

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

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

^aГеологический 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.

Гранулированный комплекс в левом борту р. Бол. Куонамка ниже устья р. Хапчан сложен меланократовыми 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 габро-диоритам толеитовой серии. Плагиокристаллосланцы и плагиогнейсы образовались по породам, подобным диоритам, тоналитам и трондемитам или их вулканическим аналогам, и отличаются повышенными содержаниями Ba, Zr, Y, REE, Nb, Ta. Конкордантный U-Pb возраст циркона из диоритового протолита двупироксеновых плагиокристаллосланцев составляет 2095 ± 10 млн лет, изотопный Lu-Hf состав циркона ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 6.5-12$, $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 1.98-2.22$ млрд лет) указывает на соответствие его источника палеопротерозойской деплелированной мантии. Двупироксеновые плагиогнейсы с конкордантным U-Pb возрастом по циркону 2030 ± 17 млн лет образовались по тоналитам известково-щелочной 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 $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 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, деплелированная мантия, гранулиты, надсубдукционный комплекс, циркон, U-Pb возраст, SHRIMP-II, систематика Sm-Nd и Lu-Hf

DOI: 10.31857/S0869590321020047

ВВЕДЕНИЕ

Сибирский кратон – крупнейший докембрейский 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 гранулированным 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 гранулированной фации метаморфизма (рис. 1б). В пределах Анабарского щита вскрываются террейны трех тектонических провинций: Маганской тоналит-трондемит-гнейсовой на западе, Анабарской гранули-ортогнейсовой в средней части и Хапчанской гранули-парагнейсовой на востоке щита (Rosen, Turkina, 2007). Границы террейнов (гранулированных

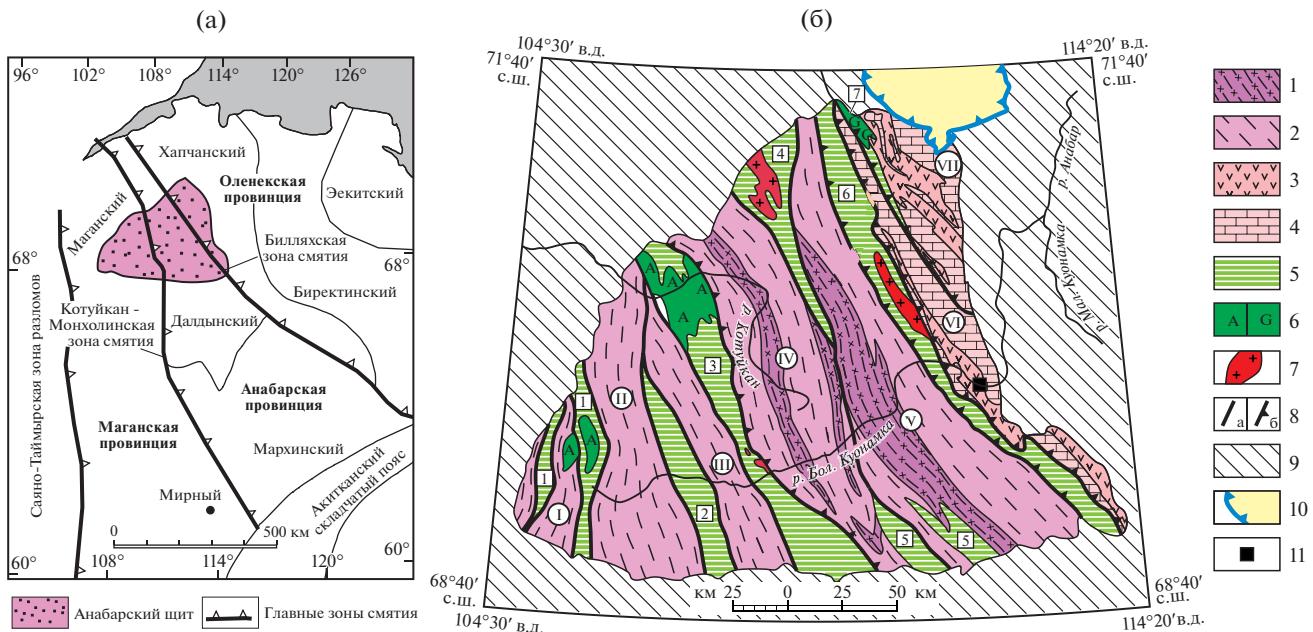


Рис. 1. Тектонические схемы: (а) – северной части фундамента Сибирского кратона по (Rosen et al., 1994; Griffin et al., 1999); (б) – Анабарского щита.

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: 6А – анортозитовая, 6G – габбро-диоритовая, 7 – гранитовая; 8 – главные разломы: а – крутопадающие, б – 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 – Джелинданская, VI – Хапчанская, VII – Попигайская. Зоны смятия (цифры в квадратиках): 1 – Чурбукулахская, 2 – Ламуйская, 3 – Котуйкан-Монхолинская, 4 – Чентелехская, 5 – Харапская, 6 – Билляхская, 7 – Салтахская.

глыб) сопровождаются зонами смятия с широким проявлением процессов катахлаза, 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 пересекающихся разломов, между которыми заключены

блоки и пластины в разной степени переработанных пород контактирующих террейнов (Смелов и др., 2012). Зоны бластомилонитов и катахлазитов, 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 дегритового 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, кальцифарами, 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; Zedgenezov 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 лабазахскую 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 мощностью 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 лабазахской 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. %.

