

**МЕТАМОРФИЗМ КОРВАТУНДРОВСКОЙ СТРУКТУРЫ
ЛАПЛАНДСКО-КОЛЬСКОГО ОРОГЕНА
(арктическая зона Фенноскандинавского щита)**

**Е.А. Ниткина¹, О.А. Беляев¹, Д.В. Доливо-Добровольский², Н.Е. Козлов¹,
Т.В. Каулина¹, Н.Е. Козлова¹**

¹Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, ул. Ферсмана, 14, Россия

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

Определены *P-T*-условия и возраст метаморфической эволюции пород, составляющих Корватундровскую структуру северо-восточной части Фенноскандинавского щита. Установлено, что породы претерпели прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации 1945 ± 34 млн л. н. (Sm-Nd данные) при температуре 625—660 °C и давлении 8.7—8.8 кбар. Пегматит, секущий метаморфический парагенезис этого этапа, имеет возраст 1917 ± 6 млн лет (U-Pb данные по циркону). Метаморфические преобразования после 1917 млн лет проявлены локально, в виде дискретных зон бластомилонитов в породах северной части и отдельных внутренних участков Корватундровской структуры. В этих зонах возможны локальные как повышения температуры и давления, так и их понижения. Образование светлого титанита возраста 1863 ± 44 млн лет фиксирует следующий этап сдвиговых деформаций. Низкотемпературные изменения (хлоритизация и окварцевание) происходили 1722 ± 5 млн л. н. (Rb-Sr данные) в зонах заключительных деформаций. Общая деформационная и метаморфическая история Корватундровской структуры, Лапландского гранулитового пояса и пояса Тана начиная с 1.94 млрд л. н. подтверждает предположение о формировании в палеопротерозое единой инвертированной метаморфической зональности в пределах Корватундровской структуры и залегающего на ней Лапландско-Кольского коллизионного пояса. Полученные данные дополняют представления о характере геодинамической эволюции Лапландско-Кольского орогена в палеопротерозое.

Метаморфизм, деформации, P-T условия, U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, Корватундровская структура, арктическая зона Фенноскандинавского щита

**METAMORPHISM OF THE KORVATUNDRAS STRUCTURE OF THE LAPLAND-KOLA OROGEN
(Arctic Zone of the Fennoscandian Shield)**

E.A. Nitkina, O.A. Belyaev, D.V. Dolivo-Dobrovolskii, N.E. Kozlov, T.V. Kaulina, N.E. Kozlova

We study the *P-T* conditions and age of metamorphic evolution of the rocks that make up the Korvatundra structure in the northeast of the Fennoscandian Shield. The rocks underwent progressive metamorphism of the amphibolite facies at 625–660 °C and 8.7–8.8 kbar 1945 ± 34 Ma (Sm–Nd data). The pegmatite cutting the metamorphic paragenesis that formed at this stage has an age of 1917 ± 6 Ma (zircon U–Pb data). Metamorphic transformations after 1917 Ma are manifested locally as discrete zones of blastomylonites in the rocks of the northern part and some inner sites of the Korvatundra structure. Both local increases and decreases in temperature and pressure are possible in these zones. The formation of light titanite with an age of 1863 ± 44 Ma marks the next stage of shear strain. Low-temperature alterations (chloritization and silicification) took place in the zones of final deformations 1722 ± 5 Ma (Rb–Sr data). Beginning from 1.94 Ga, the general deformational and metamorphic history of the Korvatundra structure, Lapland Granulite Belt, and Tana Belt confirms the assumption of the formation of a single inverted metamorphic zoning within the Korvatundra structure and the overlying Lapland–Kolvița Collision Belt in the Paleoproterozoic. The obtained data supplement the idea of the Paleoproterozoic geodynamic evolution of the Lapland–Kola orogen.

Metamorphism, deformations, P–T conditions, U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr, Korvatundra structure, Arctic zone of the Fennoscandian Shield

ВВЕДЕНИЕ

Корватундровская структура (свита Корва, по Л.Н. Латышеву [1971]) расположена в западной части Кольского региона северо-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1), где составляет узкую полосу между Беломорской провинцией и Лапландско-Кольским коллизионным поясом и считается юго-западным форландом при надвиге последнего на Беломорскую провинцию. Важными тектоническими единицами Лапландско-Кольского коллизионного пояса являются Лапландский гранули-

© Е.А. Ниткина[✉], О.А. Беляев, Д.В. Доливо-Добровольский, Н.Е. Козлов, Т.В. Каулина, Н.Е. Козлова, 2022

[✉]e-mail: nitkina@rambler.ru

DOI: 10.15372/GiG2021172

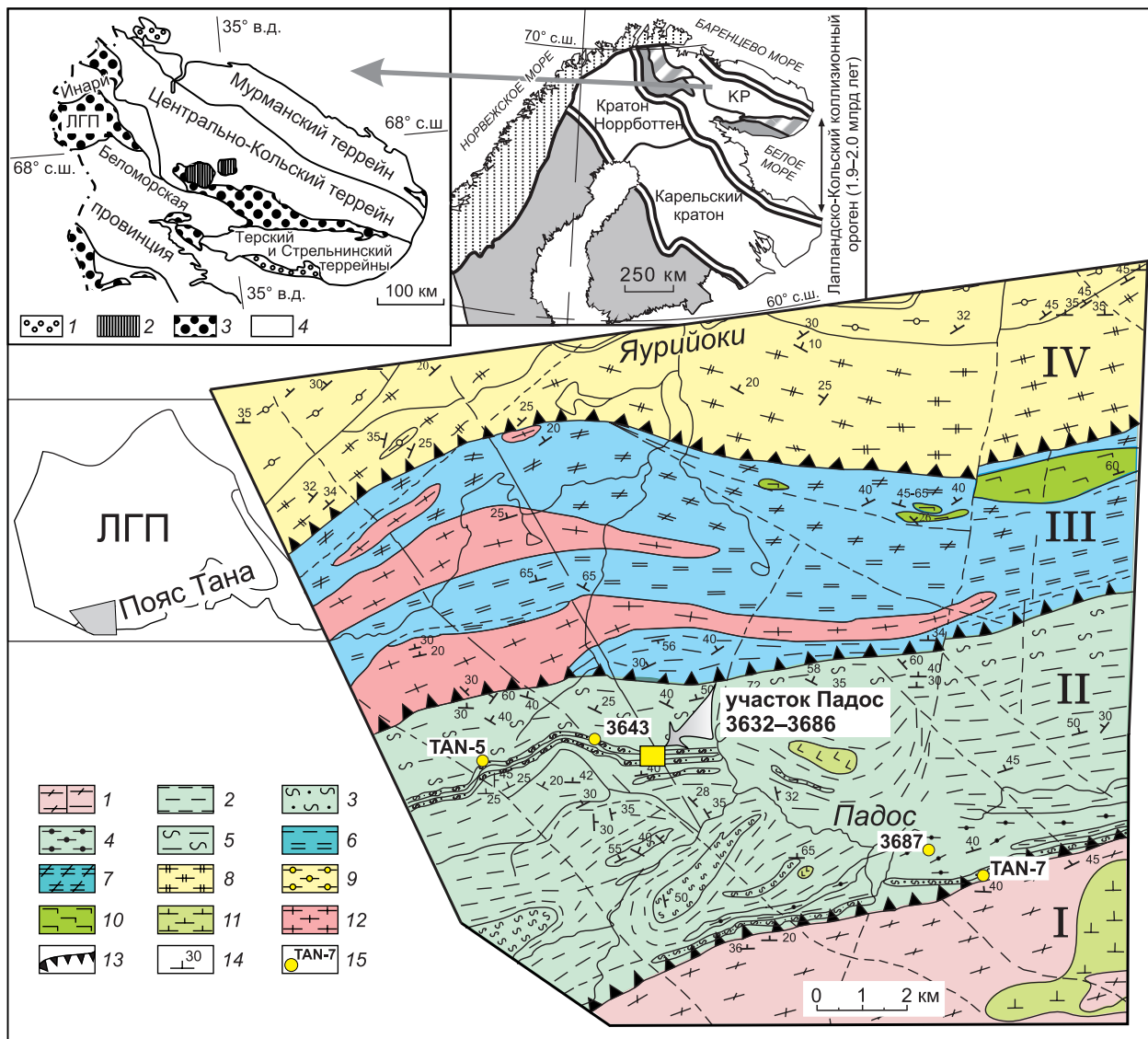


Рис. 1. Структурно-геологическая карта района Яурийоки—Падос [Латышев, 1971]. Схема строения СВ Фенноскандинавского щита и Кольского региона, по [Балаганский, 2002; Балаганский и др., 2016].

I — Беломорский пояс: *1 — а* — плагиоклазовые гранитогнейсы и гранодиориты, *б* — они же, мигматизированные. II — Корватундровская структура: 2 — биотитовые, гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы, 3 — двуслюдяные гнейсы (с кианитом, гранатом и ставролитом), 4 — рассланцованные амфиболиты, 5 — мигматизированные биотитовые, биотит-мусковитовые и мусковитовые гнейсы. III — пояс Тана: 6 — амфибол-биотитовые гнейсы, 7 — гранатовые и гранат-клинопироксеновые амфиболиты. IV — ЛГП: 8 — основные гранулиты (гранат-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые, двупироксеновые сланцы и гнейсы), 9 — кислые гранулиты (гранат-биотитовые и гранат-силлиманитовые гнейсы), 10 — анортзиты, 11 — ультрабазиты, 12 — плагиомикроклиновые граниты, 13 — разломы, 14 — элементы залегания пород, 15 — точки отбора проб. На врезке схемы Кольского региона: 1 — рифей, 2 — палеозойские щелочные интрузии, 3 — палеопротерозой, 4 — архей. КР — Кольский регион.

товый пояс (ЛГП) и пояс Тана, составляющие единый надвиговый ансамбль [Балаганский и др., 1998, 2016; Mints et al., 2007]. Геология этих структур обсуждается во многих российских и зарубежных работах [Eskola, 1952; Беляев, 1971; Meriläinen, 1976; Прияткина, Шарков, 1979; Hörmann et al., 1980; Marker, 1985; Raith, Raase, 1986; Gaál et al., 1989; Barbey, Raith, 1990; Kozlov et al., 1995, 2021; Минц и др., 1996; Daly et al., 2001; Mints et al., 2007]. В настоящее время наиболее распространена плейт-тектоническая модель, согласно которой развитие Лапландско-Кольского коллизионного пояса происходило в протерозое по полному циклу Вилсона [Raith et al., 1982; Barbey et al., 1984; Marker, 1985; Балаганский и др., 1998; Daly et al., 2006]. Альтернативная модель (гравитационной нестабильности) была предложена Л.Л. Перчуком и соавторами [Перчук и др., 1999; Gerya et al., 2000].

В пределах Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса встречаются породы, метаморфизованные в условиях как амфиболитовой, так и гранулитовой фаций, по первичной природе отвечающие как метавулканикам, главным образом основного состава, так и метаосадочным породам [Козлов, 1995]. Соотношение этих образований на разных участках пояса различно. На территории Финляндии и Норвегии существенно преобладают метаосадочные разновидности, тогда как основные кристаллосланцы, анортозиты и метаанортозиты встречаются редко, а местами отсутствуют. Толща же, сложенная амфиболитами и переслаивающимися с ними гнейсами, здесь выражена отчетливо и характеризуется значительной мощностью. Такая ситуация во многом определила то, что именно в пределах Финляндии и Норвегии последняя была выделена в качестве самостоятельного комплекса, так называемого пояса Тана или пояса Танаэль [Eskola, 1952; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1980; Marker, 1985; Балаганский и др., 1998].

Работами некоторых авторов настоящего исследования была показана нецелесообразность такого разделения [Kozlov et al., 1998, 2021], что позволило им, как и иным исследователям (например, [Минц и др., 1996]), рассматривать комплекс Тана в составе зонально-метаморфизованного Лапландского гранулитового пояса (ЛПП). В то же время другие авторы настоящей статьи, включая Олега Андреевича Беляева, на чьих петрологических материалах основана статья, полагают, что пояс Тана должен рассматриваться как самостоятельная единица.

