

Мафит-ультрамафитовые субдукционные комплексы Беломорской эклогитовой провинции: состав и условия формирования

К. А. Докукина¹, В. И. Пожиленко², Е. Л. Кунаккузин², А. Н. Конилов¹, А. А. Компанченко²

¹Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 1, e-mail: dokukina@mail.ru

²Геологический институт, ФИЦ “Кольский научный центр” РАН, 184209, г. Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14

Поступила в редакцию 26.01.2026 г., принята к печати 15.04.2026 г.

Объект исследования. Ассоциация метаморфических пород Салмы (Беломорская эклогитовая провинция (БЭП), Фенноскандинавский щит Восточно-Европейского кратона) представляет собой проявление единого мезо-неоархейского субдукционно-аккреционного комплекса активной континентальной окраины Кольского палеоконтинента. **Цель.** Исследовать генетические связи между эклогитами, метаперидотитами, продуктами плавления эклогитов в зоне субдукции и вмещающими эти породы тоналит-гранодиоритовыми (ТТГ) гнейсами. **Общие положения.** Представлено обобщение по породам мезо-неоархейской зоны океанической палеосубдукции под активную континентальную окраину Кольского палеоконтинента. Работа включает как литературные, так и новых петрологические и геохимические данные. Эклогиты: субдукционные эклогиты БЭП локализованы внутри ТТГ гнейсов и имеют дифференцированные составы протолитов океанической коры (от N-MORB до E-MORB). Эклогиты сохраняют следы прогрессивной эволюции океанической коры: от ее формирования в медленноспрединговом центре и низкотемпературного преобразования на морском дне до субдукции в мантию на глубины более 70 км. Адакиты и андезиты. Адакитовые лейкосомы в эклогитах и адакитовые гнейсы указывают на частичное плавление относительно молодой эклогитизированной океанической коры на глубинах >70 км и температурах >750°C. Значительные объемы андезитовых магм, вероятно, возникли при плавлении мантийного клина, метасоматизированного надсубдукционными флюидами. Как андезитовый, так и адакитовый надсубдукционный магматизм способствовали росту континентальной окраины. Метаперидотиты. В эклогитах встречаются ультрамафиты: серпентиниты, тальковые сланцы, карбонатсодержащие хлоритовые гарцбургиты со слоями и жилами гранатовых пироксенитов. Метаперидотиты образовались в результате низкотемпературной гидратации абиссальных мантийных перидотитов в медленноспрединговом океаническом хребте или в зоне изгиба плиты у глубоководного желоба, что привело к их превращению в серпентиниты. Крупные фрагменты серпентинитов были тектонически внедрены в субдуцирующую плиту. Хлоритовые гарцбургиты сформировались за счет частичной дегидратации серпентинитов на глубине >30 км и температурах ≈650°C. На глубинах >70 км и температурах >750°C мантийные породы взаимодействовали с расплавами, отделившись от слэба, образуя прослои и жилы гранатовых пироксенитов вебстеритового состава. **Выводы.** Исследованные в Беломорской эклогитовой провинции породы фиксируют полный цикл эволюции океанической литосферы (кора и мантия) в архейской зоне субдукции и синхронное формирование активной окраины Кольского палеоконтинента. Породы, описанные в статье, отражают ключевые этапы этого процесса.

Ключевые слова: эклогиты, серпентиниты, гранатовые пироксениты, адакиты, субдукция

Источник финансирования

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 25-77-10097

Mafic-Ultramafic Subduction Complexes of the Belomorian Eclogite Province: Composition and Formation Conditions

Ksenia A. Dokukina¹, Vladimir I. Pozhilenko², Evgeny L. Kunakkuzin², Alexander N. Konilov¹, Alena A. Kompanchenko²

¹Geological Institute, RAS, 7/1 Pyzhevsky lane, Moscow 119017, Russia, e-mail: dokukina@mail.ru

²Geological Institute, Federal Research Center “Kola Science Center”, RAS, 14 Fersman st., Murmansk Region, Apatity, 184209, Russia

Received 26.01.2026, accepted 15.04.2026

Для цитирования: Докукина К.А., Пожиленко В.И., Кунаккузин Е.Л., Конилов А.Н., Компанченко А.А. (2026) Мафит-ультрамафитовые субдукционные комплексы Беломорской эклогитовой провинции: состав и условия формирования. *Литосфера*, 26(3), 540–564. <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-3-540-564>. EDN: AWBQTE

For citation: Dokukina K.A., Pozhilenko V.I., Kunakkuzin E.L., Konilov A.N., Kompanchenko A.A. (2026) Mafic-Ultramafic Subduction Complexes of the Belomorian Eclogite Province: Composition and Formation Conditions. *Lithosphere (Russia)*, 26(3), 540–564. (In Russ.) <https://doi.org/10.24930/2500-302X-2026-26-3-540-564>. EDN: AWBQTE

Research subject. The Salma metamorphic rock association (Belomorian Eclogite Province (BEP), Fennoscandian Shield, East European Craton) represents a manifestation of a single Meso-Neoproterozoic subduction-accretion complex of the active continental margin of the Kola paleocontinent. **Aim.** To investigate genetic relationships between eclogites, metaperidotites, products of eclogite melting in the subduction zone, as well as the tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) gneisses that host these rocks. **Key points.** Information on the rocks of the Meso-Neoproterozoic oceanic paleo-subduction zone beneath the active continental margin of the Kola paleocontinent is reviewed and generalized. The work compiles both published and new petrological and geochemical data. **Eclogites.** Salma subduction eclogites of Salma in the BEP are localized within TTG gneisses and have variable protolith compositions of oceanic crust ranging from N-MORB to E-MORB. The eclogites preserve a record of prograde evolution of the oceanic crust, from formation in a slow-spreading center and low-temperature seafloor alteration to subduction into the mantle to depths >70 km. **Adakites and andesites.** Adakitic leucosomes in eclogites and adakitic gneisses indicate partial melting of relatively young eclogitized oceanic crust in the subduction zone at depths >70 km and temperatures >750°C. Large volumes of andesitic magmas probably originated from the melting of the mantle wedge metasomatized by supra-subduction fluids. Both adakitic and andesitic supra-subduction magmatism contributed to the growth of the continental margin. **Metaperidotites.** The eclogites contain magnesian ultramafic rocks, including serpentinites, talc schists, carbonate-bearing chlorite harzburgites with layers and veins of garnet pyroxenites. Metaperidotites formed by low-temperature hydration of abyssal mantle peridotites in a slow-spreading oceanic ridge or in the plate-bending zone near a deep-sea trench, which transformed them into serpentinites. Large serpentinite fragments were tectonically incorporated into the subducting plate. Chlorite harzburgites resulted from partial dehydration of serpentinites at depths >30 km and temperatures of ≈650°C. At depths >70 km and temperatures >750°C, mantle rocks interacted with slab-derived melts, forming layers and veins of garnet pyroxenites of websteritic composition. **Conclusions.** The rocks studied in the Belomorian Eclogite Province record a complete cycle of oceanic lithosphere evolution (crust and mantle) in an Archean subduction zone and the synchronous formation of an active margin of the Kola paleocontinent. The rocks described in the paper reflect key stages of this process.

Keywords: eclogites, serpentinites, garnet peridotites, adakites, subduction

Funding information

The study was supported by grant No. 25-77-10097 from the Russian Science Foundation

Acknowledgements

The authors express their gratitude to the reviewers for their constructive comments, which contributed to a significant improvement in the quality of the article.

ВВЕДЕНИЕ

Современная тектоника плит является одним из ключевых факторов, контролирующих эволюцию литосферы, гидросферы, атмосферы и в конечном счете биосферы Земли. Поэтому определение того, когда впервые возникла субдукция современного стиля, имеет решающее значение. На сегодняшний день ведутся постоянные дебаты с аргументами как за, так и против существования тектоники плит современного типа в архее. Основные аргументы против архейской тектоники плит включают: высокий геотермический градиент в мантии (Herzberg et al., 2010); тонкую, плавучую и недостаточно вязкую литосферу над горячей мантией, которая трудно поддается субдукции (Gerya, 2014; Lenardic, 2018); геохимическое моделирова-

ние, предполагающее, что субдукция, возможно, не была необходима для формирования пород субдукционного типа, таких как бониниты, андезиты и адакиты (например, Nebel et al., 2024). Сторонники этой точки зрения в первую очередь ссылаются на следующие аргументы: коматииты (происходящие из перегретой мантии); отсутствие архейских коровых эклогитов, интерпретируемых как доказательство либо отсутствия тектоники плит, либо существования какого-то иного тектонического режима (Davies, 1992; Lenardic, 2018; Nebel et al., 2024); а также высокие температурные градиенты, которые препятствовали эклогитизации основных пород (Bjørnerud, Austrheim, 2004).

Для реконструкции геодинамических обстановок архея особенно важны геологические свидетельства тектоники плит, такие как офиолиты и

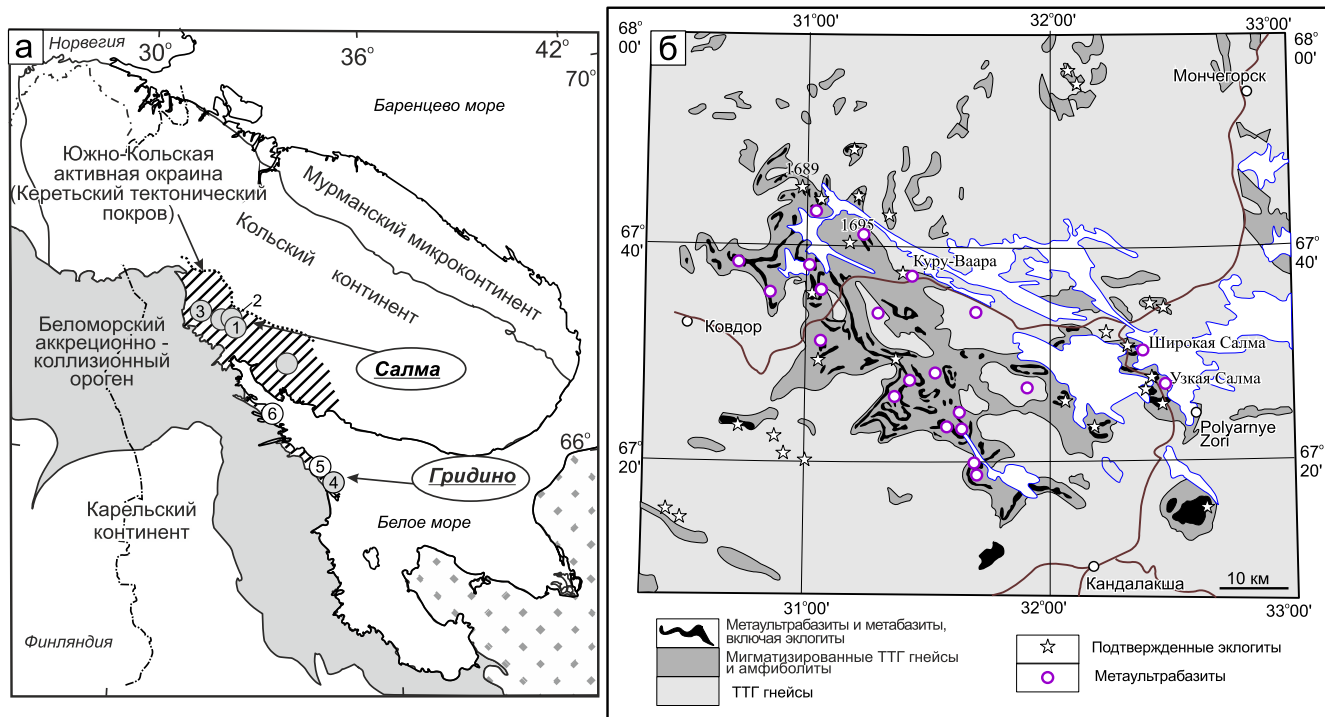


Рис. 1. Схематическая геологическая карта.