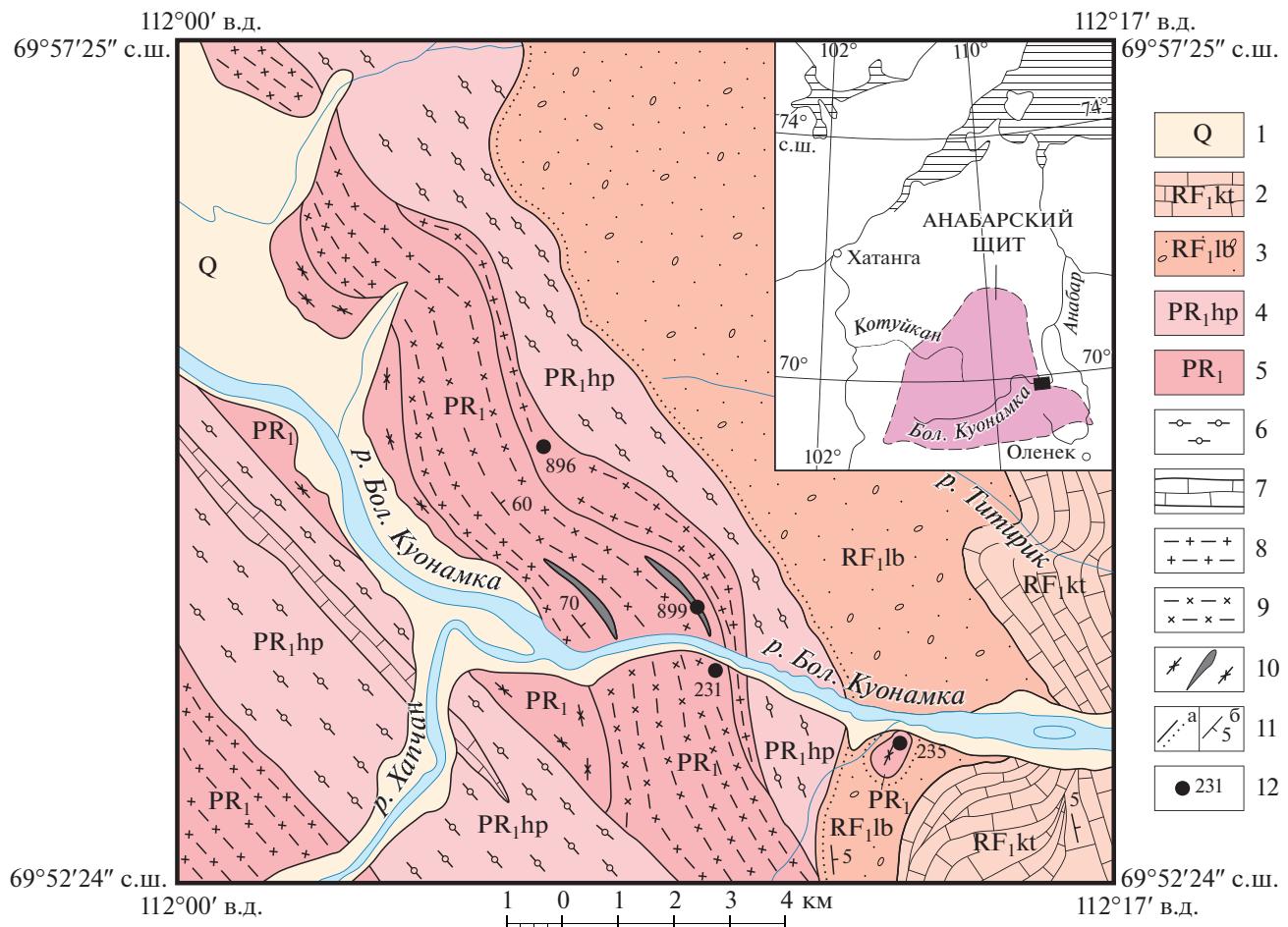


Рис. 2. Геологическая схема Хапчанского участка. На врезке залитым прямоугольником показано положение Хапчанского участка.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – котуйканская свита (RF_1kt): доломиты, песчанистые доломиты; 3 – лабазахская свита (RF_1lb): красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты; 4 – хапчанская серия (PR_1hp): 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, ранее 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 (а), элементы залегания пород (б); 12 – 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-Pb 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 (CL), 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-Pb 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 1σ , погрешности вычисленных значений конкордантных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . 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 аблацией с применением 193 нм ArF лазера COMPex-102, системы аблации 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, *l* – 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 связанный плазме ThermoFinnigan Neptune в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в работе (Griffin et al., 2000). Конфигурация коллекторов позволяла одновременно регистрировать изотопы ^{172}Yb , ^{174}Yb , ^{175}Lu , ^{176}Hf , ^{177}Hf , ^{178}Hf , ^{179}Hf . Для коррекции масс-дискриминации использовалось одно нормализующее отношение $(^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})$. Корректное значение ^{176}Hf было получено путем вычитания ^{176}Yb и ^{176}Lu (измерялись свободные от наложений ^{172}Yb и ^{175}Lu) (Капитонов и др., 2007). Анализ изотопного состава выполнен в точках U-Pb датирования, но диаметр кратера составлял ~ 50 мкм, а глубина ~ 20 – 40 мкм. За период измерений средние величины $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 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 $- 0.282680 \pm 24$ (Woodhead et al., 2004), Mud Tank $- 0.282504 \pm 44$ (Woodhead, Hergt, 2005) и GJ-1 $- 0.282015 \pm 19$ (Elhlou et al., 2006). При обработке данных принята постоянная распада $^{176}\text{Lu} = 1.865 \times 10^{-11}$ лет $^{-1}$ (Scherer et al., 2001). Для расчета $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ использованы хондритовые величины: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0332$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.282772$ (Blichert-Toft, Albarede, 1997). Hf-модельный возраст определен относительно деплетированной мантии (DM) с параметрами: $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ (Chauvel, Blichert-Toft, 2001). Поскольку модельный возраст циркона ($T_{\text{Hf}}(\text{DM})$) представляет минимальный возраст источника расплава, из которого он кристаллизовался, нами был рассчитан также более реалистичный двухстадийный возраст T_{Hf}^{C} , полученный проецированием инициального $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ циркона к линии деплетированной мантии, используя среднекоровую величину $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ (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 MAT TRITON (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, аналитик Е.С. Богомолов) в статическом режиме. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ скорректированы на изотопное фракционирование по отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512117$ в Nd стандарте JNd-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 $\pm 0.5\%$ (2σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \pm 0.005\%$. При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ использовались следующие значения современных изотопных отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR):