В рамках обсуждаемых в данной работе вопросов эта проблема не является принципиальной, в связи с чем мы посчитали возможным оставить термин «пояс Тана» для обозначения комплексов пород, метаморфизованных преимущественно в условиях амфиболитовой фации и сложенных в основном метавулканиками, без обсуждения вопроса о целесообразности выделения этих образований в самостоятельную структуру. Под термином же «Лапландский гранулитовый пояс» в настоящей статье понимаются метаморфические комплексы, всеми без исключения авторами настоящего исследования относимые к этой структуре и сменяющие в северо-западном направлении породы более низких степеней метаморфизма («пояс Тана»).

Полиметаморфическая эволюция Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса была впервые установлена К. Мерилайненом [Meriläinen, 1976] и впоследствии подтверждена исследованиями многих геологов [Krill, 1985; Фонарев, Крейлен, 1995; Перчук, Кротов, 1998; Перчук и др., 1999; Другова, Скублов, 2000; Daly et al., 2001; Беляев, Петров, 2002; Mints et al., 2007; Каулина и др., 2014]. Большая часть геохронологических данных относится к главному этапу гранулитового метаморфизма, связанного с надвигом, возраст которого оценивается в 1.95—1.91 млрд лет [Bernard-Griffiths et al., 1984; Бибикина и др., 1993; Nuhma, 1996; Mints et al., 2007], по более точным данным — 1925 ± 1 млн лет [Бибикина и др., 1993]. Также были определены возрастные интервалы проявления раннего гранулитового метаморфизма умеренных давлений — 1970—1950 млн лет [Daly, Bogdanova, 1991; Kozlov et al., 1995; Каулина и др., 2014] и последнего регрессивного метаморфизма с понижением параметров до уровня амфиболитовой фации — 1912—1904 млн лет ([Каулина и др., 2014] и ссылки там).

Основное внимание в данной работе направлено на детальное структурное и петрологическое описание пород Корватундровской структуры в районе междуречья Яурийоки—Падос (см. рис. 1), установление этапов его геологического развития, выделение реперных геологических объектов и процессов, позволяющих реконструировать эндогенную историю комплекса и провести корреляцию событий в ЛПП, поясе Тана и Корватундровской структуре. В связи со смертью Олега Андреевича многие его работы оказались неопубликованными. Решение опубликовать материалы О.А. Беляева по метаморфизму пород Корватундровской структуры, сопроводив их более современными методами расчета параметров метаморфизма, обусловлено отсутствием опубликованных данных по этой структуре, хотя она играет существенную роль в становлении зоны сочленения Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса и Беломорья.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ЯУРИЙОКИ—ПАДОС

В районе междуречья Яурийоки—Падос представлены четыре структурно-метаморфических комплекса: Лапландский гранулитовый пояс и пояс Тана, Корватундровская структура и Беломорский пояс (см. рис. 1). Границы между ними определяются тектоническими надвигами.

Лапландский гранулитовый пояс (ЛПП) образует широкую дугу высокометаморфизованных осадочных и вулканических гнейсов, которые прослеживаются от фронта каледонид в Норвегии через финскую Лапландию на 100 км в глубь Кольского полуострова, где пояс практически исчезает [Marker et al., 1999]. С юга Лапландский гранулитовый пояс окаймляется поясом Тана, который представляет собой поднадвиговую зону для ЛПП.

Пояс Тана сложен вулканоплутоническим комплексом, представленным амфиболовыми сланцами (иногда с пироксеном) и гнейсами, гранатовыми амфиболитами, биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами и гранитогнейсами. Все породы прорваны ультраосновными, основными и кислыми интрузиями, среди которых преобладают габбро-анортозиты, габбро, кварцевые диориты, гранодиориты и пла-

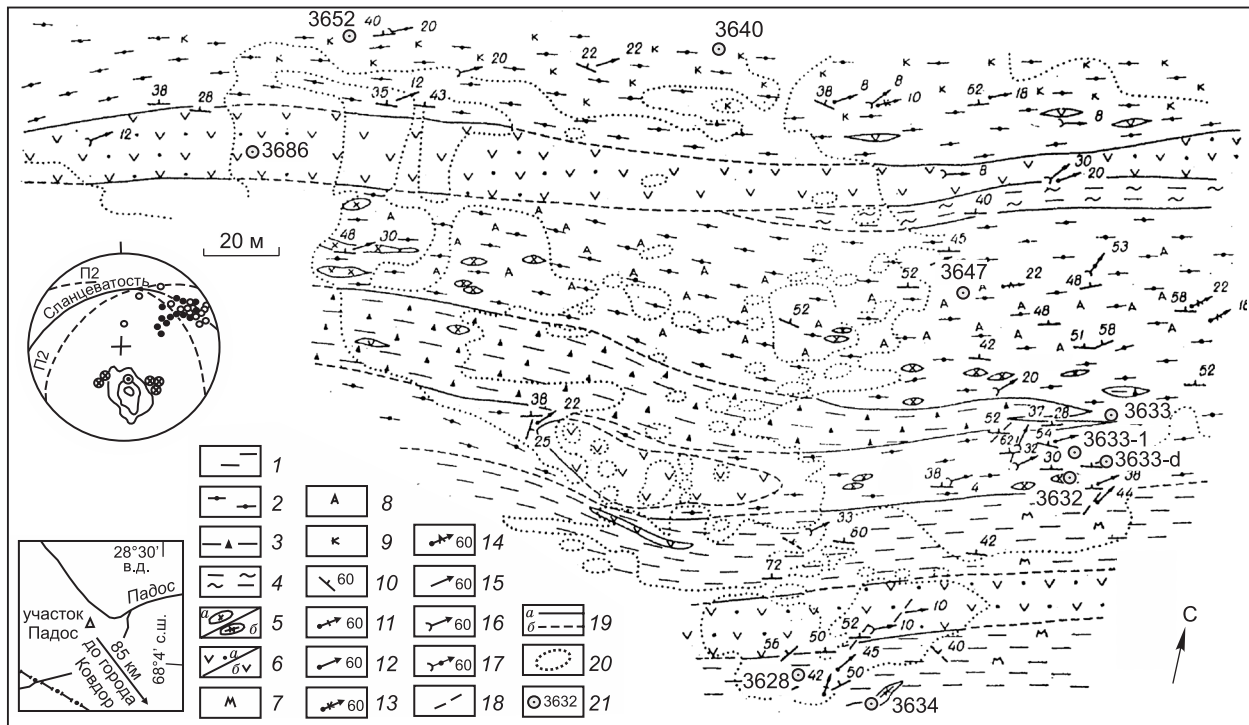


Рис. 2. Структурно-петрографическая карта детального участка Падос. Составлена О.А. Белявым и Н.Е. Козловой.

1 — биотитовые гнейсы; 2 — гранат-биотитовые гнейсы с прослоями мигматизированных blastsмилолитов по ставролит-гранат-биотитовым гнейсам; 3 — гранат-биотитовые гнейсы с магнетитом; 4 — двуслюдяные гнейсы; 5 — пегматитовые жилы: керамические, подвергшиеся метаморфизму в сдвиговых зонах (а) и посттектонические (б); 6 — амфиболиты: с гранатом (а) и без граната (б); 7 — мусковит; 8 — антофиллит; 9 — кианит; 10 — сланцеватость; 11 — шарниры ранних складок; 12 — длинные оси будин; 13 — линейность по кианиту; 14 — линейность по антофиллиту; 15 — минеральная агрегатная линейность; 16 — шарниры складок F3; 17 — шарниры складок неуставленного возраста; 18 — разрывные нарушения; 19 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 20 — контуры обнажений; 21 — точки отбора проб. Стереодиаграмма (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу): белые кружки — шарниры складок F3; черные кружки — линейность; кружки с крестиком — полюса плоскостей пегматитовых жил П2 (линии П2 отвечают средней ориентировке двух групп пегматитовых жил). Изолинии (20—30—40 %, $n = 50$) показывают распределение полюсов сланцеватости.

гиомикроклиновые граниты. Структурно пояс представляет собой тектонический меланж, состоящий из пород разного происхождения и возраста, которые были объединены (телескопированы) в результате надвига [Marker, 1985; Berthelsen, Marker, 1986; Балаганский и др., 1998; Филатова, 2000].

Одни исследователи рассматривали Корватундровскую структуру как неотъемлемую часть раннепротерозойского пояса Тана [Полканов и др., 1964; Латышев, 1971], другие относили его к архейской Беломорской провинции [Mikkola, 1941; Геология..., 1958; Макиевский, 1973; Козлов и др., 1990]. Также породы юго-восточного фланга этой структуры могут быть фрагментами нижней части ЛГП, протолиты пород которого были сформированы в неoarхее [Козлов и др., 1990; Kozlov et al., 2021]. В Финляндии Корватундровская структура сопоставляется с серией Оракоски в районе Соданкюля, существенно южнее пояса Тана (М. Маркер, устное сообщение). Надежные датировки пород Корватундры отсутствуют, поэтому включение ее в инвертированную метаморфическую зональность палеопротерозойского возраста Лапландско-Колвицкого коллизионного пояса гипотетично.

В составе Корватундровского комплекса преобладают слюдяные гнейсы, сланцы и кварцитосланцы — биотитовые, двуслюдяные, с гранатом, ставролитом и кианитом. Падение пород выдержано в северных румбах под средними углами. К нижней части разреза приурочена толща амфиболитов (толеитовых базальтов) с прослоями хлорит-актинолитовых гнейсов (метакоматиитов). Амфиболиты верхней части разреза слагают конкордантные или полого секущие тела мощностью до 20 м. Ограниченно распространены амфибол-биотитовые (метаандезитодациты) и биотитовые (метариодациты) гнейсы (см. рис. 1).

Для детального структурного анализа был выбран участок Падос в северо-западной части Корватундровской структуры (см. рис. 1, 2). Участок сложен гнейсами разного состава, пегматоидными гра-

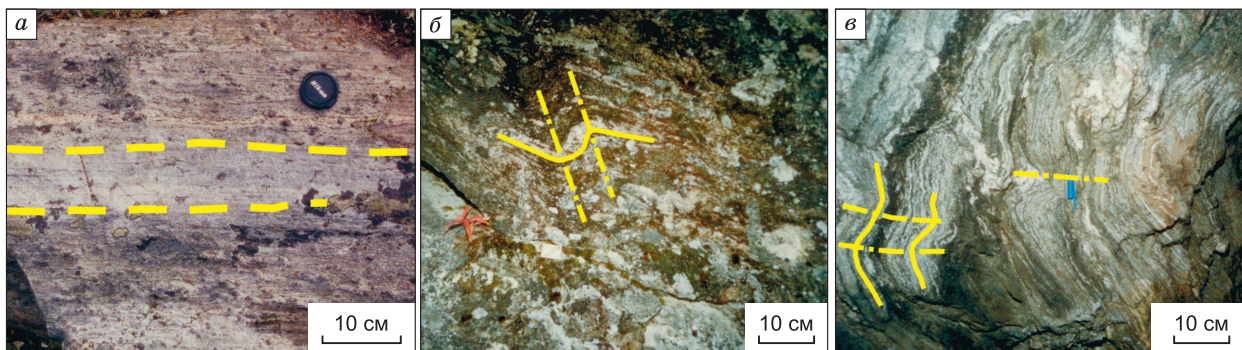


Рис. 3. Образцы пород участка Падос.

a — прослой мелкозернистого биотитового (с гранатом) плагиогнейса (в центре) среди мигматизированных бластомилонитов по нему (*б*, *в*). Ранние изоклинные складки в мигматизированных гнейсах, смятых в открытые складки (осевые плоскости изоклильных складок показаны желтой сплошной линией, осевые плоскости открытых складок показаны желтой штриховой линией). Трещины отрыва заполнены пегматоидным материалом.