а – Фенноскандинавский щит и локализация эклогитов (цифры в кружках по (Mints et al., 2010)). Субдукционные эклогиты: 1 – Широкая Салма, 2 – Узкая Салма, 3 – Чалма (карьер Куру-Ваара), 4 – остров Столбиха; эклогиты, связанные с коллизией: 5 – дайковый рой Гридино, 6 – Красная губа.

б – Енисейский зеленокаменный пояс, где показаны известные эклогитовые тела и тела ультрабазитов.

Fig. 1. Schematic geological map.

а – Fennoscandian Shield and eclogite localities there (numbers in circles modified after (Mints et al., 2010)). Subduction-related eclogite: 1 – Shirokaya Salma, 2 – Uzkaya Salma, 3 – Chalma (Kuru-Vaara quarry), 4 – Stolbikha Island; collision-related eclogite: 5 – Gridino dyke swarm, 6 – Krasnaya Bay.

б – Ena greenstone belt, showing the known Salma eclogite and ultrabasic bodies.

связанные с субдукцией эклогитовые комплексы. Например, исследования супракrustального пояса Исуа (Гренландия) показывают, что спрединг и формирование океанической коры начались в эоархее (~3.80–3.70 млрд лет назад) (Furnes et al., 2009).

Беломорская эклогитовая провинция (БЭП) на Фенноскандинавском щите представляет собой уникальную природную лабораторию, где широко обнажены мезо- и неоархейские коровые эклогиты, сформированные по мезоархейским океаническим протолитам. Совокупность офиолитоподобных пород, включающих метаморфизованные осадки, базальты, метагабброиды, метаультрабазиты, и эклогиты в Беломорской провинции указывают на то, что субдукция и тектоника плит современного типа, вероятно, начались в мезоархее (~2.9–2.8 млрд лет назад).

При геологическом картировании Енисейского сегмента БЭП среди гнейсов тоналит-гранодиоритового (ТТГ) состава было выявлено широкое распространение (около 80 участков)

в разной степени регрессивно измененных реликтов архейских субдукционных эклогитов ассоциации Салмы; а также несколько десятков тел метаморфизованных ультрабазитов среди протяженных пластовых тел эклогитов и амфиболитов (рис. 1б). Гипербазиты и эклогиты присутствуют в одних и тех же обнажениях и, очевидно, генетически связаны (рис. 2). В статье исследуются связи между мафитовыми, ультрамафитовыми породами, продуктами плавления эклогитов в зоне субдукции и вмещающими ультрамафит-мафитовые породы гнейсами.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Вдоль северо-восточной границы Беломорского аккреционного орогена, в пределах активной окраины Инари-Кольского палеоконтинента, сложенной тоналит-гранодиоритовыми комплексами, расположены тела эклогитов, сформированные в связи с мезо-неоархейской субдукцией (рис. 1а).

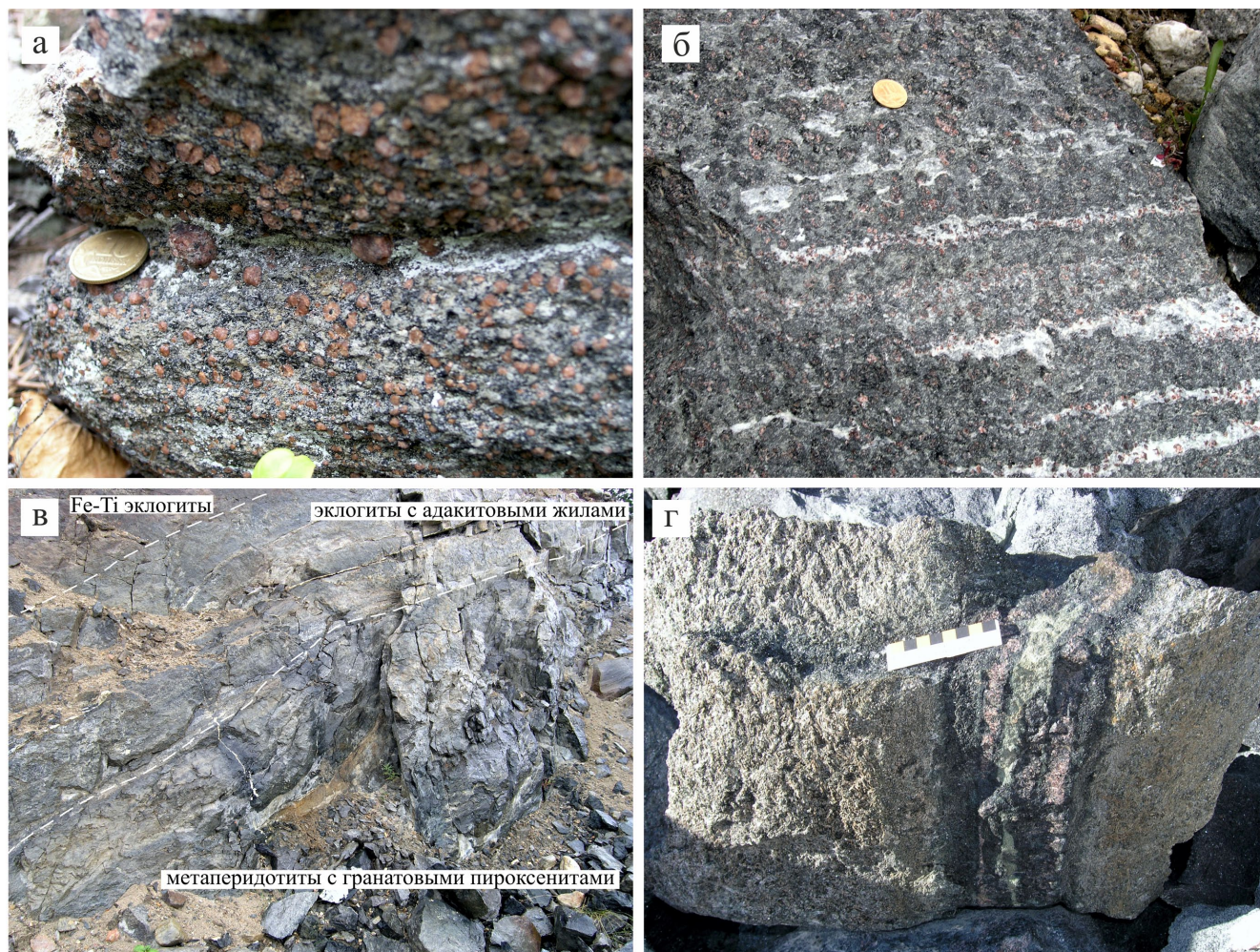


Рис. 2. Фотографии обнажений.

а – симплектитовый эклогит, Узкая Салма; б – симплектитовый эклогит, содержащий *Grt-Ky-Qtz* лейкократовые прожилки, Узкая Салма; в – метаперидотит внутри эклогитов, Узкая Салма; г – прожилки гранат-клинопироксенового состава в хлоритовом гарцбургите, карьер Куру-Ваара. Границы между прожилками *Grt-Cpx* и метагарцбургитами амфиболитизированы.

Fig. 2. Outcrop photographs

а – symplectitic eclogite, Uzskaya Salma locality; б – symplectitic eclogite containing *Grt-Ky-Qtz* leucocratic veinlets, Uzskaya Salma locality; в – metaperidotite within eclogites, Uzskaya Salma locality; г – garnet-clinopyroxene veinlets in chlorite harzburgite, Kuru-Vaara quarry. The boundaries between *Grt-Cpx* veinlets and metaharzburgites are amphibolitized.

Беломорский аккреционно-коллизийный ороген находится в северо-западном сегменте архейского ядра Фенноскандинавского щита. Протяженная область, включающая пассивную окраину Хетоламбинского микроконтинента, сутурную зону Центрально-Беломорского зеленокаменного пояса и активную окраину Инари-Кольского микроконтинента, образованную тоналит-трондьемит-гранодиоритовыми гнейсами и включающую эклогиты, рассматривается в качестве Беломорской эклогитовой провинции (см. рис. 1а). Традиционно эта область описывается в составе Беломорского под-

вижного пояса. Центрально-Беломорский зеленокаменный пояс состоит из деформированных мезоархейских (≈ 2.88 – 2.85 млрд лет) мафит-ультрамафитовых пород океанического происхождения. Мезоархейско-неоархейская субдукция океанической литосферы между микроконтинентами Хетоламбина и Инари-Кольским привела к формированию БЭП, которая охватывает краевые части обоих микроконтинентов и Центрально-Беломорскую офиолитовую шовную зону, погружающуюся на северо-восток под активную палеоокраину Инари-Кольского палеоконтинента (Mints et al., 2010,

2014). Палеоокраина состоит из архейских (3.0–2.7 млрд лет) тоналит-грандьеит-гранодиоритовых гнейсов и зеленокаменных поясов. Субдукция океанических комплексов началась между 2.90 и 2.87 млрд лет назад, а события эклогитовой фации произошли не позднее 2.7 млрд лет назад, вероятнее всего в интервале между ≈ 2.87 и 2.78 млрд лет назад (Mints et al., 2014, 2015; Dokukina, Mints, 2019). В регионе установлено не менее трех поздних высокотемпературных событий, характеризующихся протяженным по времени мафическим и кислым магматизмом и заложением осадочно-вулканогенных рифтогенных бассейнов плюмового генезиса с возрастами 2.72–2.70, 2.4–2.5 и 2.1–1.9 млрд лет. Режим растяжения сменился коллизионным сжатием с формированием Лапландско-Свекофеннского палеопротерозойского орогена на рубеже 1.9 млрд лет (Mints et al., 2014, 2015; Balagansky et al., 2016).

В соответствии с географической локацией в БЭП выделяются две эклогитовые ассоциации: Салмы (ТТГ-гнейсы и эклогиты, сформированные в результате субдукции океанических коровых пород) и Гридино (ТТГ-гнейсы, тектонический меланж, субдукционные эклогиты и эклогитизированные мафитовые дайки).

Эклогиты Салмы формировались по океаническим габброидам комплекса переслаивающихся габбро, Fe-Ti габбро и габброноритов, базальтам и вулканогенно-осадочным породам, протолиты которых были сформированы ≈ 2.9 млрд лет назад в процессе раскрытия мезоархейского медленно-спредингового хребта (Mints et al., 2010, 2014, 2015; Щипанский и др., 2012а, б; Mints, Dokukina, 2020).

Оценке мезо-неоархейского возраста метаморфизма эклогитовой фации в БЭП (Mints et al., 2010, 2014, 2015; Konilov et al., 2011; Докукина и др., 2012; Щипанский и др., 2012а, б; Dokukina et al., 2014; Balagansky et al., 2024) противостоит модель, утверждающая позднепалеопротерозойский возраст этого события (Скублов и др., 2011, 2012; Li et al., 2017, 2023; Imayama et al., 2017; Yu et al., 2018). Подробный разбор существующих представлений и критика модели позднепалеопротерозойского возраста эклогитового метаморфизма в БЭП приведены в работах (Dokukina, Mints, 2019; Mints, Dokukina, 2020) и не входят в задачи этой статьи.