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

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

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

Двупироксеновые (Cpx-Opx) кристаллосланцы встречаются в основном вблизи русла р. Большой 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. %): Pl (An₄₂) 55, Opx 25, Cpx 5, Hbl 14, Mag 1. Двупироксеновые кристаллосланцы в мощных мафических линзах среди гнейсов (пр. 899) сложены (в об. %): антиперититовым Pl (An₄₀) 35–40, Cpx 27, Opx 23, Qz 5–10, 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 **двукироксеновыми гнейсами**, среди которых отмечаются разности с преобладанием орто- или клинопироксена. Двупироксеновые гнейсы с преобладанием ортопироксена (пр. 565) содержат (в об. %): Pl (An₃₃) 67, Qz 13–14, Opx 11–12, Cpx 2–3, Ap 0.5. Двупироксеновые разности с преобладающим клинопироксеном (пр. 896) отличаются более основным плагиоклазом при высоком содержании кварца (в об. %): Pl (An₄₂) 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, 565А, состав в об. %): Pl (An₃₀) 47–63, Qz 17–25, Opx 16–24, Mag 3–4 и более лейкократовые разности (пр. 561, 897, 900), состав которых (в об. %): антиперититовый Pl (An₁₇₋₂₁) 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 (An₃₀)

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 антиперититовый 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).

Двупироксеновые кристаллосланцы имеют химический состав (табл. 1, рис. 4а), подобный толеитам (пр. 235, 236), андезибазальтам (пр. 899) и латитам (пр. 231). В ультрамафических и мafических кристаллосланцах (пр. 235, 236 на рис. 4а), эквивалентных пироксенитам и габроноритам ($Mg\#^1 = 78.9-65.4$), отмечаются наиболее высокие содержания Cr , Ni и Pb . Они обеднены REE ($\Sigma REE = 19.7-23.4$ ppm). Метапироксениты характеризуются (рис. 5а, 5б) отрицательным наклоном графика распределения REE ($La/Yb_N = 0.7$, Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.51$) и отрицательной аномалией Sr , что связано с фракционированием плагиоклаза и накоплением его в метагаброноритах ($La/Yb_N = 1.7$, $Eu/Eu^* = 1.54$, $Sr/Y = 33.1$). Мafические 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 Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.64$). Мезократовые двупироксеновые плагиокристаллосланцы (пр. 231, $Mg\# = 40$) 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) проявлены положительная аномалия Ba и отрицательные аномалии Th , Pb , Sr , Ti , при этом отсутствуют отрицательные аномалии Ta и Nb . Фракционированность REE слабая ($(La/Yb_N = 3.1)$ 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 Ta и Nb . Распределение REE относительно слабо фракционированное ($La/Yb_N = 4$, проявлены 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 выраженнымами 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 , Ta , Ti , P .

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 трондьемитовых – 15–32. Для гранулитов тоналитового состава (рис. 5д, 5е, пр. 565А) характерны слабоконтрастные положительные аномалии по Ba , La , Pb , Zr , слабо фракционированное распределение REE ($La/Yb_N = 3.9$, отсутствует Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0.98$)). Обогащенные ортопироксеном разности (пр. 564, $Mg\# = 60$) отличаются повышенными содержаниями (в ppm): Cr 165, Ni 65.9, Zr 170. На спайдерграмме проявлены положительные аномалии по Ba , U , Zr , отрицательные по Pb , R , 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, 5з, 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, 5з) отмечаются положительные аномалии по Ba , Pb , Nd , отрицательные – R и Ti . Содержания Th , Nb , Ta дают как положительные, так и отрицательные аномалии. Характерно также высокое содержание REE ($\Sigma REE = 185-221$ ppm), Eu-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 ($Gd/Yb_N = 0.8-1.1$).

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

Компоненты	235*	236	899	231	565	564	561	565A	897	896	900	49-4	52-2	900-1
	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 ₂ O 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 ₂ O 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 ₂ O	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 ₂ O 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	227	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
Ho	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	8.04	114	206	139	170	169	110	284	161	321	186	202	39.2
Hf	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	<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
Y	10.7	10.0	34.4	34.3	21.6	40.8	24.9	17.0	64.0	11.0	22.9	62.0	42.4	6.69
Cr	3000	184	51.3	29.1	14.6	165	1.14	7.06	32.5	44	18.3	139	108	4.51
Ni	358	54.3	33.7	41	18.8	65.9	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	35.9	49.9	23.7	16.6	25.2	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*	0.51	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	66.3	195	78.0	108	221	185	82.6

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.