нитам, амфиболитами и пегматитами. Гнейсы мигматизированы, смяты в складки (от ранних изоклильных до поздних открытых). Метасоматические изменения (гранат-жедрит-биотитовые породы) развиваются по дискретным сдвиговым зонам (рис. 3). В результате геологических наблюдений на участке выявлены пять стадий деформации (табл. 1). Образцы отбирали в хорошо структурно изученных обнажениях с привязкой к определенным стадиям деформации.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Описание образцов. Образец 3632 — плагиопегматит (стадия P-2 в табл. 1). Плагиопегматит образует жилу мощностью до 1 м, субсогласную простиранию вмещающих гранат-биотитовых гнейсов. Во время сдвиговых деформаций D3 жила была будинирована и частично перемещена, что фиксирует временной интервал между деформациями D2 и D3 (см. табл. 1).

Образец 3633 — мелкозернистый гранат-биотитовый плагиогнейс с редкими и мелкими (до 0.6 мм) зернами граната, приуроченными к микрочасткам наложенной сланцеватости. Гнейс представляет собой линзовидное тело размером 0.35×2.20 м, которое является реликтом субстрата для среднезернистых гранат-биотитовых и гранат-двуслюдяных гнейсов-бластомилонитов. По однородному составу, мелкозернистой структуре и химическим свойствам (дополнительные материалы, табл. S1, <https://sibran.ru/upload/medialibrary/f6d/f6d87e7d5c010e773d0814e1e4a3356c.pdf>) гнейсы реконструированы как дацинты (реконструкции выполнены согласно [Предовский, 1980])¹.

Образец 3633-1 — бластомилонит по гранат-биотитовому гнейсу.

Образец 3633-d — бластомилониты по мигматизированным ставролит-гранат-биотитовым гнейсам.

Образец 3640 — крупнозернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс из зон сдвиговых деформаций северной части участка.

Образец 3643 — ставролит-гранат-двуслюдяной гнейс (метапелит) из нижних уровней разреза корватундровского комплекса.

Образец TAN-5 — ставролит-кианит-гранат-биотитовый гнейс (метапелит), аналог пр. 3643, отобран в 2 км к западу из той же толщи.

Образец TAN-7 — ставролит-хлорит-мусковитовый гнейс нижних уровней разреза.

Образец 3647 — жедрит-гранат-биотит-плагиоклазовый метасоматит, сформированный вдоль плоскостей пластического сдвига D3. Вытянутые зерна жедрита ориентированы вдоль линейности.

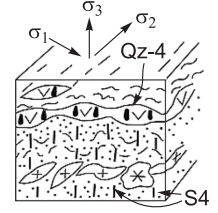
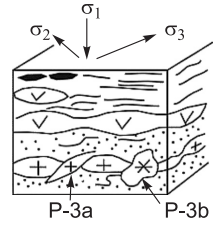
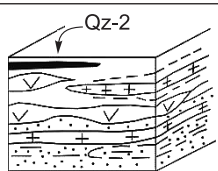
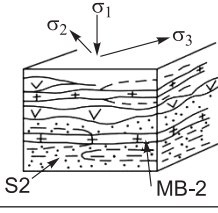
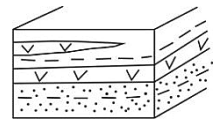
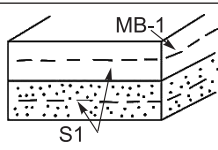
Образец 3652 — крупнозернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс (метапелит) из зоны тонкого чередования с гранат-биотитовыми кварцитосланцами. Гнейсы мигматизированы; кварц-плагиоклазовая лейкосома смята вместе с гнейсами в изоклинные складки (F2) и будинирована (см. табл. 1).

Образец 3686 — гранатосодержащий полевошпатовый амфиболит, слагающий пластовое тело мощностью до 30 м среди слюдяных гнейсов средних уровней разреза комплекса. Амфиболиты полого секут полосчатость вмещающих гнейсов, по простиранию прослежены до 0.5 км.

Образец 3687 — полевошпатовый амфиболит (толеитовый метабазальт) из нижних уровней разреза корватундровского комплекса; амфиболиты слагают толщу мощностью до 800 м с резко подчи-

¹ Первичная природа пород определена только для образцов, использованных для геохронологических исследований.

Таблица 1. Эволюция эндогенных процессов на участке Падос (Корватундровская структура)

Магматизм	Стадия деформации	Структурная форма	Схематическое изображение структурной формы
Мусковитовые пегматиты P-5	D5	—	—
Кварцевые жилы (Qz-4) в трещинах отрыва	D4	Открытые складки F4 с субвертикальными осями и шарнирами, погружающимися на север. Кливаж S4, параллельный осям складок. Трещины отрыва выполнены кварцем (Qz-4)	
Поздняя стадия — пегматиты P-3b в трещинах отрыва. Ранняя стадия — пегматиты P-3a в сдвиговых трещинах	D3	Пластические сдвиговые деформации. Локальные зоны бластомилонитов. Складчатость, будинаж амфиболитов и пегматитов P-3b с формированием сдвиговых трещин на ранней стадии и трещин отрыва с P-3a на поздней стадии. Шарниры субширотных, сжатых до изоклиальных складок F3, осей будин и линейности L _{ку} и L _{амф} параллельны и полого погружаются к северо-востоку. Проявления Fe-Mg метасоматоза (гранат-жидрит-биотитовые породы) по сдвиговым плоскостям.	
Кварцевые жилы Qz-2. Пегматиты P-2		—	
Мигматитовая полосчатость MB-2, параллельная осям складок F2	D2	Изоклиальные складки F2 с падением осевых плоскостей складок на север и погружением шарниров на с.-сз. Сланцеватость S2 и тонкая мигматитовая полосчатость MB-2. Будинаж компетентных слоев. Формирование трещин сдвига, выполненных кварцем (Qz-2).	
Внедрение пластовых тел габбро, габбро-долеритов			
Тонкая мигматитовая полосчатость MB-1, параллельная сланцеватости S1	D1	Сланцеватость S1	

ненным развитием гранат-слюдяных, ставролит-гранат-слюдяных, биотитовых и карбонат-биотитовых плагиосланцев, конгломератов и хлорит-актинолитовых сланцев (метапикритов).

Петрологические методы. Микронзондовые анализы минералов проводились в Геологическом институте Кольского научного центра РАН (г. Апатиты, Россия) на электронном микронзонде Cameca MS-46 при ускоряющем напряжении на катоде 22 кВ, токе образца 30—40 нА и диаметре электронного пучка 5 мкм. Продолжительность измерения 10 с. Для нормализации использовали натуральные и синтетические стандарты. Погрешность анализа для концентраций 10, 1 и 0.25 мас. % находилась в пределах 1, 2.5 и 5 % соответственно. Выборочные анализы минералов представлены в табл. S2 (см. дополнительные материалы).

Определение *PT*-параметров минералообразования проведено методом мультиравновесной геотермобарометрии с использованием программы winTWQ версии 2.64 (обновленной версии 2.36 для 64-битной ОС Windows) и взаимосогласованной базы термодинамических данных DEC06 [Berman, 2007], в сочетании с программами TWQ_Comb и TWQ_View [Доливо-Добровольский, 2006а, б]. Одним

из ключевых преимуществ метода является возможность простой оценки равновесности составов минералов парагенезиса, осуществляемой по степени расхождения точек пересечения линий отдельных реакций: чем ближе составы к равновесным, тем кучнее расположены точки пересечения, тем лучше сходимость линий, формирующих характерный «пучок» с центром в области искоемых *PT*-параметров. При этом существенную роль играет количество линейно независимых реакций (*IR*) в исследуемой минеральной системе: оценка степени равновесности возможна, только если $IR \geq 3$. Применение этого критерия позволяет отбраковывать сочетания анализов минералов со слишком большой степенью неравновесности и, в частности, наглядно демонстрирует сильную упрощенность подхода «центр—центр/край—край/центр—матрикс» зерен, нередко используемого при попытках установить эволюцию *PT*-параметров по зональным минералам в одном образце. В подавляющем большинстве случаев равновесным отношениям отвечает группа сочетаний анализов лишь для какого-то одного варианта (за редким исключением, когда в породе, действительно, сохранились парагенезисы и составы минералов, отвечающие разным метаморфическим событиям). Это объясняется существенно большей сложностью процессов минералообразования в породе при ее метаморфическом преобразовании, не отвечающей простой схеме послыного роста зерен и/или диффузионного обмена между минералами в химически однородном субстрате при меняющихся *PT*-условиях.

Изотопные методы. Геохронологические исследования проводились в лаборатории геохронологии и изотопной геохимии ГИ КНЦ РАН в Апатитах. Датирования циркона и титанита осуществляли классическим U-Pb (ID-TIMS) методом со смешанным $^{208}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$ трассером. Разложение минералов и выделение U и Pb проводили по методу Т. Кроу [Krogh, 1973]. Измерения выполняли на мультиколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Свинец и уран наносили вместе на одиночные Re ленты с H_3PO_4 и силикагелем. Температуры измерения составляли 1300 °C для Pb и 1500 °C для U. Лабораторное загрязнение — 0.3 нг для Pb и 0.01 нг для U. Изотопные отношения Pb были скорректированы на масс-фракционирование с коэффициентом 0.11 % а. е. м. на основе параллельных анализов стандарта NBS SRM982. Отношения U скорректированы на масс-фракционирование 0.003 % а. е. м. на основе параллельных анализов стандарта NBS U500. Воспроизводимость U/Pb соотношений оценена как 0.7 % по результатам анализа стандартного циркона IGFМ-87 (Украина) с доверительной вероятностью 95 %. Изотопный возраст рассчитывали по программе Isoplot/Ex 3.70 [Ludwig, 2008].

Образцы для Sm-Nd и Rb-Sr анализа подготавливали обычными методами: растворение в $\text{HF} + \text{HNO}_3$ (или HClO_4) в тефлоновых бомбах при 100 °C с последующим выделением Sm и Nd методом ионообменной колоночной хроматографии. Nd и Sm измеряли методом изотопного разбавления со смешанным $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ трассером на двойных Re + Re лентах на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ были нормализованы на отношение $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. В ходе работы среднее значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, полученное для стандарта LaJolla, составило 0.511833 ± 6 (2σ , $n = 11$). Минимальная ошибка 0.004 % была выбрана на основе воспроизводимости стандарта LaJolla. Холостое загрязнение по Nd составляло 0.3 нг, по Sm — менее 0.06 нг. Для расчета возраста $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и модельного $T(\text{DM})$ использовались современные значения хондритового резервуара CHUR ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1960$ [Bouvier et al., 2008]) и DM ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ [Goldstein, Jacobsen, 1988]).

Rb-Sr датирование пород и породообразующих минералов проводилось на масс-спектрометре МИ-1201Т с использованием Та лент. Содержание Rb и Sr определяли методом изотопного разбавления. Отношения изотопов Sr были нормализованы на значение NIST SRM-987, равное 0.71034 ± 0.00026 . Погрешности отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ не превышали ± 0.04 % и ± 0.5 % (2σ) соответственно. Лабораторное холостое загрязнение составляло 2.5 нг для Rb и 1.2 нг для Sr. Все расчеты проводились с помощью программы Isoplot/Ex 3.70.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ минеральных парагенезисов и составы минералов. Составы сосуществующих минералов в сланцах и гнейсах Корватундровской структуры по результатам микрозондового анализа представлены в табл. S2, *a—e* (см. доп. материалы).

Образец 3633 — мелкозернистый гранат-биотитовый гнейс. Основной парагенезис: $\text{Grt}_{\text{Prp}18-19} + \text{Bt}_{\text{mg}\#55.7-58.6} + \text{Pl}_{\text{An}14.7-16.2} + \text{Qz}^2$. В мелких зернах граната химическая зональность практически отсутствует. Только в узких (0.05 мм) краевых частях порфиробластов наблюдается увеличение Sps компонента (с 3.8 до 3.9) и уменьшение Prp компонента (с 18.6 до 18.4) (рис. 4, *a*).

Образец 3633-1 — бластомилонит по мелкозернистому гранат-биотитовому гнейсу обр. 3633. Парагенезис: $\text{Grt}_{\text{Prp}13-25} + \text{Bt}_{\text{mg}\#53.2-55.3} + \text{Pl}_{\text{An}6.9-8.3} + \text{Qz}$. Изометричные порфиробласты граната содержат

² Аббревиатура минералов, по [Whitney, Evans, 2010].

