cordillera // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1983. V. 15. P. 45–73
- Shields-Zhou G., Porter S.A., Halverson G.P. A new rock-based definition for the Cryogenian Period (circa 720–635 Ma) // Episodes. 2016. V. 39. P. 3–9.
- *Stern R.J.* Neoproterozoic crustal growth: The solid Earth system during a critical episode of Earth history // Gondwana Res. 2008. V. 14. № 1–2. P. 33–50.
- 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., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Stewart J.H., Reconstructing Rodinia by fitting Neoproterozoic continental margins // U.S. Geol. Survey Open-File Rep. 2009-1191. 2009. 94 p.
- Shu L.S., Faure M., Yu J.H., Jahn B.M. Geochronological and geochemical features of the Cathaysia block (South China): new evidence for the Neoproterozoic breakup of Rodinia // Precambrian Res. 2011. V. 187. P. 263–276.
- 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.
- *Taylor S.R., McLennan S.M.* The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Turkina O.M., Rodionov N.V. A Late Neoproterozoic ocean island arc complex of the Arzybei terrane, Eastern Sayan // Geology and magmatism of the Altai orogen. Special session at the 14th International Workshop on Present Earth Surface Processes and Long-term Environmental Changes in East Eurasia. Novosibirsk. 2017. Abstract. V. 2. P. 41–42.
- Vernikovsky V.A., Vernikovskaya A.E., Pease V.L., Gee D.G. Neoproterozoic orogeny along the margins of Siberia // Geol. Soc. London Mem. 2004. V. 30. P. 233–247.
- *Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kozlovsky A.M. et al.* Crust-Forming Processes in the Hercynides of the Central Asian Foldbelt // Petrology. 2008. V. 16. № 7. P. 679–709.

Neoproterozoic Continental Crust Formation in Structures of the Central Segment of the Central Asian Fold Belt

I. K. Kozakov¹, V. P. Kovach¹, E. B. Salnikova¹, A. N. Didenko², Yu. V. Plotkina¹, and A. M. Fedoseenko¹

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, Russia

²Kosvgin Institute of Tectonics and Geophysics. Far Eastern Branch. Russian Academy of Sciences, Khabarovsk. Russia

The results of geochronological (U-Pb method, ID-TIMS), geochemical and Sm-Nd isotopic studies of granitoids, volcanics and terrigenous rocks of the eastern part of the Dzabkhan terrane, as well as felsic volcanics of the Dzabkhan Formation in the southern part are considered. It is established that the post-kinematic granitoids of the Dzabhan-Mandal zone, the Erdenekhairkhan and Bogdoingol blocks were formed in the range of $813 \pm 9 - 772 \pm 3$ and about 720 Ma, and the rhyolites of the Dzabkhan Formation were formed at 790 ± 3 Ma. The sources of the rocks in the southern part of the terrane and in the Bogdoingol block were dominated by ancient crustal formations. Nd isotopic data for the rocks of the Dzabhan-Mandal zone and the Erdenekhairkhan block reflect the mixed nature of their sources and suggest a significant contribution of Early Neoproterozoic juvenile material. Based on the data obtained and published earlier, it is shown that the Dzabkhan terrane is not a homogeneous block of the Early Precambrian continental crust, but is a Neoproterozoic composite terrane composed of rocks of island-arc and continental margin complexes, and reworked Early Precambrian continental crust. The correlation of the Precambrian formations composing the Dzabkhan terrane with the Songino, Baidarik, and Tarbagatai terranes is considered, as well as the features of the formation of the Neoproterozoic continental crust in the structures of the central segment of the Central Asian fold belt. It is established that oceanic, island-arc, continental margin, and riftogenous complexes formed at about 960-930, 880-850, and 810-790 Ma ago are widely distributed in the structure of the Khangai group terranes. Based on the data obtained, a model of the formation and evolution of the Neoproterozoic crust of the Central Asian fold belt is considered on the example of paleoreconstructions for 925 and 825 Ma. It is assumed that the extensive growth of the Neoproterozoic continental crust of the region is associated with subduction processes in the frame of the Rodinia supercontinent at about 960-860 Ma ago and the development of continental rifts that initiated the breakup of the supercontinent in the middle of the tonian at about 860 and 800 Ma ago.

Keywords: Central Asian fold belt, magmatism, metamorphism, geochronology, Neoproterozoic, isotope geology, crust formation