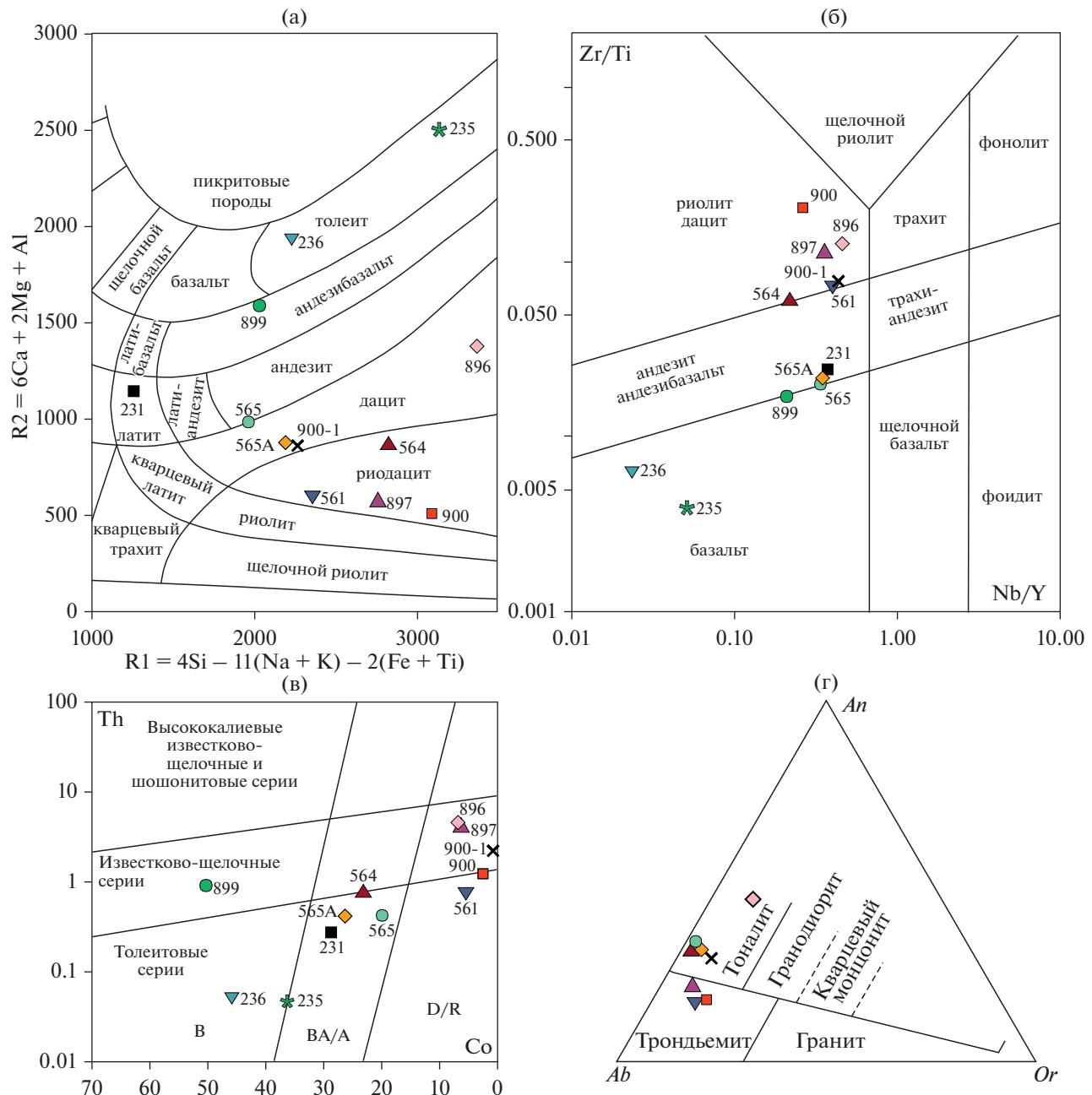


Рис. 4. Геохимические диаграммы для гранулитов Хапчанского участка.
 (а) – по (De la Roche et al., 1980); (б) – по (Pearce, 1996); (в) – по (Hastie et al., 2007); (г) – по (O'Connor, 1965). Номера проб около фигуративных знаков соответствуют таковым в табл. 1. Поля на диаграмме (в): В – базальты, BA/A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

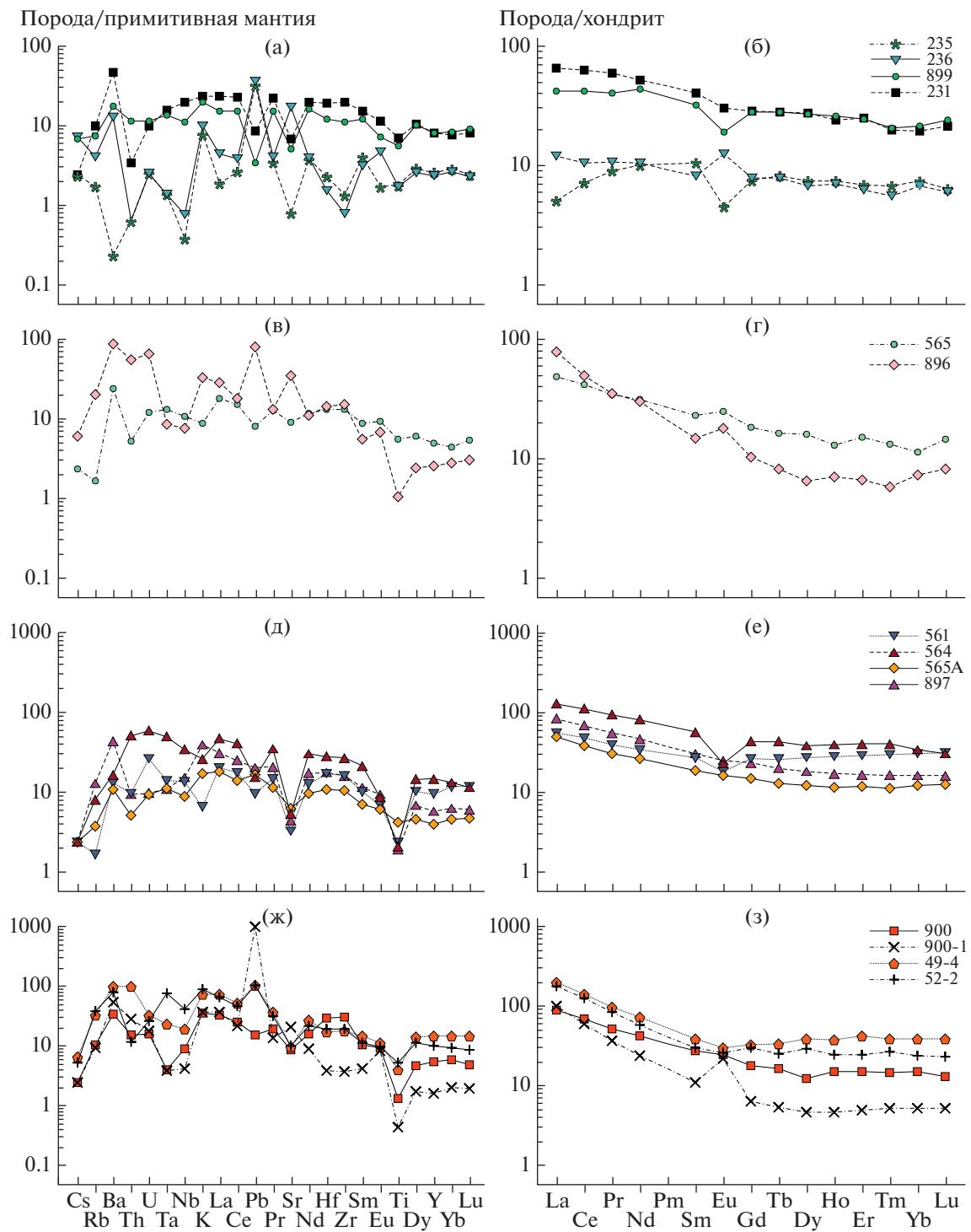


Рис. 5. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов Хапчанского участка.
(а, б) – *Cpx-Opx* кристаллосланцы; (в, г) – *Cpx-Opx* гнейсы; (д, е) – *Opx* гнейсы; (ж, з) – *Opx* лейкосома мигматитов и *Gr* гнейсы хапчанской серии. Нормализация содержаний проведена на состав примитивной мантии и хондрита по (Sun, McDonough, 1989). Номера проб соответствуют таковым в табл. 1.