МЕТОДЫ

Минералогия. Химический анализ минералов выполнен на сканирующем электронном микроскопе Tescan VEGA II XMU, оснащенный системами рентгеновского детектирования Oxford Instruments WDS Energy 700 и EDS Energy 450, в ИЭМ РАН (г. Черноголовка, Московская обл.). Микронзондовые анализы сосуществующих минералов проводились на полированных шлифах по-

сле петрографического исследования. Условия работы: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток пучка ≈ 350 пА на элементе (Co) для количественной оптимизации, диаметр пучка 1–5 мкм или, при необходимости определения состава микрокристаллического минерального агрегата, анализ в области 20–30 мкм в растровом режиме. Время захвата составляло 70 с. Точность каждого анализа была выше $\pm 2\%$.

Рамановские спектры серпентинитов были получены с неориентированных образцов на спектрометре EnSpectr R532, совмещенном с оптическим микроскопом Olympus BX-43. Спектрометр оборудован твердотельным лазером с длиной волны 532 нм, максимальная мощность лазера 18 мВт, диапазон регистрации 90–4500 см^{-1} , диаметр лазерного луча около 2 мкм, спектральное разрешение 5–8 см^{-1} , точность определения волновых чисел $\pm 1 \text{ см}^{-1}$, объектив $\times 50$ (NA 0.75). Условия регистрации: мощность 50% от максимальной, время экспозиции 1 с, число повторений 150–200. При обработке рамановских спектров использовалась программа Fityk 1.3.1 (Wojdyr, 2010).

Геохимия. Анализ основных элементов выполнен в ГИН РАН (Москва, Россия) рентгенофлуоресцентным методом с использованием спектрометра S4 Pioneer фирмы Bruker (Германия) и программного обеспечения Spectra-Plus. Анализ микроэлементов выполнен в Институте технологий микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) с использованием атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICAP-61, Thermo Jarrell Ash, США).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Енский зеленокаменный пояс является частью БЭП и включает породы эклогитовой ассоциации Салма (см. рис. 1б). Енский зеленокаменный пояс представляет собой архейско-палеопротерозойскую полиметаморфическую структуру, расположенную на юго-западе Кольского полуострова и входящую в состав юго-западной части Инари-Кольской активной палеоокраины (Mints et al., 2010, 2015). Это асимметричная сложная синформная структура северо-западного простирания протяженностью около 100 км и шириной до 40 км. С юго-запада пояс ограничен тектоническим покровом Чупинского гранулит-гнейсового пояса, надвинутого на метаморфические породы Енского пояса.

Метаморфические породы Енского комплекса представлены неравномерно мигматизированными ТТГ-гнейсами, незначительным количеством метаосадочных кианит-гранат-биотитовых гнейсов, а также крупными телами эклогитов и амфиболитизированных эклогитов (размером до не-

скольких десятков километров в длину и километры в ширину) (см. рис. 16). В состав эклогитовых тел включены линзы и тонкие прослои метаперидотитов (размером до нескольких десятков метров в длину и метров в ширину). Тела метаперидотитов залегают согласно полосчатости внутри тел эклогитизированных пород неоднородного состава. Ранее эти метаперидотиты рассматривались как метакоматииты (Пожиленко, 1987).

Эклогиты представлены в основном симплектитовыми разновидностями, характеризуются светло-серой зеленоватой массой, выполненной клинопироксен-плагноклазовыми симплектитовыми сростаниями, замесившими омфациит с порфиробластами крупного (до 0.1–1.0 см) зонального граната (см. рис. 2а). Тела эклогитов часто содержат полосчатые скопления, линзы, жилы и прожилки кислого состава, состоящие из высокобарной ассоциации кварца, кианита, граната и реакционного плагноклаза (см. рис. 2б).

Тела метаперидотитов (см. рис. 2в, г) представлены чередованием амфиболитизированных доломит- и шпинельсодержащих хлоритовых гарцбургитов с реликтами серпентинитов, тальковых сланцев, гранатовых пироксенитов, гранатовых амфиболитов, безгранатовых амфиболитов и тремолит-актинолитовых сланцев. На выветрелой поверхности наименее измененные метагипербазиты представляют собой полосчатые породы, образованные чередованием слоев, сложенных преимущественно или серпентином, или хлоритом и доломитом, или амфиболом, или безводными силикатами: оливином, ортопироксеном. К телам метаперидотитов приурочены прослои или прожилки гранатовых пироксенитов различной мощности (от нескольких сантиметров до нескольких метров) (см. рис. 2г). Иногда тонкие слои гранатовых пироксенитов чередуются с тонкими слоями метаперидотитов. Границы между метаперидотитами и гранатовыми пироксенитами часто амфиболитизированы (см. рис. 2г).

Петрография и минералогия

Гнейсы, вмещающие эклогиты и метаперидотиты представлены гранатовыми и безгранатовыми разновидностями, состоят из биотита, амфибола, эпидота, плагноклаза, кварца. Состав граната – $Alm_{62-66}Prp_{16-23}Grs_{14-17}$, плагноклаз представлен олигоклаз-андезином (An_{29-31}). Включения биотита в гранате содержат несколько больше титана и магния ($TiO_2 = 3.45$ мас. %, $\#Mg = 63$), чем биотит окружающей матрицы ($TiO_2 = 1.55-2.46$ мас. %, $\#Mg = 52-54$). Акцессорные минералы: пирит, сростания магнетита и ильменита, циркон.

Эклогиты. Наиболее распространенными являются амфиболитизированные симплектитовые эклогиты (рис. 3а), состоящие из пойкилитового граната и диопсид-андезиновых симплектитовых

псевдоморфоз по омфацииту, а также амфибол-плагноклазовых келифитовых кайм на границе граната и симплектита (рис. 3б). Среди симплектитовых эклогитов сохраняются свежие разновидности, состоящие из омфациита, граната, рутила и кварца (рис. 3в). Омфациит имеет высокое содержание Jd и $Ca-Ts - Na_2O$ (до 4.19 мас. %) и Al_2O_3 (до 8.9 мас. %), гранат имеет состав $Alm_{40-42}Prp_{30-40}Grs_{23-29}$. Гранат иногда имеет атоллую или пойкилитовую структуру и содержит включения низкотемпературных минералов, таких как пумпеллит, актинолит, альбит, эпидот и хлорит (см. рис. 3б).

Лейкократовые жилы имеют мощность от 1 до 40 см и прослеживаются на несколько метров внутри эклогитовых тел (см. рис. 2б). Жилы состоят из ассоциации кварц + кианит + гранат, границы между которыми разделяются плагноклазом (рис. 3г, д). Гранат характеризуется зональностью с увеличением содержания пиропового компонента от ядра к краю. Железистые ядра граната ($Alm_{55-59}Prp_{13-17}Grs_{25-27}Sps_{3-4}$) не содержат минеральных включений. Гранат имеет включения фенгита (от 3.19 до 3.51 катионов Si на 11 атомов кислорода), цоизита и кварца на переходных границах между железистыми ядрами и магнезиальными каймами. Состав этих переходных зон ($Alm_{46-50}Prp_{21-29}Grs_{15-28}Sps_{2-3}$). По направлению к краю Prp в гранате увеличивается, а Grs уменьшается ($Alm_{39-51}Prp_{28-34}Grs_{16-25}Sps_{1-3}$); каймы содержат включения кианита, плагноклаза, биотита, амфибола, апатита, кальцита. Иногда гранат имеет тонкие внешние ретроградные каймы состава $Alm_{60-70}Prp_{26-33}Grs_{22-24}Sps_{3-4}$, которые контактируют с каймами плагноклаза и хлоритизированными чешуйками биотита. Реакционный андезин в каймах имеет состав An_{30-37} ; на границе с гранатом – An_{32-43} . Акцессорные минералы в кианит-кварцевой матрице представлены рутилом, цирконом, хлорсодержащим апатитом, халькопиритом и пентландитом. Домены плагноклаза содержат биотит, рутил, ильменит и шпинель. В местах контакта жил с симплектитовыми эклогитами развивается амфибол, а кианит полностью замещается анортитовым плагноклазом.

Метаперидотиты представлены реликтовыми фрагментами серпентинитов (рис. 3е; 4а, б) среди карбонат- и шпинельсодержащих гарцбургитов (рис. 4в–д). Последние формируют систему жил, пересекающих относительно крупные фрагменты серпентинитов, либо содержат реликтовые фрагменты серпентинитов. Серпентиниты имеют сетчатую структуру, представленную серпентинами, которые псевдоморфно замещают оливин и ортопироксен и вместе с магнетитом формируют сеть разноориентированных прожилок, где сохраняется реликтовый оливин (см. рис. 4а, б). Реликтовый оливин в серпентинитах имеет высокие концентрации NiO (до 0.9 мас. %), ZnO (до 0.5 мас. %) и CaO (до 0.24 мас. %), но

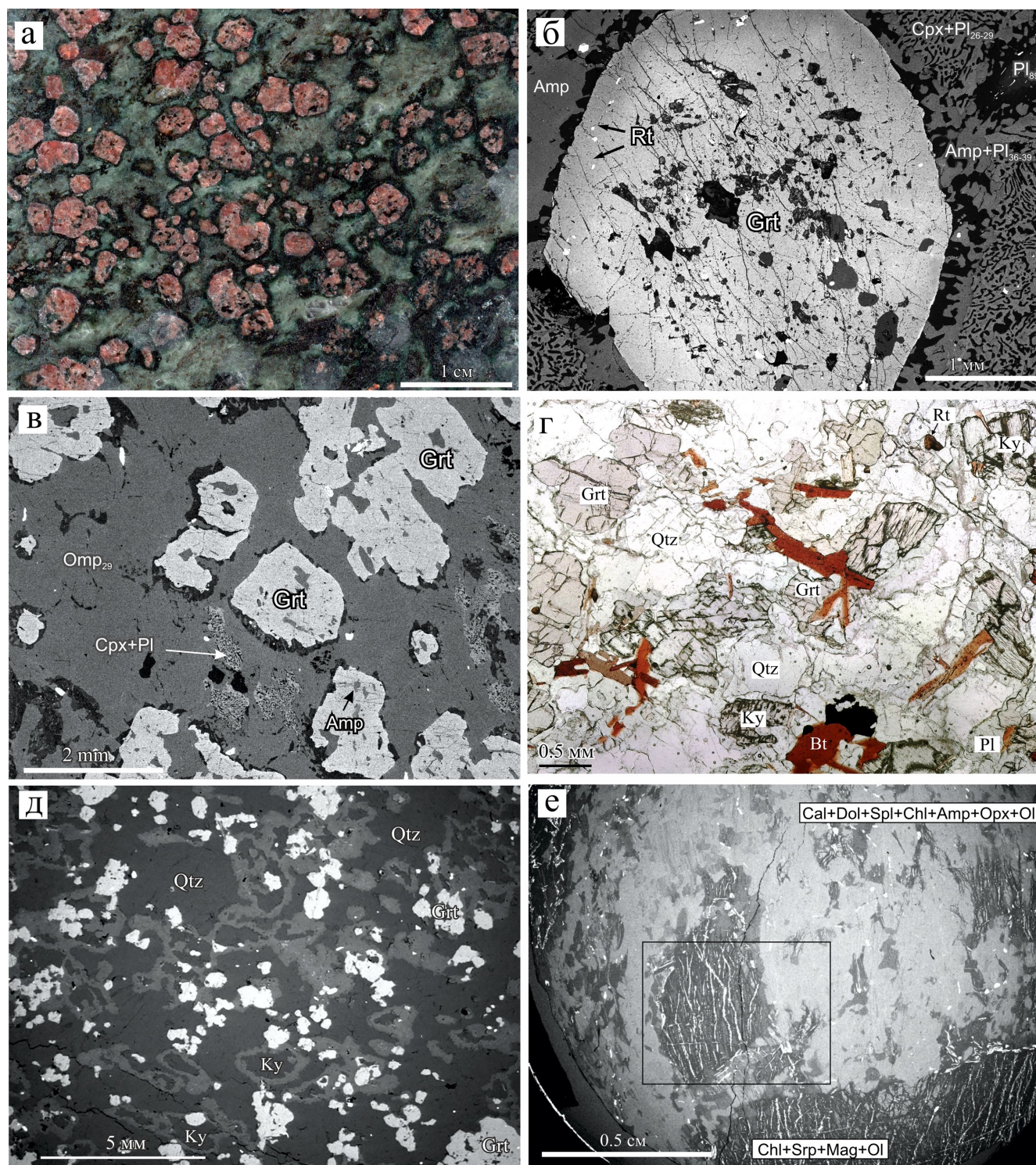


Рис. 3. Микрофотографии и BSE-изображения основных типов пород Салминской эклогитовой ассоциации.