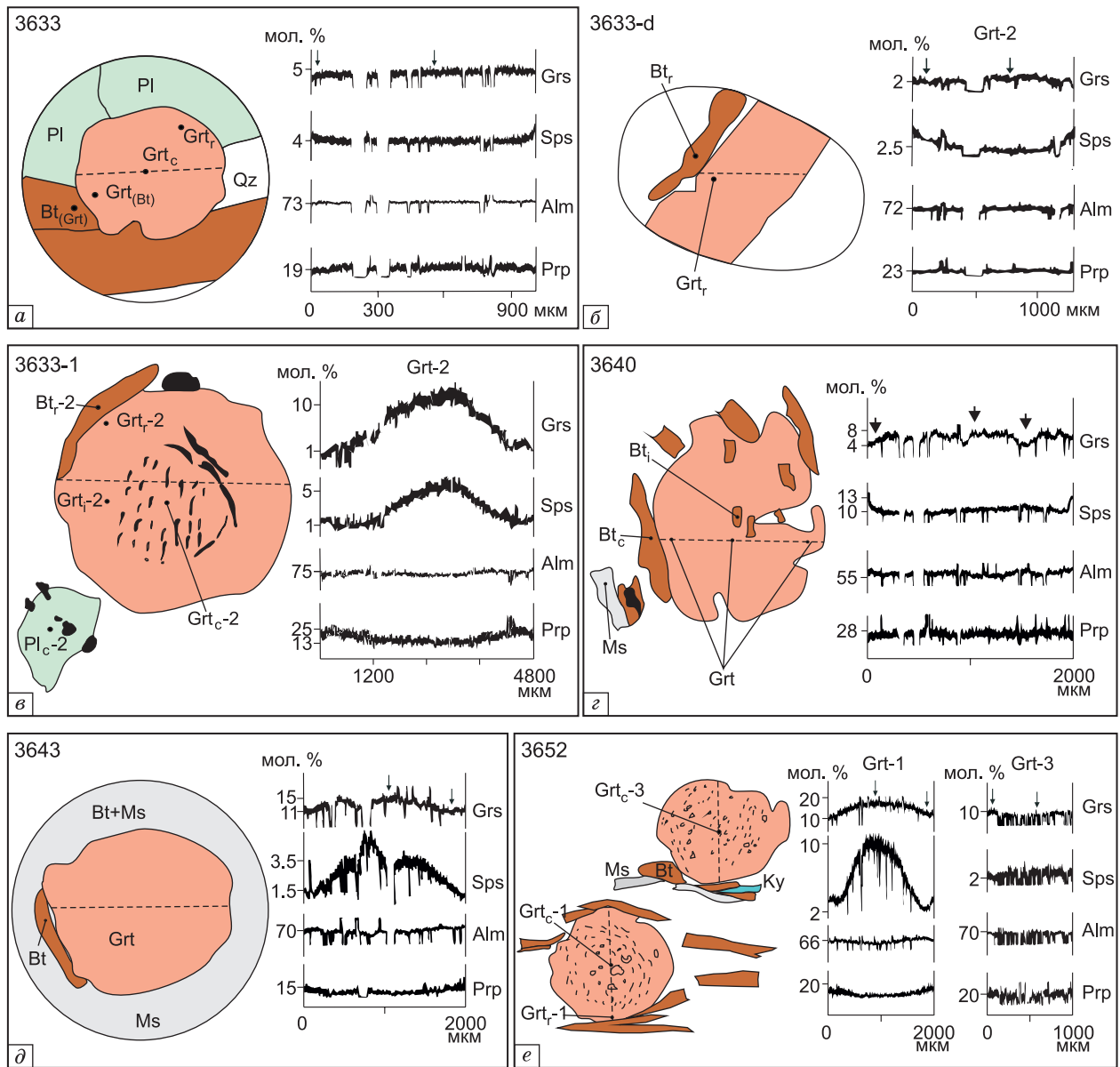


Рис. 4. Микрозондовые профили через порфиробласты граната.

a—e — описание в тексте. Здесь и далее: с — центр зерна, г — край зерна, i — промежуточная зона.

включения в центре зерен (рис. 5, a). От центра порфиробласта к краям (в зоне 0.1—0.3 мм) наблюдается уменьшение Sps компонента с 5.4 до 2.5 и увеличение Prp компонента с 12.9 до 17.5, что отражает прямую зональность. Биотит с $mg\# = 55.3$ облекает порфиробласты граната. Кварц и плагиоклаз, отвечающий почти чистому альбиту ($Pl_{An6.9-8.3}$), образуют мелкие полигональные зерна (см. рис. 4, в).

Образец 3633-d — blastsомилонит по мигматизированным ставролит-гранат-биотитовым гнейсам — прослой в гранат-биотитовых гнейсах. Парагенезис: $St_{f75.0-76.5} + Grt_{Prp20-23} + Bt_{mg\#55.6-57.7} + Pl_{An13} + Chl + Qz$. Гранат образует мелкие порфиробласты, окруженные чешуйками биотита, кварц и плагиоклаз — мелкие полигональные зерна. Хлорит замещает биотит по краям зерен. Химическая зональность наблюдается в узких краевых зонах (до 0.3 мм) порфиробластов граната, где содержание Sps увеличивается до 3.4 (с 2.1—2.4 в центре зерен), Alm компонент увеличивается с 72.4 в центре до 73.6 на краях, а Prp компонент снижается с 22.7 до 20.5 (см. рис. 4, б).

Образец 3640 — кианит-гранат-биотитовый гнейс из сдвиговой зоны, дискретно проявленной в крупнозернистых Ky-Grt-Bt гнейсах, представленных в обр. 3652. Парагенезис: $Grt_{Prp28.3-26.0} + Ky + Bt_{mg\#63.5-68.2} + Pl_{An19.6-22.6} + Qz$. В шлифе наблюдаются порфиробласты граната, окруженные биотитом, и удлиненные зерна кианита, образующие линейность породы. Гранаты образца содержат больше Prp компонента, а

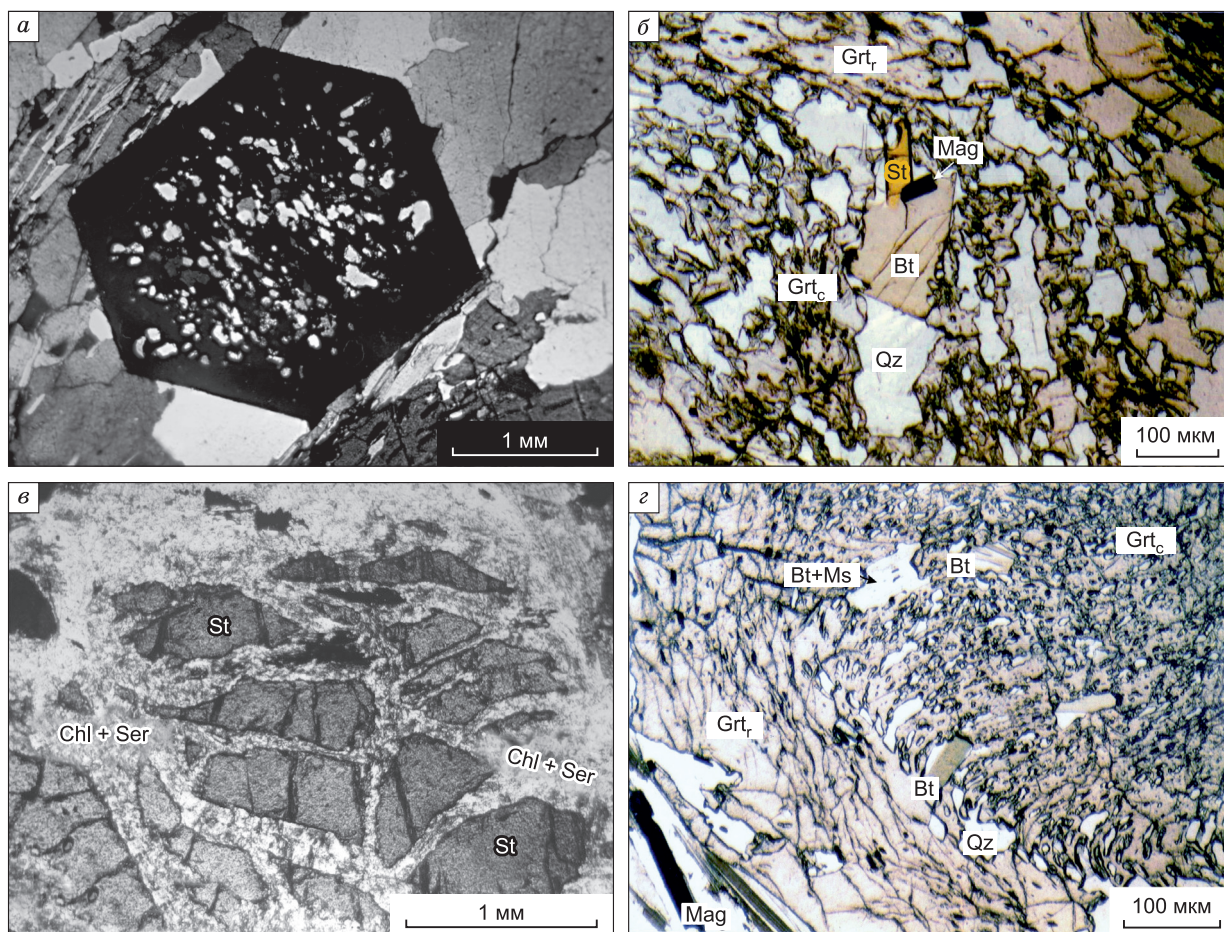


Рис. 5. Фотографии шлифов:

a — изометричный порфиробласт граната с включениями в центральной части зерна (обр. 3633-1); *б* — включение ставролита (в тексте St-1) в гранате и *в* — крупное зерно ставролита (в тексте St-2), замещенное мелкочешуйчатым агрегатом хлорита и серицита (обр. 3643); *з* — гранат с гелицитовой S-образной структурой в ядре и каймой без включений (обр. 3652).

плаггиоклаз имеет более высокое содержание анортита по сравнению с Ky-Grт-Bт гнейсами обр. 3652. Содержание Alm компонента в гранатах увеличивается с 54.0 до 58.5 к краям зерен (в соответствии с уменьшением Prp компонента от 28.3 до 25.0). Содержание An компонента в плаггиоклазе 19.6—22.6 (см. рис. 4, з).

Образец 3643 (аналог TAN-5) — ставролит-гранат-двуслюдяной гнейс. Парагенезис прогрессивного метаморфизма представлен ассоциацией $St_{f74.6-78.2} + Grт_{Prp8.6-17.9} + Bт_{mg\#60.9-61.6} + Ms-1 + Pl_{An26.9-27.6} + Qz$. Вторичные минералы — хлорит и мусковит (Ms-2), развиваются по биотиту, гранату и ставролиту в микрizonaх рассланцевания; рудные минералы представлены сростками магнетита и гематита. Отмечены две генерации ставролита. Ранний (St-1) представлен мелкопризматическими зернами в виде включений в порфиробластах граната (см. рис. 5, б), ставролите (St-2) и плаггиоклазе. Они субпараллельно ориентированы и вместе с включениями кварца и рудных минералов образуют гелицитовые структуры (плоскопараллельные, S-образные, «снежного кома»), фиксирующие как раннюю сланцеватость, так и вращение порфиробластов вмещающих минералов в процессе их роста. Преобладающая генерация ставролита (St-2) образует крупные (до 3—4 мм) порфиробласты, часто вытянутые по сланцеватости и замещаемые мелкочешуйчатым агрегатом мусковита (Ms-2), хлорита и серицита по краям зерен и вдоль трещин в них (см. рис. 5, в). Гранаты имеют отчетливую макроскопическую химическую зональность. Их центральные части насыщены включениями кварца, рудных минералов и мусковитовых ламелл (Ms-1) мелкозернистого ставролита (St-1) (см. рис. 5, б). Гелицитовые структуры в гранате аналогичны описанным в ставролите. Широкие краевые части зерен граната обычно не содержат включений (см. рис. 5, б). Гранаты демонстрируют классическую прямую химическую зональность с высокими концентрациями Mn и Ca в центре зерен, Mg и Fe по краям (см. рис. 4, д; табл. S2).