Двупироксеновые плагиогнейсы содержат циркон бесцветный и розового цвета, с ядрами и обрастаниями. Ядра в CL-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

Примечание. P_{Bc} и P_{B^*} – общий и радиогенетический свинец. Потрещанность калибровки стандарта 0,36%. (1) – коррекция по ^{204}Pb . D – дискордантность. Rho – коэффициент корреляции. Потрещанности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , потрещанности вычисленных возрастов на рис. 6–8 приводятся на уровне 2σ .

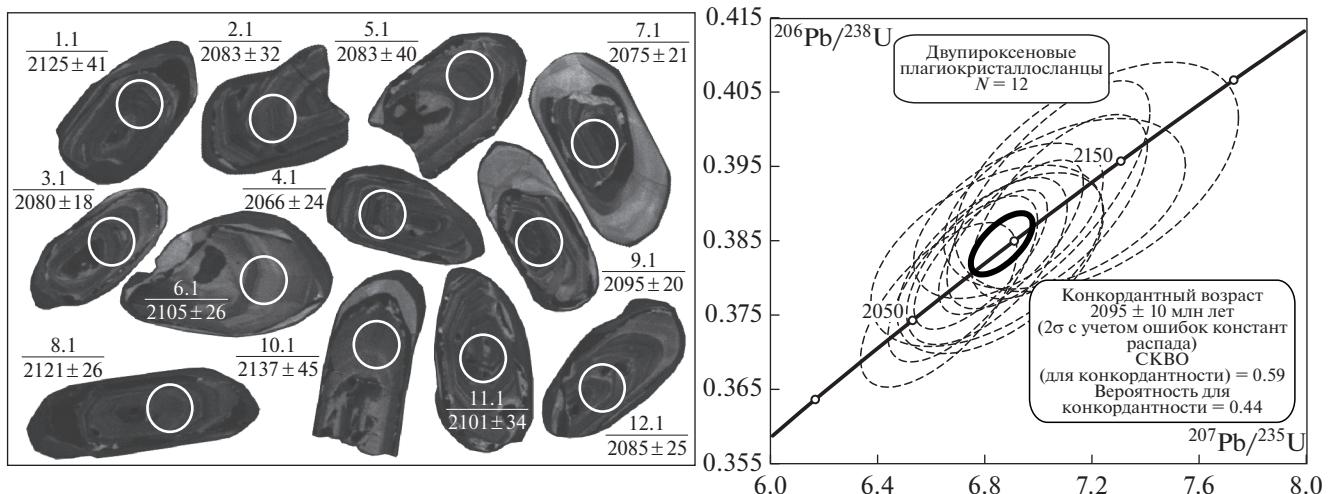


Рис. 6. Катодолюминесцентные (CL) изображения и возраст циркона из мезократовых двупироксеновых плагиокристаллосланцев (пр. 231). Белыми окружностями обозначены аналитические кратеры, в числителе номер анализа, в знаменателе – $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возраст. Диаметр кратера составляет около 20 мкм.

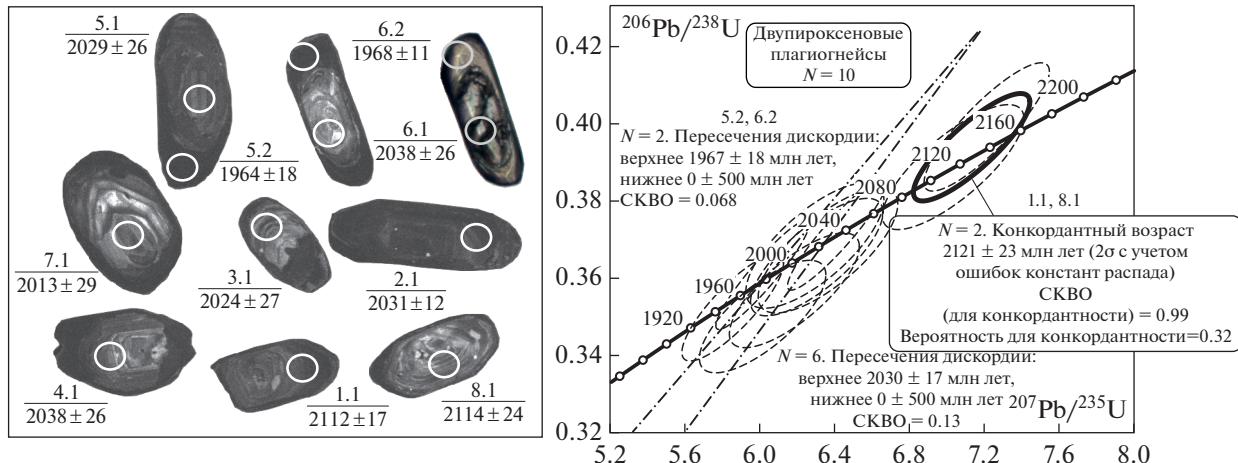


Рис. 7. Катодолюминесцентные (CL) изображения и возраст циркона из двупироксеновых плагиогнейсов (пр. 896). Для зерна с анализами 6.1 и 6.2 справа показано его оптическое изображение.