а – симплектитовый эклогит, полированная пластинка; б – BSE-изображение симплектитового эклогита: пойкилитовый гранат в клинопироксен-плаггиоклазовом симплектитовом матриксе имеет проградную зональность и содержит в железистом ядре включения низкотемпературных и низкобарных минералов (эпидот, актинолит, хлорит, альбит, титанит), на границе между гранатом и симплектитом сформировалась амфибол-плаггиоклазовая келифитовая кайма, в правой верхней части изображения среди симплектитов сохранился реликтовый битовнит (Pl_{89}); в – эклогит, BSE-изображение; г – микрофотография в проходящем свете гранат-кианит-кварцевой лейкократовой жилы из эклогита; д – BSE-изображение гранат-кианит-кварцевой лейкократовой жилы из эклогита; е – BSE-изображение включения серпентинита в хлоритовом гарцбургите. Аббревиатура минералов здесь и далее приведена по (Whitney, Evans, 2010).

Fig. 3. Microphotographs and BSE images of the main rock types of the Salma eclogite association.

f – symplectitic eclogite, polished slab; б – BSE image of symplectitic eclogite: poikilitic garnet in a clinopyroxene-plagioclase symplectitic matrix shows prograde zoning and contains inclusions of low-temperature and low-pressure minerals (epidote, actinolite, chlorite, albite, titanite) in its iron-rich core; an amphibole-plagioclase kelyphitic rim has formed at the boundary between the garnet and symplectites; in the upper right part of the image, relic bytownite (Pl_{89}) is preserved among symplectites; в – eclogite, BSE image; г – transmitted light micrograph of a garnet-kyanite-quartz leucocratic vein from eclogite; д – BSE image of a garnet-kyanite-quartz leucocratic vein from eclogite; е – BSE image of a serpentinite inclusion in chlorite harzburgite. Mineral abbreviations are after (Whitney, Evans, 2010).

низкое содержание магния ($Mg\# = 84-85$) (рис. 5а). Серпентин в серпентинитах согласно рамановскому анализу представлен лизардитом и сменяется в хлоритовых гарцбургитах антигоритом.

Шпинелевые карбонатсодержащие хлоритовые гарцбургиты состоят из парагенезиса водных (антигорит, хлорит, амфибол) и безводных (оливин, ортопироксен ± клинопироксен) силикатов, карбонатов (доломит, магнезит, кальцит) и аксессуарных минералов (Cr-магнетит, хромит, магнетит, пирит, пентландит, ильменит, апатит) (см. рис. 4в–д).

В хлоритовых гарцбургитах оливин находится в контакте с ортопироксеном, хромитом, доломитом и хлоритом и содержит включения ортопироксена, тремолита, хлорита (с магнетитом), доломита, магнезита, хромита и пентландита (см. рис. 4г). Присутствуют как минимум две генерации оливина: более магнезиальный ($Mg\# = 82-85$) и менее магнезиальный ($Mg\# = 77-78$) (см. рис. 5а). Взаимоотношения между ними в пределах одного шлифа установить не удалось. Однако состав оливина варьирует в пределах одного обнажения. Относительно высокомагнезиальный оливин ассоциирует с высокомагнезиальным ортопироксеном, в то время как низкомагнезиальный оливин сосуществует с низкомагнезиальным пироксеном.

Хромистая шпинель (с преобладанием хромистого магнетита и железистого хромита (рис. 5б)) повсеместно встречается на контактах и внутри оливина и ортопироксена, а также внутри хлорита и доломита, и сама содержит включения хлорита. Ортопироксен содержит включения хлорита (с магнетитом), доломита и хромита (см. рис. 4г, д).

Присутствуют как минимум две генерации ортопироксена: относительно высокомагнезиальный ($Mg\# = 83-86$), ассоциирующий с высокомагнезиальным оливином, и низкомагнезиальный ($Mg\# = 78-82$), ассоциирующий с низкомагнезиальным оливином (рис. 5в). Ортопироксен имеет высокое содержание Al_2O_3 (до 2.1 мас. %), CaO (до 0.8 мас. %) и Cr_2O_3 (до 0.7 мас. %) (см. рис. 5в).

Амфиболы ряда актинолит–тремолит замещают серпентиниты на ранних стадиях метаморфических преобразований.

Хлорит (клинохлор) содержит тонкие пластинки магнетита, образует контакты и встречается в виде включений во всех других породообразующих минералах (см. рис. 4г, д).

Доломит находится в контакте с оливином, ортопироксеном и хлоритом и содержит включения оливина, хлорита (с магнетитом) и хромита. Магнезит был идентифицирован как включение в оливине (см. рис. 4д).

Ассоциация хлорит + оливин + ортопироксен замещается магнезиальной роговой обманкой иногда в ассоциации с гранатом. Ранние хромистые шпинели замещаются пикотитом, а доломит замещается кальцитом. Аксессуарные минералы на этой стадии включают ильменит, пентландит, пирит и апатит.

Гранатовые пироксениты относительно однородны по минеральному составу, состоят из граната, магнезиального ортопироксена, клинопироксена и амфибола (рис. 4е, 5г). Ортопироксен имеет узкий диапазон состава ($Mg\# = 72-75$) с повышенным содержанием Al_2O_3 (0.9–2.2 мас. %). Клинопироксен характеризуется высоким содержанием магния ($Mg\# = 83-89$) Cr_2O_3 (до 0.6 мас. %), Al_2O_3 достигает 1.5 мас. %. Составы граната на диаграмме (см. рис. 5г) образуют компактную группу, хотя имеют заметные вариации по всем основным миналам ($Alm_{29-46}Prp_{31-53}Grs_{16-41}Sps_{1-7}$). Шпинель представляет собой герцинит, а амфибол – это магнезиальная роговая обманка. Рутил, ильменит и содержащий хлор апатит являются обычными аксессуарными минералами.

Химический состав

Представительные составы изученных пород приведены в табл. 1.

Гнейсы относятся к пералюминиевой натриевой ($Na_2O/K_2O \geq 1.5$, $ASI > 1$) тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (рис. 6а, 7), обогащены легкими РЗЭ: $(La/Lu)_m = 5-47$, имеют отрицательные аномалии европия с $Eu/Eu^* = 0.60-1.23$, отрицательные Ta-Nb аномалии, а также низкие значения $Nb_N/Th_N = 0.1-0.4$ (рис. 8).

Эклогиты по составу попадают в поля кварц-оливин-нормативных габбро и габброноритов (рис. 6б), разделяются на две группы: магнезиальные и железотитанистые (см. рис. 7) с плоскими спектрами РЗЭ N-MORB типа (см. рис. 8). Мульти-элементные диаграммы также показывают переходные составы эклогитов с N-MORB до E-MORB (см. рис. 8). По сравнению со средним N-MORB для эклогитов характерны более низкие концентрации

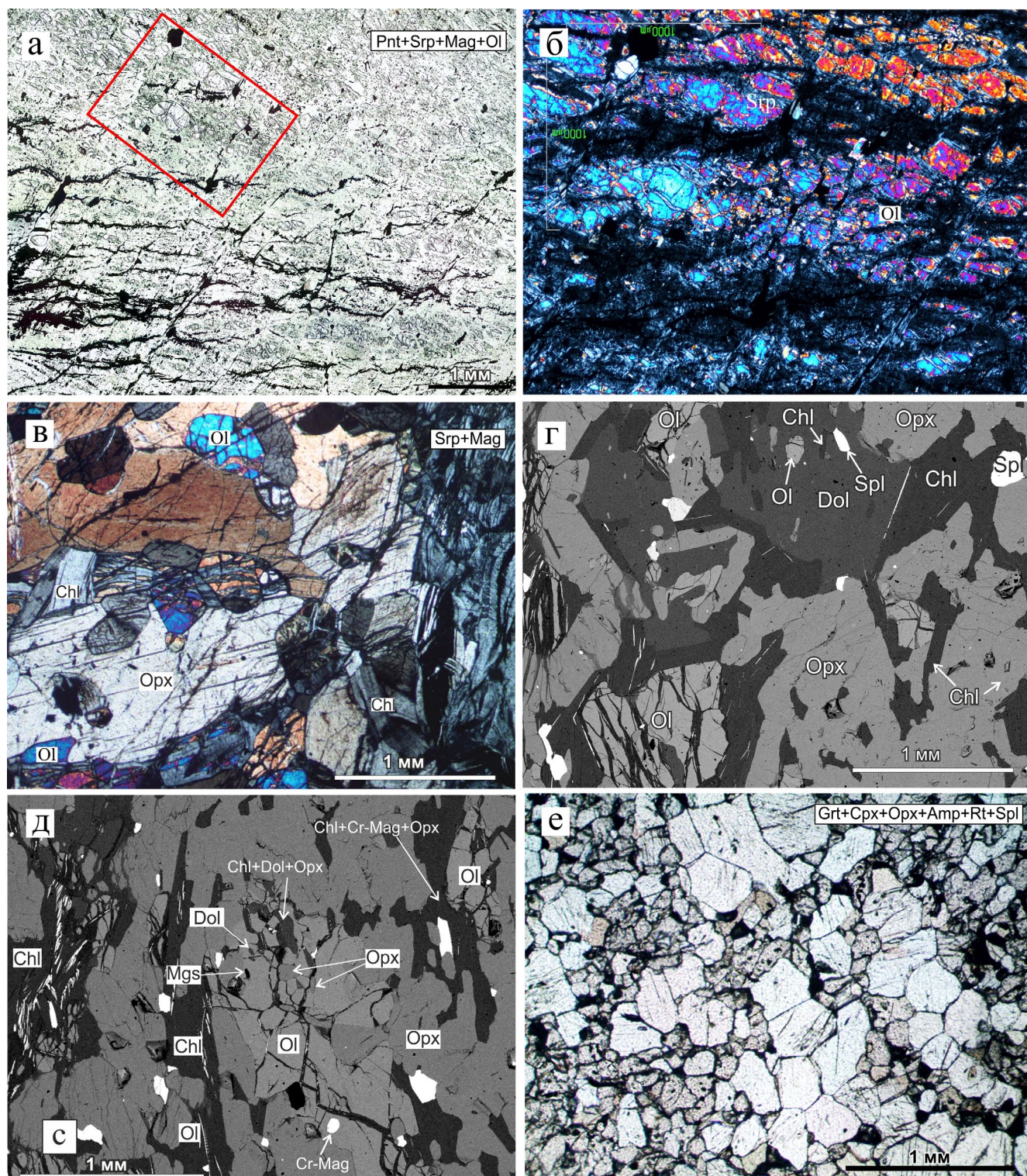


Рис. 4. Микрофотографии и BSE-изображения ультраосновных пород.

а – серпентинит, микрофотография в проходящем свете; б – микрофотография в скрещенных николях реликтов оливина в серпентините, положение увеличенного фрагмента серпентинита обозначено на рис. 4а красным прямоугольником; в – микрофотография в скрещенных николях хлоритового гарцбургита на границы с серпентинитом; г, д – BSE-изображения доломит-содержащих хлоритовых гарцбургитов; е – гранатовый пироксенит, микрофотография в проходящем свете.