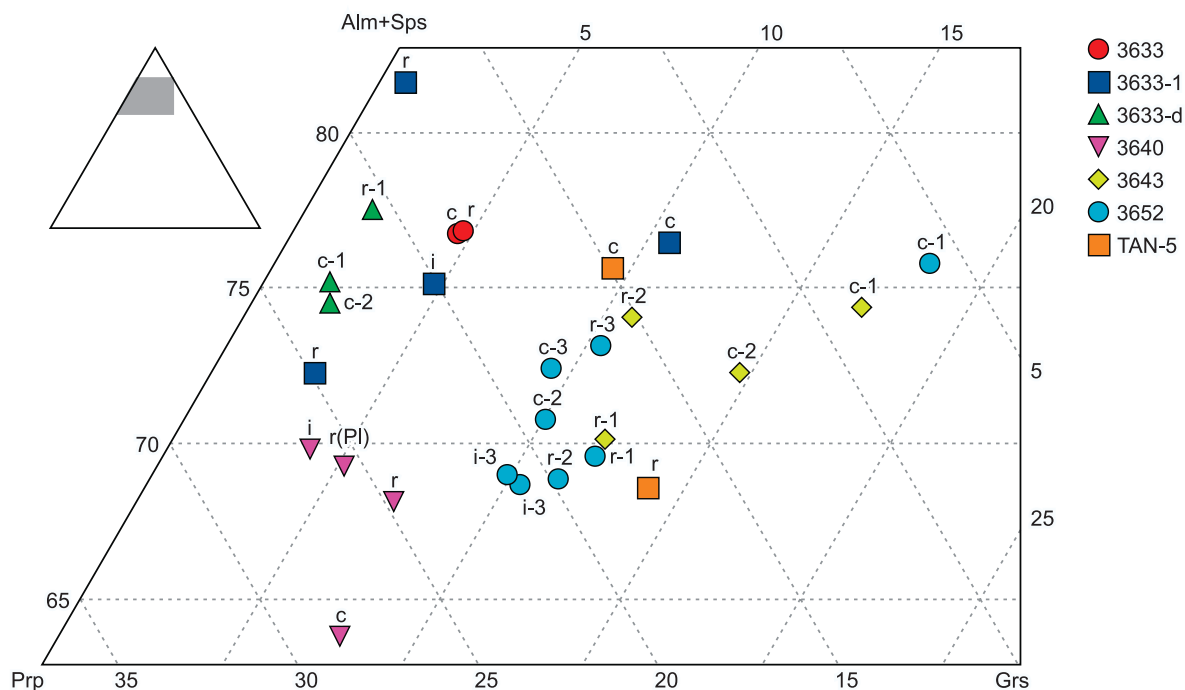


Рис. 6. Составы гранатов из пород Корватундры.

Диаграммы построены с помощью компьютерной программы TriQuick [Доливо-Добровольский, 2012]. Подписи к точкам соответствуют обозначениям анализов в табл. S2a; в скобках может быть указан контактирующий минерал; через дефис указаны номера зерен.

Образец 3652 — крупнозернистый кианит-гранат-биотитовый гнейс. Парагенезис: $Ky + Grt_{Prp6.0-21.0} + Bt_{mg\#60.2-63.8} + Pl_{An29.1-29.5} + Qz + (Ms)$. Гранаты представлены двумя разновидностями: 1) крупные (диаметром до 3—4 мм) зональные зерна, центральная часть которых насыщена включениями биотита, кварца, реже плагиоклаза и рудного минерала, а широкая периферийная кайма практически не содержит включений. Включения ориентированы поперек сланцеватости матрицы или имеют S-образную текстуру (см. рис. 5, з). Для этих гранатов характерно уменьшение Mn, Ca и увеличение Mg и Fe от центра к периферии, отвечающее классической прямой зональности. В тонких краевых зонах (0.1—0.2 мм) зерен граната наблюдается увеличение содержания Mg, Ca и Mn и уменьшение содержания Fe (см. рис. 4, е, табл. S2); 2) более мелкие (менее 1 мм в диаметре), менее идиоморфные зерна граната, практически без зональности и включений. По составу они близки к краевым зонам крупных зерен граната. Основная часть мусковита (Ms-2) образовалась по биотиту и кианиту; более ранний мусковит (Ms-1) представлен в виде редких включений на границе между центральной и краевой частями крупных гранатов.

Образец TAN-5 — ставролит-кианит-гранат-биотитовый гнейс, парагенезис: $St + Ky + Grt_{Prp14.8-17.4} + Bt_{mg\#62.5-63.8} + Pl_{An33.4-40.8} + Qz + (Ms)$. В порфиробластах плагиоклаза обнаружены включения минералов ранней стадии метаморфизма (клиноцоизит, ставролит, мусковит, хлоритоид).

Образец TAN-7 — ставролит-хлорит-мусковитовый сланец. Ранний парагенезис: $St + Ms-1 + Bt + Pl + Qz$, наложенный парагенезис: $Chl + Ms-2 + Hem + Mag$. Биотит почти полностью замещен хлоритом; ранний мусковит (Ms-1) сохраняется в виде включений в порфиробластах плагиоклаза, поздний мусковит (Ms-2) развивается по ставролиту, замещая его по краям и по трещинам зерен.

В целом составы гранатов пород Корватундровской структуры преимущественно отражают вариации валовых составов пород: $Alm_{54-79}Prp_{6-28}Sps_{1-13}Grs_{1-18}$ (табл. S3, рис. 6). В частности, гранат-биотитовые гнейсы и бластомилониты по ним (образцы 3633, 3633-1 и 3633-d) отличаются от ставролит- и кианитсодержащих пород более низкими содержаниями как гроссуляра в гранатах, так и анортита в плагиоклазах. Биотит довольно однороден по составу, имеет среднюю магнезиальность ($mg\# = 0.53-0.64$), низкое и умеренное содержание глинозема ($Al^{IV} = 1.18-1.35$ а. ф. е. — атомов на формульную единицу и $Al^{VI} = 0.28-0.43$ а. ф. е.) и низкое содержание титана (0.02—0.10 а. ф. е.). Плагиоклазы в основном соответствуют олигоклазам, реже — андезинам и альбитам (An_{7-41}). Ставролит умеренно магнезиальный ($f = 75-79$ мол. %), с низким содержанием Ti (0.05—0.09 а. ф. е.).

Мультиравновесная геотермобарометрия. Как уже было отмечено выше в методическом разделе, оценка равновесности составов сосуществующих минералов возможна лишь в том случае, если количество линейно независимых реакций (IR) в системе равно или более трех. К сожалению, ассоциации гранат-биотитовых и ставролит-гранат-биотитовых гнейсов (Grt-Bt-Pl-Qz, образцы 3633, 3633-1 и 3633-d) позволяют рассчитать только 2 IR (Grt-Bt геотермометр и Grt-Bt-Pl-Qz барометр с участием истонитового компонента биотита) с базой данных DEC06 (в том числе из-за отсутствия надежных термодинамических параметров для ставролита). С другой стороны, в подавляющем большинстве случаев невозможно заранее определить, какие составы минералов должны отвечать равновесным состояниям в породе, особенно при наличии ярко выраженной химической зональности (например, в гранатах) и признаках наложенных процессов, приводящих не только к появлению новых минералов, но и к перекристаллизации со сменой состава «сквозных» минералов (например, плагиоклаза). Поэтому для образцов 3633 и 3633-d приводятся результаты в виде диапазонов *PT*-параметров, полученных для всех комбинаций анализов. Следует выделить обр. 3633-1 (бластомилонит по гранат-биотитовому гнейсу), демонстрирующий необычно высокие значения давлений (> 12 кбар): в нем все измеренные составы плагиоклазов оказались близки к альбиту (An₇₋₉), тогда как гранаты содержат от 3 до 10 % гроссулярового минала, но только в одном анализе Grs = 0.7 % (однако он не был использован из-за недопустимо низкого содержания Ca). В случае Grt-Bt-Pl-Qz парагенезиса геобарометрия основана на реакциях с участием Grs в гранате и An в плагиоклазе (в ходе которых с повышением давления гранат обогащается Ca, а плагиоклаз обедняется), но в столь низкокальциевой системе даже незначительные аналитические погрешности (либо неполнота данных, либо влияние процессов, уводящих систему от равновесного состояния) приводят к очень большим вариациям вычисленных давлений. В образце 3633-1 гранаты с более высокими содержаниями Grs демонстрируют очень высокие давления со всеми проанализированными плагиоклазами (альбитами), но не были обнаружены ни плагиоклазы более основного состава, ни зоны граната с содержаниями Grs более 0.7 %. Поэтому оценки давлений для обр. 3633-1 следует считать сомнительными, и они были исключены из табл. 2. Наиболее вероятно, что центральные части гранатов в бластомилоните являются реликтовыми, тогда как весь плагиоклаз оказался новообразованным, перекристаллизованным при бластомилонитизации, которая могла сопровождаться выносом Ca в ходе флюидной переработки. Давления же при образовании бластомилонита могли лишь незначительно отличаться от тех, что были определены для других образцов корватундровского комплекса, либо, скорее, отвечать оценкам, сделанным для образца бластомилонита 3633-d (5.5—7.2 кбар, что с данными составами плагиоклазов соответствует примерно 1 % Grs в гранате).

В случаях образцов с IR ≥ 3 отношения составов сосуществующих минералов близки к равновесным лишь для одного—двух сочетаний анализов, оценки условий для которых ложатся примерно в одни и те же узкие диапазоны температур и давлений (625—657 °C, 8.5—8.8 кбар), отвечающие, видимо, пиковым условиям главного этапа метаморфизма.

В качестве примера наиболее успешного расчета приведем обобщенные результаты вычислений для образца кианит-гранат-двуслюдяного гнейса 3652 (рис. 7). Вся минеральная ассоциация характеризуется четырьмя линейно независимыми реакциями, позволяющими оценить степень неравновесности для выбранного сочетания анализов минералов. Однако было установлено, что включение в систему мусковита не дает удовлетворительной сходимости всех линий реакций ни в одном из сочетаний анализов, что свидетельствует о неравновесности основного минерального парагенезиса (Grt + Bt + Pl + Ky + Qtz) с этим минералом. Поэтому мусковит был исключен из расчетов, что привело к IR = 3. Наи-

Таблица 2. Результаты мультиравновесной геотермобарометрии пород Корватундровской структуры

Номер образца	Ассоциация/Порода	IR	T, °C	P, кбар	Примечание
3633	Grt + Bt + Pl + Qz / Grt-Bt гнейс	2	614—644	8.1—9.0	Все сочетания анализов
3633-d	St + Grt + Bt + Pl + Qz / бластомилонит по St-Grt-Bt плагиогнейсу	2	629—698	5.5—7.2	То же
3640	Ky + Grt + Bt + Ms + Pl + Qz / Ky-Grt-Bt гнейс	4	657	8.8	Промежуточная зона Grt (рядом с Pl) и контактирующие с ним Bt и Pl (наилучшая сходимость)
3643	St + Grt + Bt + Ms + Pl + Qz + (Chl) / St-Grt двуслюдяной гнейс	3	625	8.8	Край Grt и контактирующие с ним Bt и Pl (наилучшая сходимость)
3652	Ky + Grt + Bt + Ms + Pl + Qz / Ky-Grt двуслюдяной гнейс	3	637	8.8	Промежуточная зона Grt, включение Bt и контактирующий с Grt Pl (наилучшая сходимость)
TAN-5	St + Ky + Grt + Bt + Qz / St-Ky-Grt двуслюдяной гнейс	3	642	8.7	Край Grt, контактирующие с ним Bt и Pl (наилучшая сходимость)

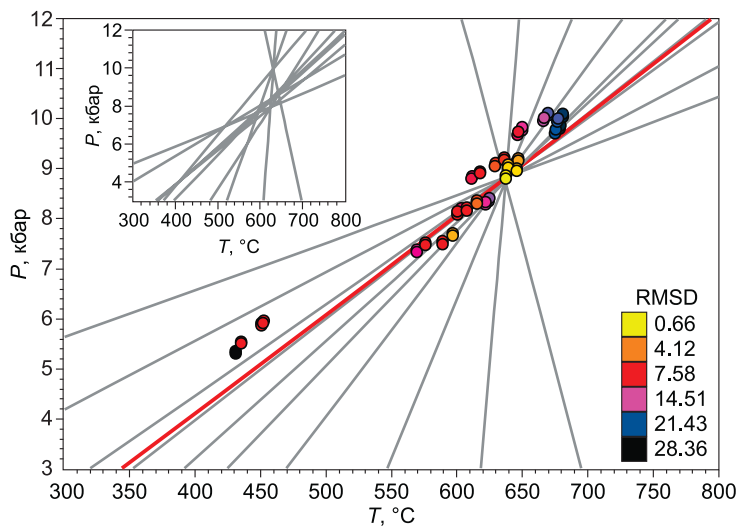


Рис. 7. Результаты мультиравновесной геотермобарометрии для образца гранат-биотит-двуслюдяного гнейса 3652, полученные по парагенезису $Grt + Bt + Pl + Ky + Qz$ ($IR = 3$) с помощью программ winTWQ v.2.64 с базой данных DEC06 [Berman, 2007], TWQ_Comb и TWQ_View [Доливо-Добровольский, 2006а, б].