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 CL) имеют содержания (в ppm): U 633–634, Th 134–167, Th/U = 0.22–0.27 и 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-

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 CL-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 ppm): 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-

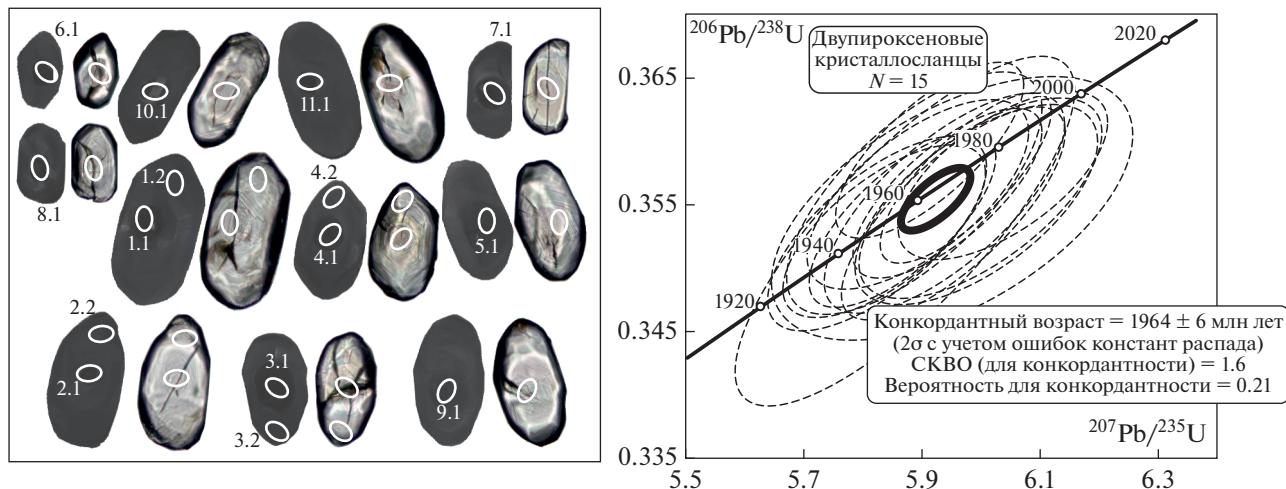


Рис. 8. Катодолюминесцентные и оптические (попарно) изображения и возраст циркона из мafических двупироксенных кристаллосланцев (пр. 899).

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 $\varepsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.1$ в парагнейсах хапчанской серии предполагает небольшой вклад в эти осадки архейского терригенного материала. Для всех остальных пород более высокие величины $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ от +2.3 до +4.2 располагаются незначительно ниже линии эволюции Nd в деплектированном 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 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ — $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ анализы образуют тренд, связанный с метаморфическими изменениями (включая анатексис). Положительная корреляция $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ (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 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, чем первичный циркон пород (Gerdes, Zeh, 2009). Увеличение значения $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 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	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$, 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.

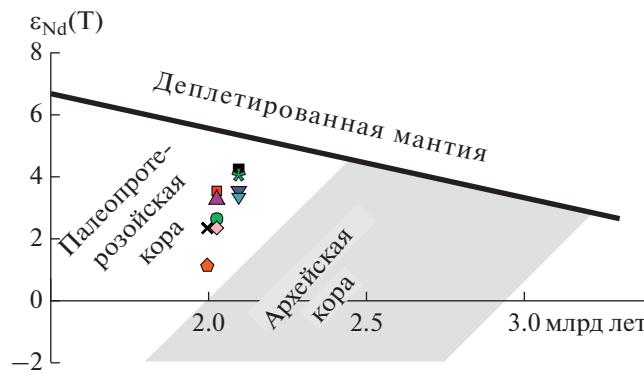


Рис. 9. Диаграмма $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ – возраст для пород Хапчанского участка.

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

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

время экстракции коры $T_{\text{Hf}}^{\text{C}} = 1.99–2.28$ млрд лет практически совпадают, что указывает на отсутствие взаимодействия с породами коры и может интерпретироваться как рост циркона в ювелирных породах новой коры, источником которой была деплелированная 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 $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ также приближены к линии эволюции деплелированной мантии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изученная толща гранулитов сложена кристаллосланцами и ортогнейсами с подчиненными прослойями 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	T, млн лет	$\frac{^{176}\text{Yb}}{^{177}\text{Hf}}$	$\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$	$\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$	$\pm\sigma$	$\epsilon_{\text{Hf}}(T)$	$\pm 2\sigma$	$T_{\text{Hf}}(\text{DM})$, млрд лет	T_{Hf}^{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. Т – возраст циркона по измеренному отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ – модельный возраст; T_{Hf}^{C} – время коровой экстракции (двуэтапный возраст), рассчитано с использованием средней величины $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.015$ для фельзической коры (Griffin et al., 2014).

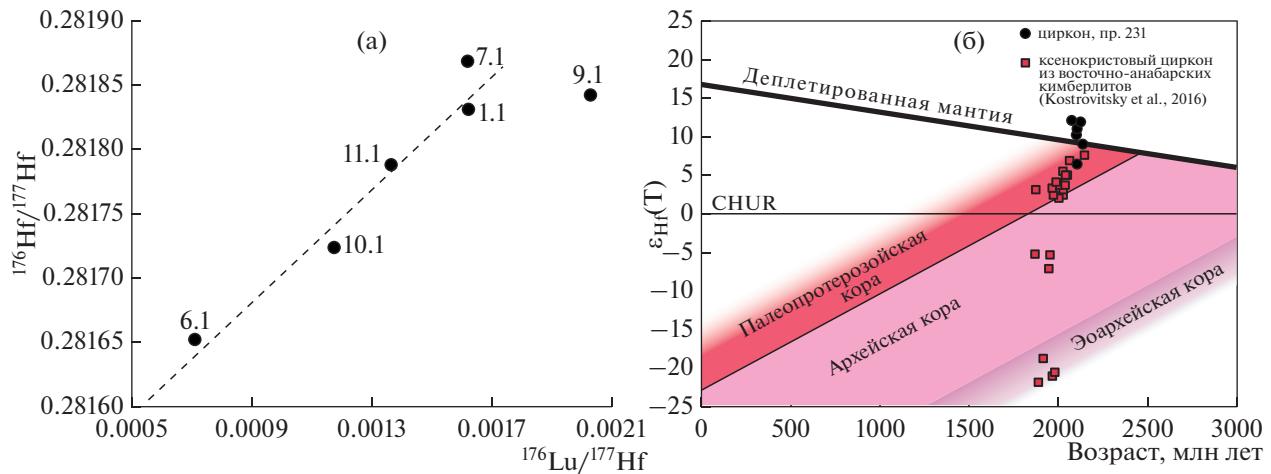


Рис. 10. Диаграммы $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ — $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (а) и $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ —возраст (б) для цирконов из плагиокристаллосланцев пр. 231. На диаграммах цифрами обозначены номера точек анализов, показанные на рис. 6 и в табл. 4. CHUR — хондритовый резервуар.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