Fig. 4. Microphotographs and BSE images of ultramafic rocks.

a – serpentinite, transmitted light microphotograph; б – crossed polars microphotograph of olivine relics in serpentinite, location of the enlarged serpentinite fragment is indicated in Fig. 4a by the red rectangle; в – crossed polars microphotograph of chlorite harzburgite at the boundary with serpentinite; г, д – BSE images of dolomite-bearing chlorite harzburgites; е – garnet pyroxenite, transmitted light microphotograph.

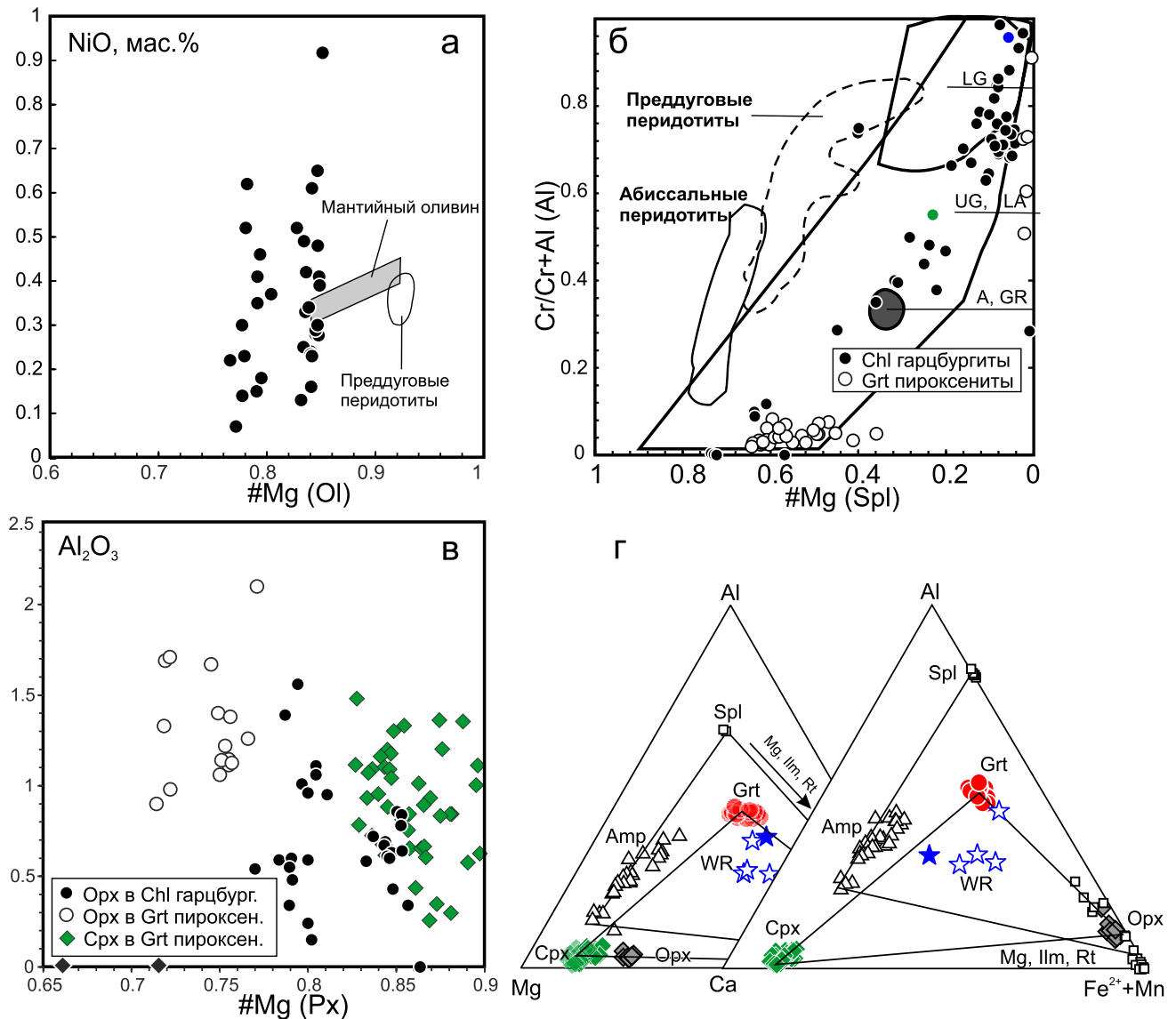


Рис. 5. Диаграммы составов минералов из метаперидотитов и гранатовых пироксенитов.

а – NiO vs Fo (Ol); б – дискриминационная диаграмма $Cr\#$ vs $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ для хромшпинелидов (поле абиссальных перидотитов – (Niu, Hékinian, 1997), поле преддуговых перидотитов – (Ishii et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998), поля метаморфических шпинелидов – (Irvine, 1967)); в – составы пироксенов: Al_2O_3 vs $Mg\#$; г – диаграмма составов породообразующих минералов гранатового пироксенита $Mg-(Fe^{2+}, Mn)-Al$ и $Ca-(Fe^{2+}, Mn)-Al$. Метаморфические фации: G – зеленосланцевая, LG – низкотемпературная зеленосланцевая, UG – высокотемпературная зеленосланцевая, A – амфиболитовая, LA – низкотемпературная амфиболитовая, UA – высокотемпературная амфиболитовая, GR – гранулитовая.

Fig. 5. Compositions diagrams for minerals from metaperidotites and garnet pyroxenites.

а – NiO content vs Fo content of olivine; б – discrimination diagram $Cr\#$ vs $Mg\# = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ for chromium spinels (the field of abyssal peridotites – (Niu, Hékinian, 1997), the forearc peridotite field – (Ishii et al., 1992; Parkinson, Pearce, 1998); the metamorphic spinel fields – (Irvine, 1967)); в – Al_2O_3 vs $Mg\#$ composition diagrams for pyroxenes; г – ternary $Mg-(Fe^{2+}, Mn)-Al$ and $Ca-(Fe^{2+}, Mn)-Al$ composition diagrams for rock-forming minerals of garnet pyroxenite. Metamorphic facies: G – greenschist, LG – low-greenschist, UG – upper greenschist, A – amphibolite, LA – low-amphibolite, UA – upper amphibolite, GR – granulite.

Таблица 1. Представительные составы основных типов метаморфических пород субдукционной ассоциации Салма
Table 1. Representative compositions of the main types of metamorphic rocks of the Salma subduction association

Порода	Метапериодит		Гранатовый пироксенит		Эклогит		Fe–Ti эклогит		Адакитовые жилы		Адакитовые гнейсы		Андезитовые гнейсы	
	1	2	3*	4	5*	6**	7***	8	9**	10***	11*	12*	13**	14*
Обр.	s204y2/1	204–7	kv05/5	s198/108	kv0502	s198y1/4	s204/2b	s198/801	s198y1/2b	s204/28	kv0620	kv0712	s198y1/9	kv0507
	мас. %													
SiO ₂	39.15	40.10	45.70	47.62	45.50	53.50	45.62	49.60	65.72	68.34	67.77	71.70	66.00	68.70
Al ₂ O ₃	5.01	1.47	8.39	6.38	17.20	12.00	13.92	13.70	19.14	15.19	14.74	15.00	14.10	15.70
TiO ₂	0.13	0.17	0.39	0.796	0.54	0.80	2.22	1.28	0.03	0.49	0.47	0.32	0.82	0.46
Fe ₂ O ₃ *	8.33	11.34	11.7	11.79	12.10	11.60	20.81	14.70	2.28	4.29	4.39	2.54	6.08	3.52
MnO	0.16	0.186	0.29	0.159	0.19	0.15	0.24	0.21	0.05	0.05	0.06	0.35	0.11	0.05
MgO	32.37	35.85	13.80	19.265	10.70	8.88	5.45	7.07	3.98	1.84	1.59	0.76	2.48	1.24
CaO	2.21	1.47	17.2	8.673	11.00	9.98	9.93	10.80	6.03	4.77	3.64	3.07	3.91	3.61
Na ₂ O	0.67	0.02	0.37	0.56	2.04	1.79	1.86	2.11	1.78	2.93	3.15	4.18	2.96	4.35
K ₂ O	0.10	0.01	0.09	3.07	0.32	0.25	0.03	0.05	0.245	0.06	3.64	2.02	1.83	1.75
H ₂ O ⁻	0.41	0.28	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁺	9.63	3.67	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
P ₂ O ₅	<0.01	0.02	0.08	0.109	0.05	0.048	0.05	0.061	0.0144	0.11	0.15	0.08	0.12	0.11
CO ₂	1.72	2.88	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
S _{общ}	–	0.00	–	–	–	0.007	–	–	<0.01	–	–	–	0.11	–
П. п. п.	–	0.86	<0.10	1.35	0.20	–	0.22	0.48	0.43	0.52	0.53	0.33	–	0.32
Total	101.17	99.01	98.01	99.77	99.84	99.01	100.35	100.06	99.70	98.59	100.13	100.35	98.52	99.81
Mg#	0.89	0.85	0.70	0.76	0.64	0.60	0.34	0.49	0.78	0.46	0.42	0.37	0.45	0.41
	г/г													
Li	1.82	–	–	–	–	11.73	–	–	7.11	–	–	–	61.19	–
Be	<0.07	–	–	–	–	0.30	–	–	0.52	–	–	–	1.42	–
Sc	14.0	11.40	–	–	–	39.23	44.00	49.30	4.68	7.00	5.70	3.07	17.97	–
V	65.00	35.30	156.00	211.00	163.00	251.80	1170.00	320.00	40.60	54.00	56.20	28.30	149.00	73.50
Cr	3842.00	703.00	1970.00	1600.00	687.00	268.80	6.50	152.00	13.11	37.00	43.90	24.50	56.80	56.20
Co	118.00	126.00	106.00	85.80	60.20	40.78	84.00	–	7.69	20.00	–	–	23.35	17.20
Ni	2161.00	2800.00	475.00	699.00	–	66.35	26.00	68.90	33.32	35.00	28.70	18.50	46.00	–
Cu	1.70	18.30	–	–	–	111.11	–	–	18.65	–	–	–	47.00	–
Zn	–	–	–	–	–	65.24	–	–	26.66	–	–	–	99.00	–
Ga	3.30	2.35	–	–	–	13.71	–	–	14.34	–	–	–	22.30	–
Rb	0.61	1.22	0.32	154.00	8.94	3.37	0.74	<2.00	2.53	40.00	125.00	78.00	93.00	17.00
Sr	9.50	10.5	91.10	25.10	59.00	23.76	41.00	54.50	259.36	404.00	349.00	231.00	329.00	330.00
Y	2.90	1.83	10.60	15.60	14.60	13.65	28.90	25.80	1.60	8.90	10.10	4.24	30.66	28.80
Zr	11.70	7.69	15.40	37.10	31.50	6.20	77.10	62.70	77.17	227.00	118.00	147.00	115.00	286.00
Nb	0.44	4.39	0.91	3.32	1.46	0.39	3.75	4.46	<П.о.	6.72	6.85	7.95	13.17	13.40
Ba	3.40	1.12	4.45	379.00	48.40	30.94	5.00	16.40	15.13	536.00	1070.00	529.00	467.00	572.00
La	0.10	3.85	1.01	1.48	0.94	0.80	0.76	1.36	3.71	25.40	26.80	23.20	26.80	50.80
Ce	0.40	7.36	2.34	6.47	2.65	2.23	2.31	2.63	7.83	50.50	53.30	43.60	60.96	106.00
Pr	0.09	0.75	0.30	0.96	0.44	0.39	0.44	0.41	0.89	5.54	5.89	4.68	6.67	12.20
Nd	0.64	2.83	1.55	5.66	2.35	2.28	3.22	2.29	3.46	20.20	21.10	15.40	26.87	43.70
Sm	0.26	0.47	0.79	2.19	0.93	1.11	2.16	1.31	0.78	3.60	3.92	2.27	4.72	8.24
Eu	0.074	0.14	0.43	0.69	0.34	0.45	1.04	0.61	0.34	1.29	1.03	0.66	1.20	1.42
Gd	0.41	0.49	1.19	2.56	1.20	2.24	3.29	2.76	0.60	3.34	2.83	1.80	4.30	7.11
Tb	0.076	<0.07	0.24	0.48	0.30	0.42	0.76	0.61	0.08	0.45	0.39	0.24	0.65	0.97
Dy	0.52	0.35	1.70	2.70	2.30	2.81	4.95	4.20	0.32	2.04	1.82	0.98	4.12	5.20
Ho	0.11	<0.08	0.40	0.60	0.58	0.58	1.07	0.97	0.05	0.34	0.34	0.15	0.89	1.04
Er	0.33	0.25	1.07	1.73	1.69	1.80	3.22	2.70	0.14	0.71	1.09	0.38	2.81	2.68
Tm	0.049	<0.03	0.16	0.24	0.26	0.26	0.44	0.41	0.02	0.12	0.14	0.06	0.42	0.41
Yb	0.31	0.21	0.95	1.51	1.58	1.72	2.93	2.82	0.17	0.70	0.93	0.30	2.92	2.76
Lu	0.048	<0.04	0.16	0.22	0.25	0.26	0.46	0.43	0.03	0.11	0.17	0.06	0.45	0.43
Hf	0.33	<0.23	0.49	1.16	0.89	0.31	2.10	1.89	1.67	5.10	3.27	4.21	2.68	7.28
Ta	<0.20	0.30	<0.1	0.21	0.08	0.04	0.23	0.20	0.28	0.51	0.40	0.39	0.75	0.71
Th	<0.04	<0.31	0.10	<0.10	0.10	0.10	0.13	<0.10	0.60	4.13	6.25	6.52	7.41	8.91
U	0.027	<0.01	0.12	0.12	0.20	0.02	0.07	<0.10	0.21	1.14	1.98	0.65	0.64	0.66
Eu/Eu*	0.70	0.89	1.36	0.89	0.98	0.91	1.19	0.98	1.50	1.14	0.95	1.00	0.82	0.57
La _N /Sm _N	0.25	5.29	0.83	0.44	0.65	0.47	0.23	0.67	3.080	4.55	4.41	6.60	3.57	3.98
Sr _N /Y _N	0.71	1.24	1.86	0.35	0.87	0.38	0.31	0.46	35.10	9.82	7.48	11.79	2.32	2.48
La _N /Yb _N	0.22	12.38	0.72	0.66	0.40	0.31	0.18	0.33	14.70	24.5	19.50	11.80	6.03	12.42