Линии реакций в главном поле — для сочетания анализов, демонстрирующего наилучшую сходимость линий. Красным цветом выделена реакция барометра GASP. На врезке — пример с плохой сходимостью в этом же образце. Кружками показаны PT -параметры, рассчитанные для всех комбинаций анализов, при этом цвет отвечает мере сходимости RMSD — среднеквадратичному расстоянию от точки с искомыми PT -параметрами до всех линий на диаграмме.

лучшую сходимость линий реакций демонстрируют промежуточная область граната (зерно 3), включение биотита в нем и контактирующее с гранатом зерно плагиоклаза, по ним определена температура $637\text{ }^{\circ}\text{C}$ и давление 8.8 кбар. Все оценки PT -параметров образуют группу, характерно вытянутую примерно вдоль линии реакции $Grs + 2Ky + Qz = 3An$ (барометра GASP) как вследствие ее относительно узкой полосы погрешностей, так и из-за того, что вариации составов в Ca подсистеме (содержаний Grs в гранате и An в плагиоклазе) для этого образца существенно меньше, чем диапазоны изменений Fe и Mg, связанные не только с изменениями температуры, но и с пространственной химической неоднородностью породы. Таким образом, конфигурация всей группы оценок не отражает реальный тренд изменений PT -условий, хотя она может и примерно совпадать с ним.

U-Pb датирование. Образец 3632 — плагиопегматит. Циркон представлен мелкими (до 150 мкм) длиннопризматическими, светло-коричневыми, полупрозрачными кристаллами с тонкой зональностью, с высоким содержанием урана (745—1410 г/т) и низким отношением Th/U (высокое $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$), что типично для циркона из пегматитов (табл. 3). Возраст циркона по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1917 ± 6 млн лет ($n = 4$, СКВО = 0.76) и отражает время кристаллизации пегматитов (рис. 8). Высокая дискордантность отдельных точек, скорее всего, связана с характерным для циркона из пегматитов высоким содержанием урана, что обычно приводит к частичной метамиктизации структуры циркона и легкой потере радиогенного свинца.

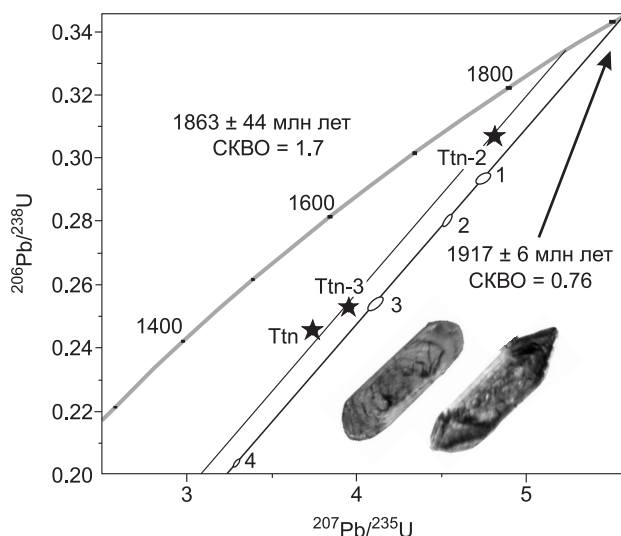
Образец 3686 — гранатосодержащий полевошпатовый амфиболит. Более светлый титанит образует каймы вокруг ильменита и более раннего темного титанита. U-Pb методом был датирован светло-желтый титанит. По трем навескам титанита получен возраст 1863 ± 44 млн лет (см. рис. 8).

Sm-Nd и Rb-Sr датирование. Модельные Sm-Nd возрасты по породе в целом получены для метавулканитов (пробы 3633, 3687) и составляют 2.61 и 2.32 млн лет, тогда как $T(\text{DM})$ для метаосадков

Таблица 3. U-Pb изотопные данные для циркона и титанита из пород Корватундровской структуры

Номер фракции	Pb	U	Измеренные отношения			Исправленные отношения*		Возраст, млн лет
			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{208}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	
Обр. 3632, плагиопегматит								
1	228	745	954	7.6488	15.2268	4.7360	0.2936	1911 ± 13
2	228	805	1408	7.8978	23.0614	4.5319	0.2803	1915 ± 4
3	363	1461	1121	8.1780	14.6343	4.1374	0.2556	1912 ± 2
4	300	1410	791	7.4869	15.9439	3.2953	0.2044	1910 ± 5
Обр. 3686, полевошпатовый амфиболит								
Ttn	4.8	9.6	71.1	3.3361	1.6735	3.7975	0.2479	1818 ± 58
Ttn-2	7.3	12.6	123	3.4212	1.5536	4.8005	0.3066	1857 ± 29
Ttn-3	5.0	9.7	112	3.4004	1.5306	4.0117	0.2552	1864 ± 38

Рис. 8. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из плагионегматита (обр. 3632) и титанита из полевошпатового амфиболита (обр. 3686).



(образцы TAN-5, TAN-7, 3652) имеют более древний возраст — 2.90—3.33 млрд лет (табл. 4).

Для образца TAN-5 (ставролит-кианит-гранат-биотитовый гнейс) было проведено Sm-Nd датирование минералов. Из крупных зерен граната путем аэробразии были выделены ядра с S-образной структурой и включениями (Grt-1). Также были отобраны более мелкие зерна граната без видимых включений, которые, возможно, соответствуют каймам крупных зерен граната. Наклон изохроны, построенной по кианиту, породе в целом, двум фракциям граната и апатиту, определяет возраст 1945 ± 34 млн лет (рис. 9, а; табл. 5), который интерпретируется как время прогрессивного метаморфизма. Точка плагиоклаза не попадает на изохрону, возможно, из-за включений в зернах плагиоклаза минералов раннего парагенезиса.

Для образца TAN-7 (ставролит-хлорит-мусковитовый сланец) было проведено Rb-Sr датирование минералов. Rb-Sr изохрона, построенная по апатиту, биотиту, плагиоклазу и породе в целом, определила возраст 1722 ± 25 млн лет (см. рис. 9, б; табл. 5), что, вероятно, отражает низкотемпературные изменения породы, процессы хлоритизации и окварцевания в зонах поздних деформаций.

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для пород комплекса Корватундра

Номер образца	Концентрации, г/т		Изотопные отношения		T(DM), млн лет	T(U-Pb), млн лет	$\epsilon_{Nd}(T)$
	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$			
3633	8.66	92.6	0.056536	0.510753 ± 8	2317	—	—
3687	5.39	21.3	0.153107	0.512111 ± 4	2606	2101	+1.5
3652	2.72	16.3	0.100880	0.510995 ± 13	2897	—	—
TAN-5	7.12	38.8	0.110957	0.510999 ± 5	3167	—	—
TAN-7	7.03	37.2	0.114279	0.510961 ± 11	3327	—	—

Таблица 5. Sm-Nd и Rb-Sr данные для ставролит-кианит-биотитовых и ставролит-хлорит-мусковитовых гнейсов

Номер образца	Минерал	Sm	Nd	Изотопные отношения	
		г/т		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
TAN-5	Порода (WR)	7.12	38.8	0.10960	0.510999 ± 5
	Гранат абрадированный (Grt-1)	0.71	2.9	0.14866	0.511493 ± 9
	Гранат без включений (Grt-2)	0.78	3.1	0.15222	0.511506 ± 10
	Кианит (Ky)	1.11	6.1	0.10996	0.510942 ± 45
	Плагиоклаз (Pl)	0.67	3.9	0.10584	0.511060 ± 5
	Биотит (Bt)	3.16	22.7	0.08405	0.511020 ± 6
	Апатит (Ap)	9.6	27.4	0.21261	0.512298 ± 5
		Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
		г/т			
TAN-7	Порода (WR)	60.6	211.8	0.85315	0.73402 ± 15
	Апатит (Ap)	0.51	217.7	0.00741	0.72430 ± 11
	Плагиоклаз (Pl)	8.0	313.3	0.07546	0.71614 ± 14
	Биотит (Bt)	576	19.4	108.6	3.40160 ± 14

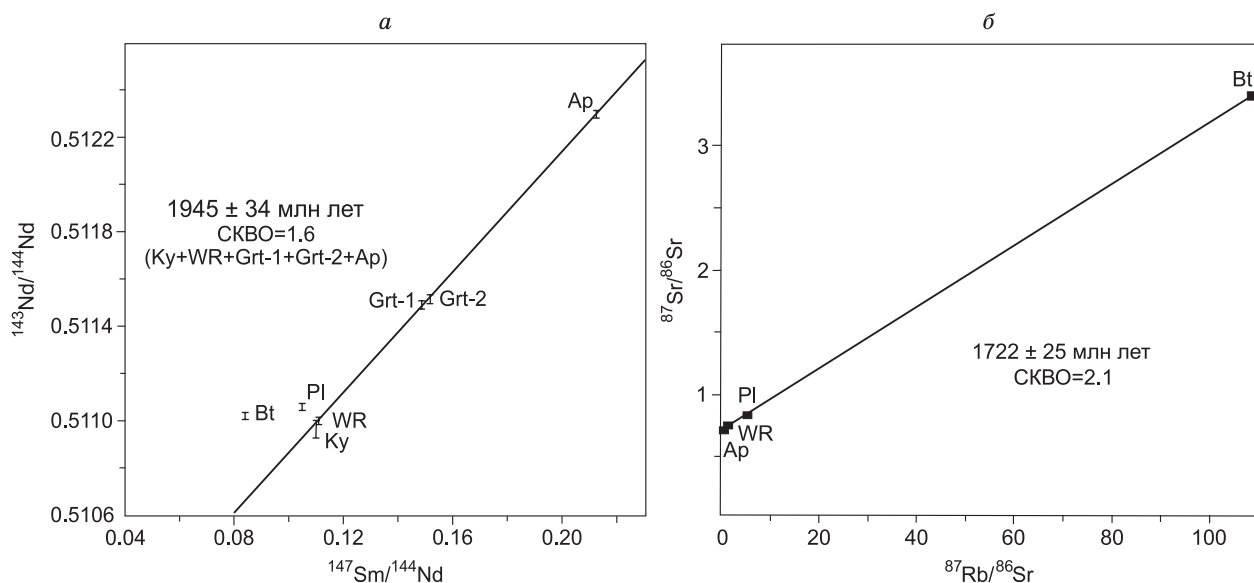


Рис. 9. Sm-Nd изохрона для метаморфических минералов из ставролит-кианит-биотитового гнейса (TAN-5) (а); Rb-Sr изохрона для минералов из ставролит-хлорит-мусковитового гнейса (TAN-7) (б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные Sm-Nd модельные возрасты метавулканитов Корватундровской структуры составляют 2.32 и 2.61 млрд лет, тогда как для метадацитов известен U-Pb возраст циркона 2.7 млрд лет [Козлов, 1995]. Таким образом, возраст метавулканитов Корватундровской структуры все еще остается спорным и требует дальнейших исследований. Sm-Nd модельные возрасты, полученные для метаосадков, намного старше (2.90—3.33 млрд лет), что указывает на архейский источник терригенного материала, которым, по-видимому, являлись гранитогнейсы беломорского комплекса, развитые южнее.