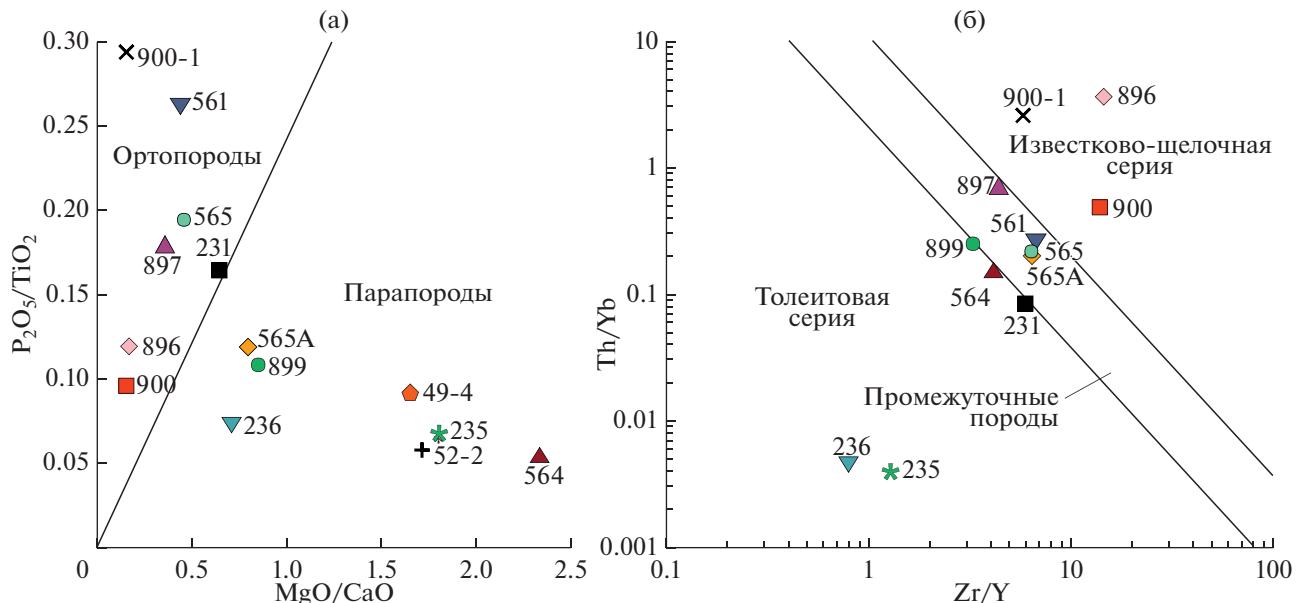


Рис. 11. Диаграммы $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ — MgO/CaO по (Werner et al., 1987) (а) и Th/Yb — Zr/Y по (Ross, Bedard, 2009) (б) для гранулитов Хапчанского участка.

того 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. 11а) 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 565А) к парапородам также является предположительной, так как не подтверждается индикаторными отношениями редких элементов. Низкими являются отношения: $\text{Th}/\text{U} = 1.4\text{--}2.2$ (для осадочных пород >6 (Ножкин, Туркина, 1993)), $\text{Th}/\text{Sc} = 0.02\text{--}0.03$ (нормальное для осадочных пород отношение $\text{Th}/\text{Sc} = 1\text{--}2$ (Ножкин, Туркина, 1993)), $\text{La}/\text{Th} = 17\text{--}28.8$ (для осадочных пород $\text{La}/\text{Th} = 2.7\text{--}3.6$ (McLennan et al., 1980)).

Есть основания полагать, что исходными породами для гранулитов были преимущественно вулканоглутонические 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 известково-щелочной 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 $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от $+2.3$ до $+4.2$ и близки к линии эволюции Nd в деплетированном мантийном источнике, что указывает на непролongительность 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 кремне-кислыми среди изученных пород, по составу соответствуют трондьемитам, имеют сравнительно низкие отношения $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 5.54$, $\text{Sr}/\text{Y} = 7.5$, положительную Eu-аномалию ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.12$), наиболее высокое отношение $\text{Nb}/\text{Ta} = 39.7$. Высокое значение отношения $\text{Nb}/\text{Ta} = 25\text{--}40$ характерно для расплавов, формирующихся в нижней коре (Hoffman et al., 2011). Низкая величина $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 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 Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 2.62$) и фракционированным распределением REE ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 18.3$). 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 $\text{Nb}/\text{Ta} = 19.6$, что свойственно мигматитовым ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовым) сериям ($\text{Nb}/\text{Ta} = 14\text{--}42$), формирующимся при ча-