*Щипанский и др., 2012a. **Dokukina et al., 2024. ***Mints et al., 2010.

Примечание. Fe₂O₃ – суммарное железо, Mg# = Mg/(Fe + Mg). Местонахождение образцов: 1, 2, 7, 10 – Узкая Салма; 3, 5, 11, 12, 14 – карьер Куру-Ваара; 4, 6, 8, 9, 13 – Широкая Салма.

Note. Fe₂O₃ – total iron, Mg# = Mg/(Fe + Mg). Sample locations: 1, 2, 7, 10 – Uzkaia Salma; 3, 5, 11, 12, 14 – Kuru-Vaara quarry; 4, 6, 8, 9, 13 – Shirokaya Salma.

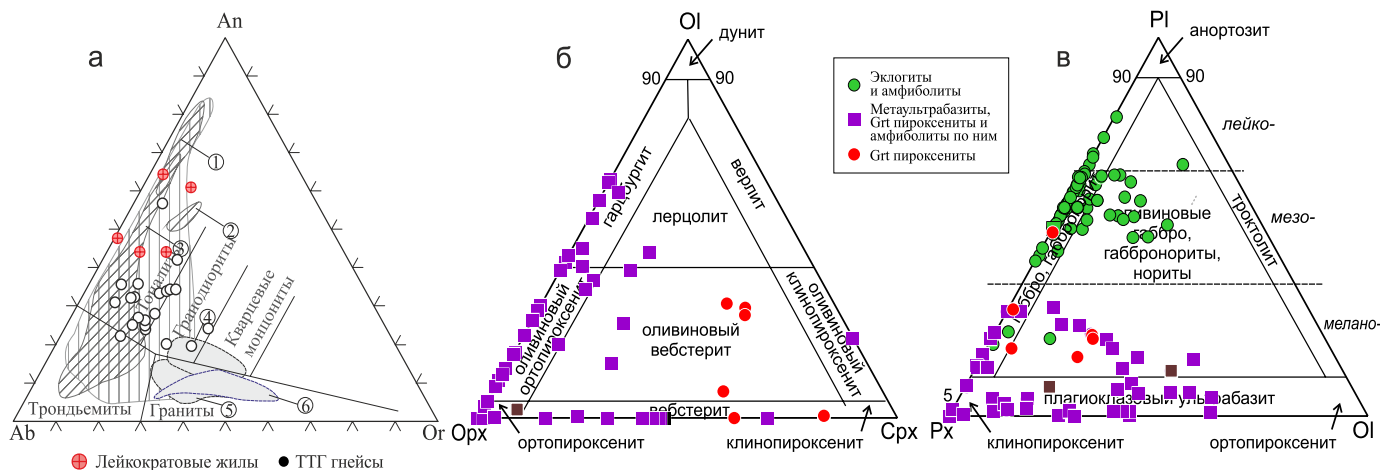


Рис. 6. Классификационные диаграммы для пород Салмы.

а – нормативный полевошпатовый состав кислых пород на диаграмме классификации *Ab–An–Or*; показаны поля экспериментальных стекол, полученных при частичном плавлении амфиболитов (наклонная штриховка), цоизитового эклогита (вертикальная штриховка) (Skjerlie, Patino Douce, 1995) и ТТГ-гнейсов (серое поле); цифры в кружках соответствуют экспериментальным результатам по плавлению: 1 – (Wolf, Wyllie, 1994), 2 – (Rushmer, 1991), 3 – (Winther, 1996), 4 – (Watkins et al., 2007), обр. SC4, 5 – (Watkins et al., 2007), обр. SC5, 6 – (Patino Douce, 2005); б, в – нормативный состав эклогитов, перидотитов и пироксенитов, основанный на соотношениях плагиоклаза, оливина и пироксенов.

Fig. 6. Classification diagram for the Salma rocks.

а – normative feldspar compositions of felsic rocks in *Ab–An–Or* classification diagram; fields of experimental glasses produced by partial melting of amphibolites (slanted hatching), zoisite eclogite (vertical hatching) (Skjerlie, Patino Douce, 1995), and TTG gneisses (gray) are shown; numerals in circles are results of melting experiments: 1 – (Wolf, Wyllie, 1994), 2 – (Rushmer, 1991), 3 – (Winther, 1996), 4 – (Watkins et al., 2007), sample SC4; 5 – (Watkins et al., 2007), sample SC5; 6 – (Patino Douce, 2005); б, в – normative eclogite, peridotite and pyroxenite, based on proportions of plagioclase, olivine and pyroxenes.

РЗЭ и большинства других элементов. Исключением является их обогащение крупноионными литофильными элементами, наиболее подвижными в процессах метаморфизма и частичного плавления.

Лейкократовые жилы имеют пералюминевый тоналитовый состав (см. рис. 6а; 7), обогащены легкими РЗЭ ($La_N/Lu_N = 15.5–24.7$, $Lu_N/Sm_N = 0.2$), характеризуются слабоотрицательными или положительными европиевыми аномалиями ($Eu/Eu^* = 0.9–1.5$) и отрицательными Ta–Nb аномалиями при $Nb_N/Th_N = 0.1–0.3$ (см. рис. 8).

Метанперидотиты по нормативному составу попадают в поля гарцбургитов и оливиновых ортопироксенитов (см. рис. 6б, в) и характеризуются самым высоким магниевым числом ($Mg\# = 84–89$) среди всех остальных мафических и фельзических пород эклогитовой ассоциации Салма, высокими содержаниями MgO (до 39 мас. %), Cr (до 2300 г/т), Ni (до 2000 г/т) и низкими содержаниями SiO_2 (35–46 мас. %) и CaO (до 4 мас. %) при вариациях содержания Al_2O_3 (от незначительных 0.6 мас. % до повышенных 7–10 мас. %), FeO_{tot} (7–15 мас. %) и MgO (20–40 мас. %), а также низкими содержаниями щелочей ($Na_2O = 0.01–1.10$ мас. %, $K_2O \leq 1.2$ мас. %). Содержат большое количество H_2O^+ (до 9.6 мас. %) и CO_2 (до 10 мас. %) (см. рис. 7).

Для метанперидотитов характерны обедненные составы по микроэлементам: наблюдаются вариации содержаний Rb (0.0–3.0 г/т), Ba (1.1–16.8 г/т), Sr ($Sr/Sr^* = 0.4–5.8$) и низкие или неопределяемые содержания U (0–0.13 г/т), Th (0–0.54 г/т), Hf (0–0.86 г/т) и Nb (0–6.65 г/т). Спектры РЗЭ относительно плоские, со слабым обогащением или обеднением легкими РЗЭ ($Lu_N/La_N = 0.1–3.0$) и небольшими отрицательными аномалиями европия ($Eu/Eu^* = 0.38–0.89$) (см. рис. 8).

Гранатовые пироксениты имеют базитовый состав: SiO_2 (46–50 мас. %), CaO (4–22 мас. %), TiO_2 (≤ 1.1 мас. %), относительно высокие содержания Al_2O_3 (5.8–8.4 мас. %) и большое магниевое число ($Mg\# = 70–81$). В основном попадают в поля вебстеритов и оливиновых вебстеритов (см. рис. 6в; 7). Гранатовые пироксениты характеризуются высокими содержаниями Cr (до 1970 г/т) и Ni (до 700 г/т) с вариациями содержаний Rb (0.32–154.00 г/т), Ba (4.5–379.00 г/т), Sr ($Sr/Sr^* = 0.3–3.7$) и низкими или неопределяемыми содержаниями U (0.1–0.2 г/т) и Th (0.00–0.39 г/т). Спектры РЗЭ относительно плоские, со слабым обогащением или обеднением легкими РЗЭ ($Lu_N/La_N = 0.6–1.5$) и небольшими отрицательными или положительными аномалиями европия ($Eu/Eu^* = 0.8–1.4$) (см. рис. 8).