Прогрессивный метаморфизм Корватундровской структуры протекал в условиях амфиболитовой фации, отражен в прямой зональности граната и имеет повышенные температуры и давления до $T = 625\text{—}660$ °C и $P = 8.7\text{—}8.8$ кбар. Близкие параметры (650 °C и 7.5 кбар) для пород этой структуры были получены в работе [Перчук, Кротов, 1998]. Возраст этого этапа на основе Sm-Nd датирования минералов определен в 1945 ± 34 млн лет. Плагипегматит с U-Pb возрастом 1917 ± 6 млн лет (стадия P-2, см. табл. 1) по структурно-геологическим и петрологическим данным фиксирует временную границу между прогрессивным метаморфизмом и образованием бластомилонитов в дискретных сдвиговых зонах. Формирование бластомилонитов может быть связано как с высокими TP -параметрами, так и с зонами декомпрессии. По нашим данным, бластомилониты связаны с зонами декомпрессии ($T = 629\text{—}698$ °C и $P = 5.5\text{—}7.2$ кбар) и Fe-Mg метасоматоза. Эти зоны ориентированы (суб)параллельно южной границе ЛГП и общему простираению пояса Тана и, возможно, связаны с надвигом ЛГП на юг—юго-запад на Корватундровскую структуру во время Лапландско-Кольской коллизионной орогении [Belyaev, Kozlov, 1997; Козлова, Режнова, 1998; Беляев, Петров, 2002]. Возраст титанита 1863 ± 44 млн лет, вероятно, фиксирует следующий этап деформаций, поскольку образование светлого титанита характерно для зон сдвиговых деформаций [Gibbons, Horak, 1984; Бибикова и др., 1999; Essex, Gromet, 2000]. В пределах ошибки этот возраст совпадает с возрастом титанита (1.88 млрд лет) из пород пояса Тана и Беломорского пояса [Бибикова и др., 1999; Каулина и др., 2004].

Низкотемпературные регрессивные преобразования пород Корватундровской структуры проявились в хлоритизации и окварцевании в зонах поздних деформаций. По Rb-Sr минеральной изохроне они датированы в 1722 ± 25 млн лет. Этот возраст соответствует широко проявленной в Кольском регионе и Беломорской провинции флюидной переработке метаморфических комплексов пород раннего докембрия [de Jong et al., 2000; Левский и др., 2009], которая произошла на посторогенном этапе развития Кольского региона, синхронно с внедрением гранитов типа Наттанен 1.76—1.70 млрд л. н. [Krill et al., 1985; Ветрин и др., 2002].

На основании оригинальных и литературных данных реконструирована и сопоставлена последовательность эндогенных процессов в ЛГП, поясе Тана и Корватундровской структуре (табл. 6). Полученные результаты показали, что начиная с 1.94 млрд лет структурно-метаморфическая эволюция ЛГП, пояса Тана и структуры Корватундра была общей.

Таблица 6. Корреляция эндогенных процессов в ЛГП, поясе Тана и Корватундровской структуре

ЛГП	Пояс Тана	Корватундровская структура
Посторогенные граниты типа Наттанен — 1.75—1.77 млн лет [Krill et al., 1985; Naapala et al., 1987]		1722 ± 25 млн лет (Rb-Sr) — флюидные процессы, хлоритизация вдоль сдвиговых зон
Сдвиговые деформации и декомпрессионное остывание до 510 °C и 4.5 кбар в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях — 1.88 млрд лет (U-Pb рутил и титанит [Каулина и др., 2004]), 1870 ± 7 млн лет [Daly et al., 2001], 1870 ± 11 млн лет (Sm-Nd, WR-Grt) [Mints et al., 2007]		Сдвиговые деформации 1863 ± 44 млн лет (U-Pb титанит)
Остывание до T ниже 600 °C — 1892 ± 21 млн лет (Sm-Nd) [Каулина и др., 2005]	—	—
Ретроградный метаморфизм — 1909—1902 млн лет — при понижении температуры и давления до параметров амфиболитовой фации [Каулина и др., 2004]		—
Аплитовидные граниты (с Crx) — 1905 млн лет [Каулина и др., 2005], пегматиты — 1900 ± 15 [Meriläinen, 1976]	—	—
Субизотермальная декомпрессия — 1918—1912 млн лет — в условиях гранулитовой фации с перепадом давлений до 5—6 кбар [Каулина и др., 2005]		Локальный метаморфизм в сдвиговых зонах в условиях декомпрессии ($T = 629—698$ °C и $P = 5.5—7.2$ кбар)
Формирование кордиеритсодержащих парагенезисов в кондалитах и ортопироксен-плаггиоклазовых основных гранулитах	—	—
Дискретный метаморфизм высоких давлений с неоднородным давлением: $T = 745—755$ °C, $P = 6.0—12.0$ кбар. Типоморфные парагенезисы: Sil + Grt + Bt + Pl + Qz + Kfs, Орх + Sil + Grt + Bt + Qz ± Pl [Перчук и др., 1999; Беляев, Петров, 2002], 1925 ± 1 млн лет [Бибилова и др., 1993]	Метаморфизм высоких давлений ($T = 820—860$ °C, $P = 11—12$ кбар) [Каулина и др., 2005]	Fe-Mg метасоматоз по сдвиговым плоскостям с образованием Grt-Hed-Vt бластомилонитов, $T = 640$ °C, $P = 7.5$ кбар. Пегматиты 1917 ± 6 млн лет (U-Pb)
Чарнокитовый комплекс — 1.91—1.94 млрд лет [Каулина и др., 2014]	Массив Яврозерских анокситов — 1945 ± 10 млн лет [Каулина и др., 2004]	—
Гранулитовый метаморфизм умеренно высоких давлений: $T = 740—825$ °C, $P = 6.8—9.4$ кбар; 825 °C и 8.0 кбар [Перчук и др., 1999]; 840 °C и 9.5 кбар [Daly, Bogdanova, 1991]. Типоморфный парагенезис: Sil + Grt + Bt + Pl + Qz + Kfs. 1950 ± 10 млн лет [Daly, Bogdanova, 1991], 1969 ± 13 млн лет [Каулина и др., 2014]	—	Проградный метаморфизм: Ky-Grt субфация, $T = 614—657$ °C, $P = 8.7—8.8$ кбар, 1945 ± 34 млн лет (Sm-Nd, WR-Grt-Ky-Ap). Ранняя стадия проградного метаморфизма: St-Cld, St-Ms и Grt-Vt зоны
Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций низких давлений — $T = 630—730$ °C, $P = 4.0—5.7$ кбар; зональность возрастает к югу. Типоморфный парагенезис — Grt + Bt + Pl + Qz ± Sil [Беляев, Петров, 2002]	Ранняя стадия проградного метаморфизма низких давлений амфиболитовой фации (T до 660 °C, $P = 6.5$ кбар) [Каулина и др., 2005]	Метаморфизм пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций (неопубликованные данные О.А. Беляева)
Накопление протолита кондалитового комплекса 2.1—2.0 млрд лет [Bernard-Griffiths et al., 1984; Балаганский и др., 1998; Daly et al., 2001]	Протолит амфиболитов и биотит-амфиболовых гнейсов — 2.3—2.9 млрд лет [Козлов, 1995; Каулина и др., 2005]	Протолит метавулканитов и метаосадков — 2.2—3.33 млрд лет (Sm-Nd)

Степень метаморфизма в пределах изученной территории увеличивается с юга на север, от ставролит-мусковитовой и кианит-биотитовой субфаций (амфиболитовая фация) в Корватундровской структуре до гранулитовой фации в северной части пояса Тана и в Лапландском гранулитовом поясе [Карта..., 1992; Перчук, Кротов, 1998]. Наиболее высокие температуры и давления (860 °C и 11—12 кбар) [Козлова, Реженова, 1998] были установлены в переходной между поясом Тана и ЛГП зоне с интенсивно проявленными сдвиговыми деформациями, к которой приурочены тела анокситов. Такая последовательность метаморфических зон рассматривается как инвертированная метаморфическая зональность, вызванная надвигом горячих гранулитов на относительно холодные архейские беломорские гнейсы [Прияткина, Шарков, 1979; Hörmann et al., 1980; Barbey et al., 1984; Krill, 1985; Berthelsen, Marker, 1986].

Известно, что ЛГП имеет синформную структуру [Kozlov et al., 1995]; позже было показано, что он может представлять собой синформный тектонический останец, вышедший из коллизионного шва

Печенга-Варзуга [Patison et al., 2006]. Включение пород Корватундровской структуры в инвертированную метаморфическую зональность свидетельствует о смещении тектонических плит при надвиге ЛГП примерно на 100 км, подчеркивая масштаб горизонтальных тектонических движений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Проведенные геологические, структурные, петрологические и геохронологические исследования позволили установить последовательность эндогенных событий и *PT*-параметры метаморфизма в Корватундровской структуре.

2. Породы Корватундровской структуры испытали прогрессивный метаморфизм амфиболитовой фации 1945 ± 34 млн л. н. (Sm-Nd данные) при температуре 625—660 °C и давлении 8.8—9.0 кбар. Возраст пегматита, секущего метаморфические парагенезисы этого этапа, составляет 1917 ± 6 млн лет (U-Pb данные по циркону).

3. Следующий этап метаморфических преобразований (после 1917 млн лет) проявлен в образовании дискретных зон бластомилонитов в породах северной части и отдельных внутренних участках Корватундровской структуры, в которых возможны локальные как повышения температуры и давления, так и их понижения.

4. Образование светлого титанита возраста 1863 ± 44 млн лет отражает следующий этап сдвиговых деформаций.

5. Низкотемпературные преобразования пород были проявлены в хлоритизации и окварцевании в зонах поздних деформаций 1722 ± 25 млн л. н. Этот возраст соответствует флюидной переработке пород раннего докембрия, широко проявленной в Кольском районе и Беломорской провинции.

6. Полученные структурные и петрологические данные в сочетании с результатами геохронологических исследований позволили сопоставить эндогенные процессы в ЛГП, поясе Тана и Корватундровской структуре, а также включить породы последней в инвертированную метаморфическую зональность, связанную с надвигом Лапландско-Кольского коллизионного пояса на северную часть Беломорской провинции.

Работа выполнена в рамках темы НИР № АААА-А19-119100290148-4, FMEZ-2022-0025.

ЛИТЕРАТУРА

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис.... д. г.-м. н. СПб, 2002, 32 с.

Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция северо-востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника, 1998, № 2, с. 16—28.

Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофенский орогены (Балтийский щит) // Вестник КНЦ РАН, 2016, вып. 3, с. 5—11.

Беляев О.А. Новые данные о структуре, геологии и металлогении гранулитовой формации Кольского полуострова // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 218—225.

Беляев О.А., Петров В.П. Новые аспекты в изучении истории метаморфизма и метаморфических структур докембрия северо-восточной части Балтийского щита // Геология и полезные ископаемые Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во МУП «Полиграф», 2002, с. 195—208.

Бибикова Е.В., Мельников В.Ф., Авакян К.Н. Лапландские гранулиты: петрология, геохимия и изотопный возраст // Петрология, 1993, т. 1, № 2, с. 215—235.

Бибикова Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектонотермальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb-исследования сфенов и рутилов // Геохимия, 1999, № 8, с. 842—857.

Ветрин В.Р., Баянова Т.Б., Каменский И.Л., Икорский С.В. U-Pb-возраст и изотопная геохимия гелия в породах и минералах лицко-арагубского диорит-гранитного комплекса (Кольский полуостров) // ДАН, 2002, т. 387, № 1, с. 85—89.

Геология СССР. Т. XXVII. Часть I / Ред. Л.Я. Харитонов. М., Госгеолтехиздат, 1958, 714 с.

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_Comb: программа для автоматической генерации всех возможных комбинаций из выбранных анализов минералов и их обработки в программах SMP.EXE и TWQ.EXE термобарометрического комплекса TWQ (Berman, 1991), работающих в пакетном режиме. Версия 1.2.0.7. 2006а, <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb>.