стичном плавлении в условиях гранулитовой фации (Hoffman et al., 2011). Высокие значения отношений $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 18.9$ и $\text{Sr}/\text{Y} = 60.7$ 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 12a и 12b могут использоваться для пород основного и кислого состава; 12в, 12г – для пород основного состава, 12д, 12е – для пород кислого состава. На диаграммах рис. 12а, 12б составы пород располагаются в одних и тех же полях: большинство в поле MORB на рис. 12а и N-MORB на рис. 12б с переходом к полям обогащенных пород внутриплитных вулканических зон (WPVZ) на рис. 12а, внутриплитных толеитов (WPT) и обогащенных базальтов (E-MORB) на рис. 12б. За пределами поля N-MORB располагаются ортопироксеновые плагиогнейсы (пр. 897), обогащенные плагиоклазом (56%) и REE ($\Sigma\text{REE} = 184.7 \text{ ppm}$), с глубоким Eu-минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.46$). Обособленное положение в полях диаграмм (рис. 12а, 12б), связанных с субдукционным магматизмом (ACM, CAB, IAT), 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 магнитические 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 коровыми материалами (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 ppm. 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 $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$, 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 субдукционные породы океанической коры (Шацкий и др., 2016). Считается, что эклогиты трубки Обнаженная в Биректинском террейне могут представлять собой габброидную часть субдукционной 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 субдукционных 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 ($\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T}) = 2.0\text{--}7.6$, $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 2.16\text{--}2.32$ млрд лет), полученные в настоящей работе значения $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$ немного выше, а модельные возрасты $T_{\text{Hf}}(\text{DM})$ и T_{Hf}^{C} несколько меньше (табл. 4), что связано с изменением изотопного состава циркона (рис. 10а) в процессе метаморфизма и анатексиса.

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).

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 $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ от +2.3 до +4.2, что указывает на участие в

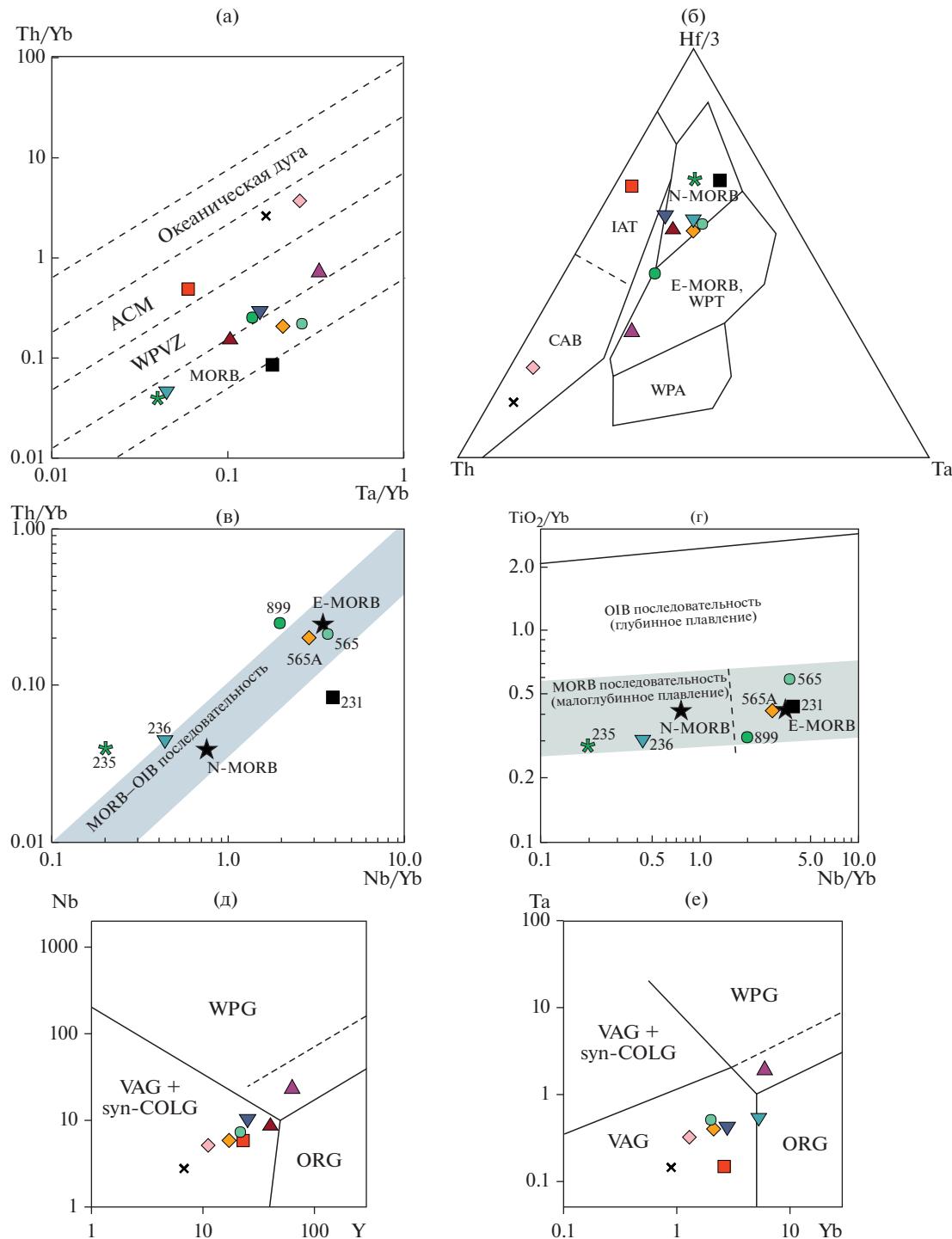


Рис. 12. Диаграммы геодинамических обстановок.

Основа диаграмм: (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. Магматические 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., Ванник 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 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 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 Р-49-XXIII, XXIV. Объяснительная 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 assembly 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., Næraa T. 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 ophiolites 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., Münker C., Mezger K.* Calibration of the Lutetium-Hafnium clock // *Science*. 2001. V. 293. P. 683–687.
- Shatsky V.S., Malkovets V.G., Belousova E.A. et al.* Multi-stage modification of Paleoproterozoic crust beneath the Anabar tectonic province (Siberian craton) // *Prec. Res.* 2018. V. 305. P. 125–144.
- Shatsky V.S., Wang Q., Skuzovatov S.Y., 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 $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$ 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 // *Geologische Beiträge*. 1987. V. 96. P. 271–290.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming 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}

¹*Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia*

²*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

³*St. 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 ± 10 Ma, the Lu-Hf isotopic composition of zircon ($\epsilon_{\text{Hf}}(T) = 6.5 - 12$, $T_{\text{Hf}}(\text{DM}) = 1.98 - 2.22$ 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 tonalites 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 $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ 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