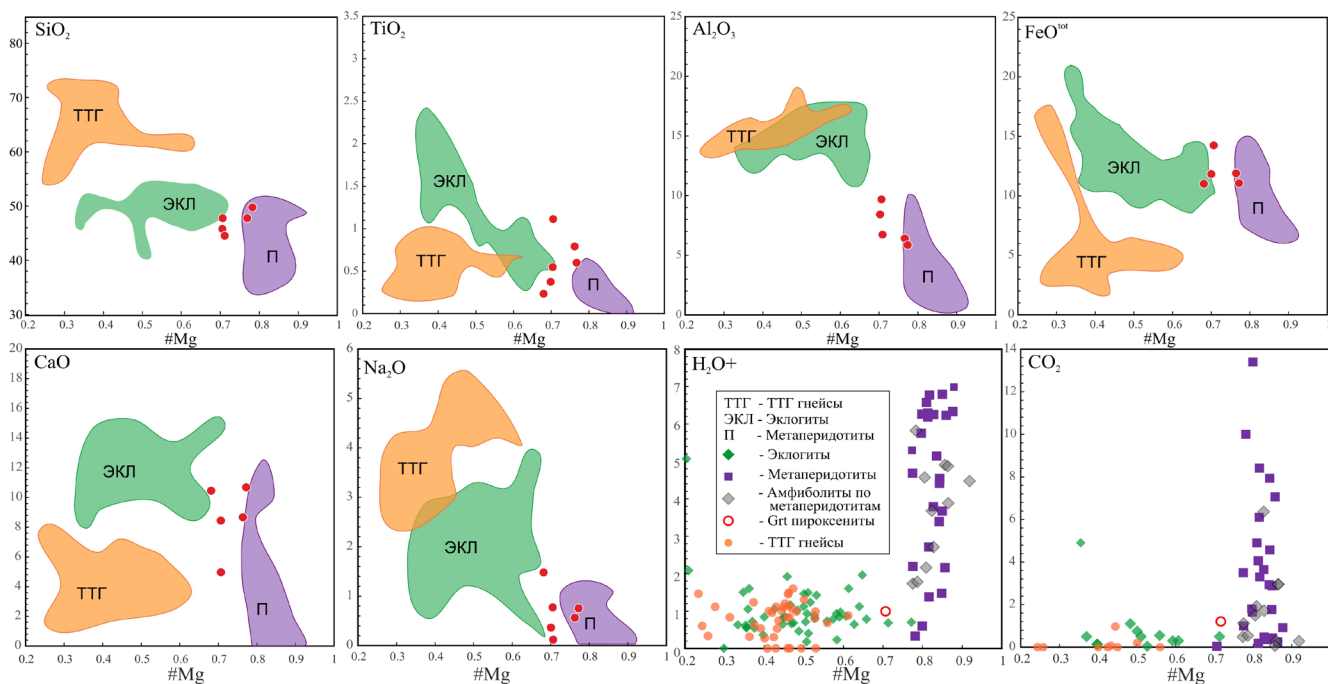


Рис. 7. Диаграммы Харкера для пород Салмы с использованием данных из работ (Mints et al., 2010; Щипанский и др., 20126; Dokukina et al., 2017).

Fig. 7. Harker diagrams for the Salma rocks with using data from (Mints et al., 2010; Shchipansky et al., 20126; Dokukina et al., 2017).

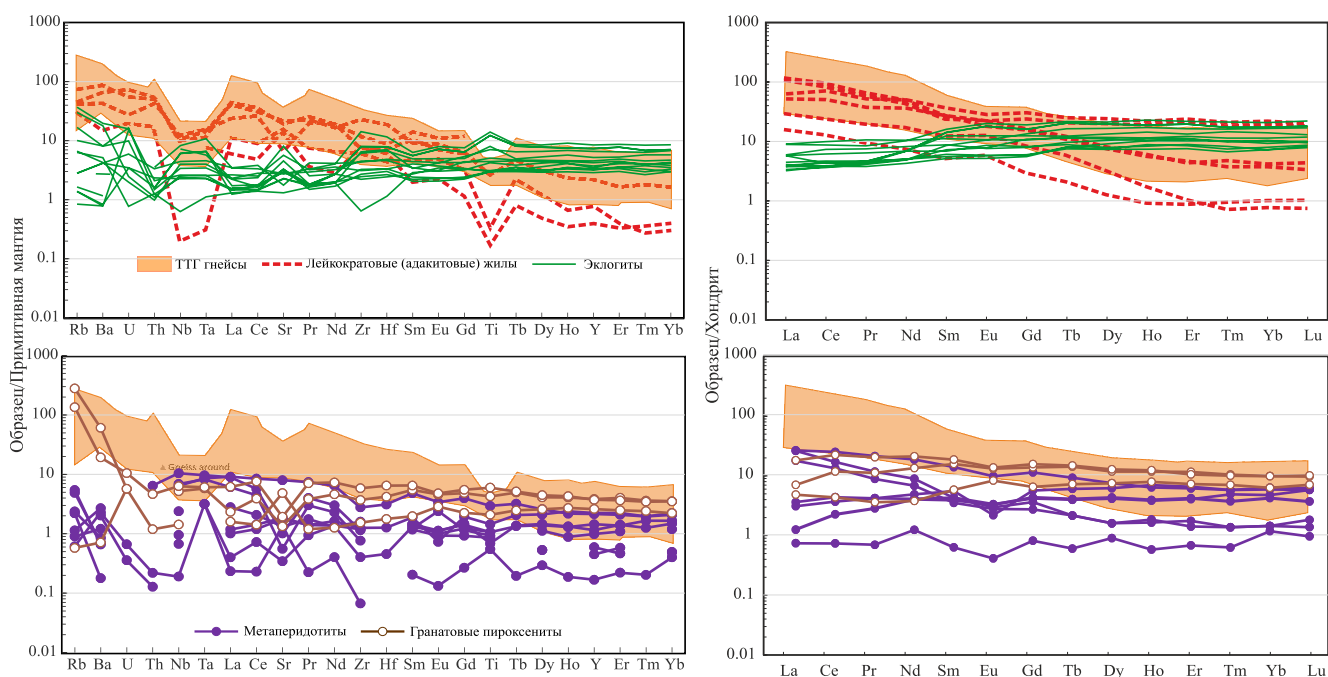


Рис. 8. Диаграммы распределения микроэлементов, нормированных на состав примитивной мантии (Hofmann, 1988), и спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на хондритовый состав (Sun, McDonough, 1989), для пород эклогитовой ассоциации Салмы с использованием данных из работ (Mints et al., 2010; Щипанский и др., 20126; Dokukina et al., 2017).

Fig. 8. Primitive mantle-normalized (Hofmann, 1988) trace element spider diagrams and chondrite-normalized (Sun and McDonough, 1989) REE patterns for rocks of the Salma eclogite association with using data from (Mints et al., 2010; Shchipansky et al., 20126; Dokukina et al., 2017).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Породы БЭП сохраняют длительную историю формирования. Метаморфические преобразования мезоархейских пород в разное время в пределах БЕП гетерогенны. В зависимости от типа метаморфических преобразований эклогиты и постэклогитовые породы локально содержат цирконы разных типов и возрастов: мезо-, неоархейского и двух палеопротерозойских этапов (см. обзор Mints, Dokukina, 2020). Наиболее заметная перестройка изотопной системы в БЭП диагностируется в палеопротерозое, около 1.9 млрд лет назад (Bibikova et al., 2001). Помимо активного роста новых метаморфических зерен циркона и кайм с возрастом ≈ 2.0 –1.8 млрд лет во время свекофеннской тектонотермальной переработки архейской коры происходит нарушение Sm-Nd системы на минеральном уровне: минеральные изохроны, полученные по основным и кислым метаморфическим породам БЭП, показывают изохронную и эррохронную зависимости с возрастом ≈ 2.0 –1.9 млрд лет (Докукина и др., 2012). Одновременно с этим в амфиболитовых парагенезисах формировался титанит, наблюдалась ребалансировка U-Pb изотопной системы рутила и Ar-Ar системы в амфиболах и слюдах (Докукина и др., 2012).

Несмотря на различные представления о времени эклогитового метаморфизма, большинство исследователей сходятся во мнении, что формирование океанических протолитов эклогитов салминской ассоциации произошло в мезоархее, около 2.9 млрд лет назад. Наиболее вероятный временной интервал для субдукции и эклогитового метаморфизма океанической коры Салмы – 2.82–2.74 млрд лет назад. Не вызывает сомнений, что перидотиты имеют генетическую связь с протолитами океанических габброидов и метабазами, соответственно, время формирования протолитов метаперидотитов и их последующий метаморфизм приходится на тот же мезонеоархейский интервал.

В большинстве исследований описывается постэклогитовый высокобарический гранулитовый метаморфизм (10–13 кбар, 720–915°C) и ретроградный амфиболитовый (8–10 кбар, 650–710°C) (Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011; Скублов и др., 2011, 2012; Щипанский и др., 2012а, б; Li et al., 2017; Liu et al., 2017; Imayama et al., 2017; Yu et al., 2018; Dokukina et al., 2021). Постэклогитовая эволюция включала несколько стадий высокобарического гранулитового и амфиболитового метаморфизма: в мезоархее (≈ 2.72 –2.7 млрд лет), раннем палеопротерозое (≈ 2.4 –2.5 млрд лет) и во время финального свекофеннского палеопротерозойского тектонотермального события (≈ 2.0 –1.9 млрд лет) (см. обзор Mints, Dokukina, 2020). Предложенные чередующиеся периоды остывания-декомпрессии и связанных с плюмами повышений температуры

в коре и подстилающей мантии отражены на P - T - t диаграмме в виде зигзагообразной P - T траектории (Dokukina et al., 2014; Mints et al., 2014).

Эклогиты. Ранее уже было показано (Mints, Dokukina, 2020), что составы, количественное соотношение и характер чередования эклогитов Салмы, сформированных по разным типам протолитов (по составу соответствующим оливиновым габбро-норитам, габброноритам или Fe-Ti габбро) близки комплексу габброидов в медленноспрединговых хребтах, исследованному в пределах Юго-Западного Индийского хребта (Dick et al., 2000; Thy, 2003) и Срединно-Атлантического хребта (Grimes et al., 2008, 2009). Также исследованы эклогиты, протолитами которых была вулканогенно-осадочная ассоциация пиллоу-лав и алюмокремнистых осадков (Dokukina et al., 2017). На классификационных геохимических диаграммах эклогиты Салмы преимущественно попадают в поле океанских базальтов N- и E-MORB (Mints et al., 2010).

P - T эволюция пород салминской ассоциации детально изучена. Низкотемпературные включения внутри гранатов и мезоархейских цирконах эклогитов, сформированные при наиболее низких температурах и давлениях, свидетельствуют о проградной ветви метаморфической эволюции океанических пород (см. обзор Mints, Dokukina, 2020; Li et al., 2025). Эти включения интерпретируются как продукты изменения океанических пород Салмы при метаморфизме морского дна (Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011). Низко- и среднетемпературные минеральные ассоциации, представленные включениями хлорита, эпидота, актинолита, марганцевого граната, титанита в атолловом гранате, характеризуют проградный путь океанических пород при погружении в зону субдукции.

Исследователи региона выделяют как минимум три стадии метаморфических преобразований, не считая прогрессивную ветвь. Пик эклогитового метаморфизма, по разным оценкам, соответствует 15–22 кбар и 650–800°C (Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011; Скублов и др., 2011, 2012; Щипанский и др., 2012а, б; Li et al., 2017; Liu et al., 2017; Imayama et al., 2017; Yu et al., 2018; Dokukina et al., 2021). Новейшие работы по высокобарическим породам Салмы лучше ограничивают время высокобарического эклогитового события по отношению к последующему высокотемпературному событию. Давления пикового эклогитового метаморфизма превышали 22 кбар при ≈ 650 –700°C (Li et al., 2023; Dokukina et al., 2024).

Адакитовые расплавы и гнейсы адакитового состава. Эклогитизированная океаническая кора испытала частичное плавление в зоне субдукции, что привело к выделению адакитовых кислых расплавов, метаморфизованные следы формирования которых представлены в эклогитах гранат-кианит-кварцевыми жилами (см. рис. 2б; 3г, д, 9а, б).