Доливо-Добровольский Д.В. TWQ_View: программа для просмотра и работы с диаграммами, рассчитанными в программном комплексе TWQ Р. Бермана (1991), используемом для мультиравновесной геотермобарометрии. Версия 1.2.0.23. 2006б, <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview>.

Доливо-Добровольский Д.В. TriQuick: программа для построения прямоугольных и треугольных точечных диаграмм, а также для отображения, создания и редактирования диаграммной графики. Версия 1.0.0.26. 2012, <http://www.dimadd.ru/ru/Programs/triquick>.

Другова Г.М., Скублов С.Г. Зональные гранаты гнейсов как результат неоднократного высокотемпературного метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе // Зап. ВМО, 2000, № 6, с. 79—87.

Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита / Ред. В.А. Глебовицкий. СПб, Росгеолком, ВСЕГЕИ, 1992.

Каулина Т.В., Кислицын Р.В., Апанасевич Е.А. Заключительные этапы метаморфической эволюции пояса Танаэля (Кольский регион Балтийского Щита) по результатам U-Pb датирования циркона, титанита и рутила // Геохимия, 2004, № 6, с. 513—519.

Каулина Т.В., Беляев О.А., Апанасевич Е.А., Деленицин А.А., Жавков В.А., Козлова Н.Е., Серов П.А. Эволюция процессов метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе (ЛГП) и поясе Тана: U-Pb, Sm-Nd и Rb-Sr данные // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2005, с. 34—53.

Каулина Т.В., Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Япаскурт В.О. Последовательность геологических процессов в центральной и северо-восточной части Лапландского гранулитового пояса: изотопно-геохимические данные по циркону и результаты геолого-петрологических исследований // Геохимия, 2014, № 7, с. 625—645.

Козлов Н.Е. Вещественный состав метаморфических комплексов высокобарных гранулитовых поясов и проблема формирования их протолитов (на примере Лапландских гранулитов): Автореф. дис. ... д. г.-м. н. СПб, ИГГД РАН, 1995, 36 с.

Козлов Н.Е., Иванов А.А., Нерович Л.И. Лапландский гранулитовый пояс — первичная природа и развитие. Апатиты, Изд-во КНЦ АН СССР, 1990, 172 с.

Козлова Н.Е., Реженова С.А. Термобарометрия основных пород южного тектонического контакта Лапландского гранулитового пояса (Кольский полуостров) // Зап. ВМО, 1998, № 4, с. 51—57.

Латышев Л.Н. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 61—65.

Левский Л.К., Морозова И.М., Левченков О.А., Байкова В.С., Богомолов Е.С. Изотопно-геохронологические системы в метаморфических породах (о. Поньгома, Беломорский подвижный пояс) // Геохимия, 2009, № 3, с. 227—244.

Макиевский С.И. Геология метаморфических толщ северо-запада Кольского полуострова. Л., Наука, 1973, 151 с.

Миц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М., Научный мир, 1996, 287 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 503).

Перчук Л.Л., Кротов А.В. Петрология слюдястых сланцев пояса Тана в южном тектоническом обрамлении Лапландского гранулитового комплекса // Петрология, 1998, т. 6, № 2, с. 165—196.

Перчук Л.Л., Кротов А.В., Геря Т.В. Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов лапландского комплекса // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 165—196.

Полканов А.А., Кратц К.О., Шуркин К.А. Дочетвертичная геология Карелии и Кольского полуострова // Геология и геохронология докембрия. М., Л., Наука, 1964, с. 24—45.

Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л., Наука, 1980, 152 с.

Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). Л., Наука, 1979, 128 с.

Филатова В.Т. Возможные геодинамические обстановки при формировании лапландских гранулитов (Кольский полуостров) // Российский геофизический журнал, 2000, № 17—18, с. 55—63.

Фонарев В.И., Крейлен Р. Доказательство полистадийности метаморфизма на основе изучения флюидных включений в породах Лапландского гранулитового пояса // Петрология, 1995, т. 3, № 4, с. 379—396.

Barbey P., Raith M. The granulite belt of Lapland // Granulites and crustal evolution / Eds. D. Vielzeuf, Ph. Vidal. Dordrecht, Kluwer Publ., 1990, p. 111—132.

Barbey P., Convert J., Martin H., Moreau B., Capdevila R.R., Hameurt J. Relationships between granite-gneiss terrains, greenstone belts in the Archean crust of Lapland (Fennoscandia) // Geologische Rundschau, 1980, v. 69 (3), p. 648—658.

Barbey P., Convert J., Moreau B., Capdevila R., Hameurt J. Petrogenesis and evolution of an early Proterozoic collisional orogenic belt: The granulite belt of Lapland and the Belomorides (Fennoscandia) // Geol. Surv. Finland Bull., 1984, v. 56 (1—2), p. 161—188.

- Belyaev O.A., Kozlov N.E.** Geology, geochemistry and metamorphism of the Lapland Granulite Belt and adjacent areas in the Vuotso area, Northern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1997, v. 138, p. 24.
- Berman R.G.** winTWQ (version 2.3): A Microsoft Windows-compatible software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // *Geol. Surv. Canada, Open File 5462*, 2007.
- Bernard-Griffiths J., Peucat J.J., Postaire B., Vidal Ph., Convert J., Moreau B.** Isotopic data (U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd) on mafic granulites from Finnish Lapland // *Precambrian Res.*, 1984, v. 23, p. 325—348.
- Berthelsen A., Marker M.** Tectonics of the Kola collision suture and adjacent Archaean and Early Proterozoic terrains in the northeastern region of the Baltic Shield // *Tectonophysics*, 1986, v. 126, p. 31—55.
- Bouvier A., Vervoort J.D., Patchett P.J.** The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2008, v. 273 (1—2), p. 48—57.
- Daly J.S., Bogdanova S.** Timing of metamorphism in the Lapland granulite belt, Finland // *Research Terra*, 1991, Ser. A, № 5, p. 11.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse D., de Jong K.** Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // *Precambrian Res.*, 2001, v. 105, (2—4), p. 289—314.
- Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J.** The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // *Geol. Soc. Mem.*, 2006, v. 32, p. 579—598.
- de Jong K., Timmerman M.J., Guise P.G., Rex D., Cliff R.A., Daly J.S., Balagansky V.V.** Recrystallization during post-tectonic magmatism and related fluid flow shown by ca. 1.7 Ga $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mica ages from the northern Lapland Kola Mobile Belt (Russia) // *Proceedings of the 5th Europrobe-Svekalapko Workshop*, Lammi, Finland, 2—5.11.2000. Oulu, Finland, University of Oulu, Institute of Geosciences, 2000, № 23, p. 23.
- Eskola P.** On the granulites of Lapland // *Am. J. Sci.*, 1952, p. 133—171.
- Essex R.M., Gromet L.P.** U-Pb dating of prograde and retrograde titanite growth during the Scandian orogeny // *Geology*, 2000, v. 28 (5), p. 419—422.
- Gaál G., Berthelsen A., Gorbatshev R., Kesola R., Lehtonen M.I., Marker M., Raase P.** Structure and composition of the Precambrian crust along the POLAR Profile in the northern Baltic Shield // *Tectonophysics*, 1989, v. 162, p. 1—25.
- Gerya T.V., Perchuk L.L., van Reenen D.D., Smit C.A.** Two-dimensional numerical modeling of pressure-temperature-time paths for the exhumation of some granulite facies terrains in the Precambrian // *J. Geodyn.*, 2000, v. 30, p. 17—35.
- Gibbons W., Horak J.** Alpine metamorphism of Hercynian hornblende granodiorite beneath the blueschist facies *schistes lustrés* nappe of NE Corsica // *J. Metamorph. Geol.*, 1984, v. 2, p. 95—113.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B.** Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1988, v. 87, p. 249—265.
- Haapala I., Front K., Rantala E., Vaarma M.** Petrology of the Nattanen-type granite complexes, Northern Finland // *Precambrian Res.*, 1987, v. 35, p. 225—240.
- Hörmann P.K., Raith M., Raase P., Ackermann D., Seifert F.** The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoiki-Inarijärvi area // *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1980, v. 308, p. 95.
- Huhma H.** Isotope studies on the Lapland Granulite Belt and adjacent areas // *SVEKALAPKO Workshop*, Lammi, Finland, 28—30 November, 1996, Oulu, Finland, University of Oulu, 1996, p. 25—26.
- Kozlov N.E., Avedisyan A.A., Balashov Yu.A., Ivanov A.A., Kamenskaya A.D., Mukhamedova I.V., Polyakova V.A., Pripachkin V.A., Rispolozhensky Y.A., Tarnovetsky L.L.** Some new aspects of geology, deep structure, geochemistry and geochronology of the Lapland Granulite Belt, Baltic Shield // *NGU Spec. Publ.*, 1995, № 7, p. 157—166.
- Kozlov N.E., Kozlova N.E., Martynov E.V.** Relationships between the Tanaelv and Granulite belts of Lapland: evidence from petrological and geochemical data // *Geochem. Int.*, 1998, v. 36 (9), p. 798—802.
- Kozlov N.E., Martynov E.V., Sorokhtin N.O.** Lapland Granulite Belt–Neoproterozoic subduction zone in the North-Eastern Baltic shield // *Appl. Earth Sci.*, 2011, v. 130 (4), p. 241—252, <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/25726838.2021.1930965>.
- Krill A.** Svecofennian thrusting with thermal inversion in the Karasjok-Levajok area of the Northern Baltic Shield // *NGU Spec. Publ.*, 1985, № 403, p. 89—101.
- Krill A., Bergh S., Lindahl I., Mearns E.W., Often M., Olerud S., Olesen O., Sandstad J.S., Siedleka A., Solli A.** Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotopic dates from Precambrian rocks of Finnmark // *NGU Spec. Publ.*, 1985, № 403, p. 37—54.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1973, № 37, p. 485—494.

Ludwig K.R. User's manual for Isoplot, Version 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Berkeley, CA, USA, 2008.

Marker M. Early Proterozoic (c. 2000–1900 Ma) crustal structure of the northeastern Baltic Shield: tectonic division and tectogenesis // *NGU Spec. Publ.*, 1985, v. 403, p. 55—74.

Marker M., Kaulina T.V., Daly J.S., Kislitsyn R. The Tanaelv belt and adjoining units in Finnmark, Norway and in the westernmost Kola Peninsula: State of knowledge from recent isotopic and structural evidence // *Proceedings of the Fourth SVEKALAPKO Workshop*, Lammi, Finland, 18—21 November, 1999. Oulu, Finland, University of Oulu, Institute of Geosciences, 1999, p. 77.

Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland // *Geol. Surv. Finland Bull.*, 1976, № 281, p. 129.

Mikkola E. General geological map of Finland. Sheets B7, C7, D7, Muonio, Sodankyla, Tuntajoki // *Explanation to the map of rocks*. Toimikunta, Helsinki, Suomen Geol., 1941, p. 286.

Mints M.V., Kaulina T.V., Konilov A.N., Krotov A.V., Stupak V.M. The thermal and geodynamic evolution of the Lapland granulite belt: Implications for thermal structure of the lower crust during granulite-facies metamorphism // *Gondwana Res.*, 2007, v. 12 (3), p. 252—267.

Patison N.L., Korja A., Lahtinen R. and FIRE Working Group. FIRE seismic reflection profiles 4, 4A and 4B: Insights into crustal structure of Northern Finland from Ranua to Nääämö. Finnish Reflection Experiments FIRE 2001—2005 // *Geol. Surv. Finland, Spec. Pap. № 43*, 2006, p. 161—222.

Raith M., Raase P. High grade metamorphism in the granulite belt of Finnish Lapland // *J. Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 1986, v. 24, p. 283—295.

Raith M., Raase P., Hörmann P.K. The Precambrian of Finnish Lapland: Evolution and regime of metamorphism // *Geol. Rundsch.*, 1982, v. 71, p. 230—244.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Am. Mineral.*, 2010, v. 95, p. 185—187.

*Поступила в редакцию 16 июля 2021 г.,
принята в печать 13 октября 2021 г.*