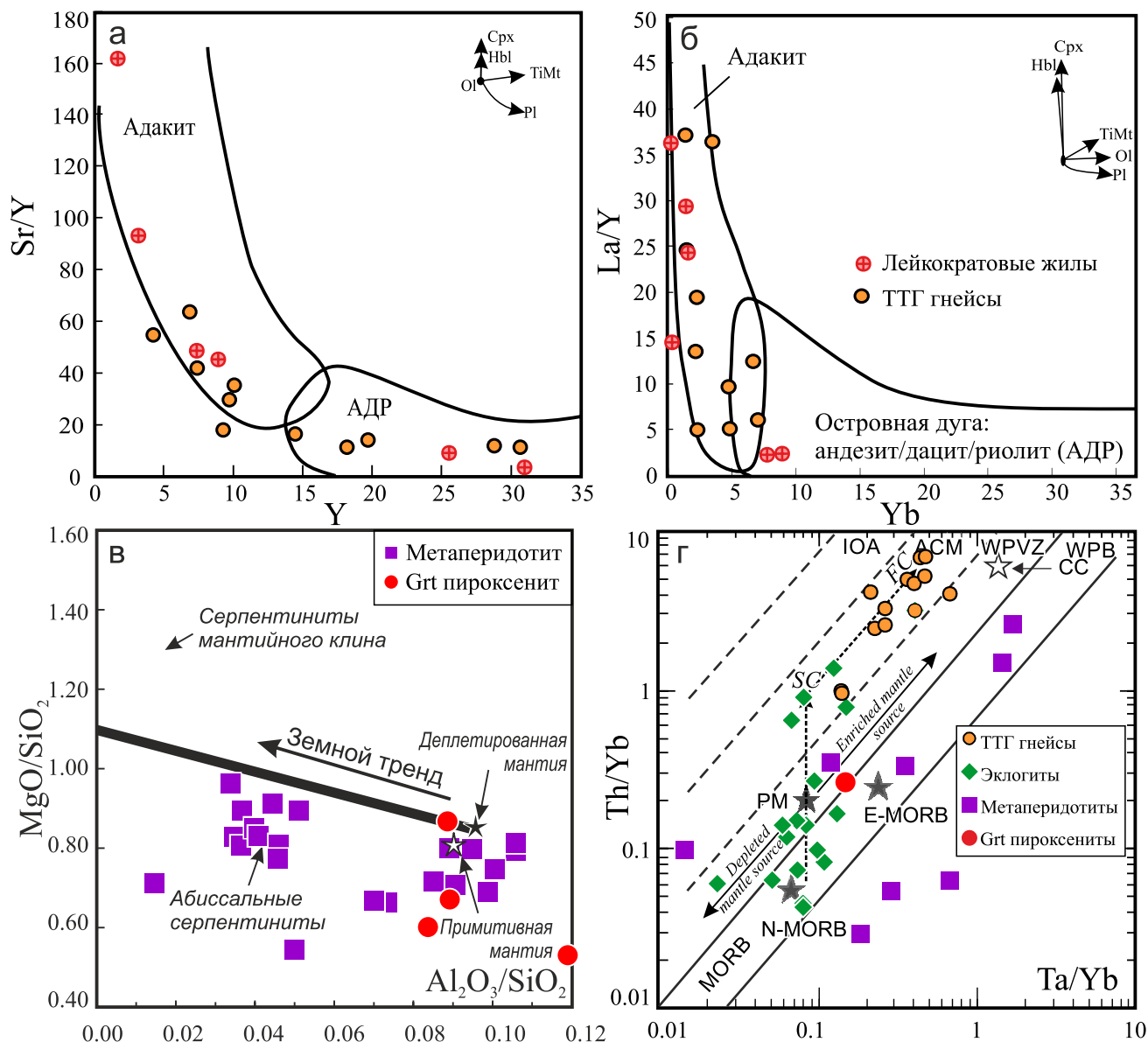


Рис. 9. Дискриминационные диаграммы для основных и кислых пород эклогитовой ассоциации Салмы.

а – Sr/Y vs Y (Drummond et al., 1996); б – (La/Yb)_n vs Yb_n (Drummond et al., 1996); в – Al₂O₃/SiO₂ vs MgO/SiO₂ (Deschamps et al., 2013); г – тектонические дискриминантные диаграммы для метаморфических пород эклогитовой ассоциации Салмы (зеленокаменный пояс Ена), Ta/Yb vs Th/Yb (Gorton, Schandl, 2000). IOA – внутриокеанические дуги, ACM – активные континентальные окраины, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WPVZ – внутриплитные вулканические зоны, OIB – базальты океанических островов, WPB – внутриплитные базальты, SC – субдукционная компонента, CC – континентальная кора, GLOSS – глобальный субдукционный осадок. Составы для сравнения: N-MORB, E-MORB, OIB и примитивная мантия (PM) – (Sun, McDonough, 1989); GLOSS – (Plank, Langmuir, 1998); верхняя континентальная кора (UCC) – (Taylor, McLennan, 1995).

Fig. 9. Discriminant diagrams for mafic and felsic rocks of the Salma eclogite association.

а – Sr/Y vs Y (Drummond et al., 1996); б – (La/Yb)_n vs Yb_n (Drummond et al., 1996); в – Al₂O₃/SiO₂ vs MgO/SiO₂ (Deschamps et al., 2013); г – tectonic discrimination diagrams for metamorphic rocks of the Salma eclogite association (Ena greenstone belt), Ta/Yb vs Th/Yb (Gorton, Schandl, 2000). IOA – intraoceanic arcs, ACM – active continental margins, MORB – mid-ocean ridge basalt, WPVZ – within-plate volcanic zones, OIB – oceanic island basalts, WPB – within-plate basalts, SC – subduction component, CC – continental crust, GLOSS – global subduction sediment. N-MORB, E-MORB, OIB, and primitive mantle (PM) – (Sun, McDonough, 1989); GLOSS – (Plank, Langmuir, 1998); Upper continental crust (UCC) – (Taylor, McLennan, 1995).

Лейкократовые жилы и лейкосомы по содержанию главных и рассеянных элементов соответствуют гранитоидам адакитового состава (см. рис. 9а, б) с повышенным Sr, небольшими в основном положительными европиевыми аномалиями, низкими содержаниями Y и Yb и высокими отношениями Lu/Yb, которые связаны с отсутствием плагиоклаза и наличием граната в рестите. Среди вмещающих ТТГ-гнейсов встречаются две разновидности: адакитового и андезитового состава (см. рис. 9а, б). Первые, вероятно, являются производными наблюдаемого плавления эклогитов (Щипанский и др., 2012а, б; Dokukina et al., 2024), тогда как вторые могут быть связаны с плавлением пород мантийного клина, метасоматизированного надсубдукционными флюидами. Согласно последним оценкам, первые адакитовые расплавы образовались при температурах $\approx 800^\circ\text{C}$ и давлениях свыше 22 кбар (Dokukina et al., 2024). По-видимому, частичное плавление эклогитов и отделение низкоплотных расплавов способствовали изменению реологических свойств слэба и играли роль смазки по краям эксгумируемых пластин эклогитов, способствуя их быстрому подъему на нижнекоровый уровень (см., например, модель Wang et al., 2014).

Метапериidotиты представляют собой метаморфизованные в высокobarных условиях абиссальные серпентиниты (рис. 9в), реликтовые фрагменты которых сохраняются внутри хлоритовых гарцбургитов. Благодаря сохранности минеральных парагенезисов разных метаморфических этапов, исследование метасерпентинитов дает практически полное представление о проградных и пиковых условиях погружения слэба в зону субдукции.

Сетчатые петельчатые структуры серпентина с магнетитом и предположительно бруситом, выполняющие псевдоморфозы по оливину, свидетельствуют о взаимодействии перидотитов с водой. Сетчатые структуры обычно формируют низкотемпературные и низкobarные модификации серпентинитов (лизардит и хризотил), что часто происходит в условиях гидротермального метаморфизма перидотитов океанической коры или преддуговых бассейнов при взаимодействии с морской водой (Deschamps et al., 2013). В шлифах наблюдается последовательная смена проградных ассоциаций, которая в упрощенном виде включает гидратацию гарцбургитов с формированием серпентинитов, карбонатизацию с ростом доломита и амфибола актинолит-тремолитового ряда, формирование хлорита, затем хромистой шпинели и ортопироксена, а также рост новых доменов оливина.

Согласно рис. 5б, составы хромистых шпинелидов закономерно смещаются от относительно низкотемпературных условий образования к высокотемпературным, вплоть до гранулитовой фации. Предполагаемые P - T условия для наблюдаемой минеральной ассоциации в хлоритовых гарц-

бургитах, согласно экспериментальным данным (Bromiley, Pawley, 2003), соответствуют неполной дегидратации серпентинитов при давлениях выше 10 кбар и температурах около 650°C .

Минеральные преобразования метапериidotитов вписываются в общую последовательность метаморфических преобразований в мезоархейских океанических породах Салмы: сначала низкотемпературный метаморфизм первичных мантийных пород при их взаимодействии с гидротермальными флюидами с образованием серпентинитов, затем их нагрев, карбонатизация и воздействие высоких давлений с формированием хлоритовых гарцбургитов при погружении мантийных пород в зону субдукции в составе слэба. Последующая эволюция была связана со сбросом давления и эксгумацией эклогитизированных комплексов на нижние уровни континентальной коры.

Гранатовые пироксениты имеют тесные пространственные связи с метапериidotитами и эклогитами, хотя сами их тела приурочены строго к метапериidotитам. Можно предположить, что парагенезис $Grt + Opx + Cpx$ представляет собой пиковую ассоциацию, сформировавшуюся в условиях эклогитовой фации. Герцинит в этих пироксенитах, фиксируют самые высокие температуры (см. рис. 5в). Пироксениты в отличие от метапериidotитов имеют основной состав, пониженную магнетиальность, характеризуются повышенным содержанием Al_2O_3 , TiO_2 , CaO (см. рис. 5) и высокозарядных и литофильных элементов. Минеральную ассоциацию гранатовых пироксенитов невозможно сформировать путем метаморфизма изученных перидотитов без привноса вещества. По-видимому, обогащенные составы гранатовых пироксенитов относительно метапериidotитов предполагают реакцию последних с обогащенными флюидами или расплавами в субдукционном канале. Термобарометрия по парагенезисам Grt - Cpx - Opx дает значения $T = 700$ – 920°C и $P = 16$ – 29 кбар (геотермометры Harley, 1984; Bertrand, Merrier, 1985; Powell, 1985; геобарометры Nickel, Green, 1985; Nimis, Taylor, 2000). Эти оценки соответствуют условиям генерации первых адакитовых расплавов при $T > 750^\circ\text{C}$ и $P > 22$ кбар (Dokukina et al., 2017), которые, вероятно, и были агентами, реагировавшими с хлоритовыми гарцбургитами с формированием гранатовых пироксенитов.

Проградная эволюция мафит-ультрамафитов Салмы хорошо охарактеризована унаследованными от протолита минералами магматической стадии и минералами ранних стадий метаморфизма, сохранившимися в виде включений в порфиробластах граната и в цирконе. Минералы, унаследованные от протолита, – это магматический циркон во всех породах, реликты плагиоклаза основного состава в эклогитах, оливин в составе серпентинитов. Минералы проградной стадии – это низко-, средне-

температурные гидросиликаты, такие как пумпеллит, хлорит, актинолит, эпидот, альбит, марганцовистый гранат, титанит, флогопит, сапонит (Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011; Li et al., 2025), включенные в гранат или циркон. В основном все авторы, изучающие *P-T* эволюцию эклогитовой ассоциации Салмы, сосредоточены на изучении петрологии эклогитов и рассматривают низкотемпературные включения в гранате и цирконе как свидетельство проградной эволюции. Наибольшие вопросы вызывают находки включений пумпеллита и сапонита, которые одни специалисты рассматривают как гидротермальное выветривание океанических пород в условиях морского дна (см., например, Konilov et al., 2011), а другие авторы полагают, что включения наиболее низкотемпературных минералов могли кристаллизоваться позднее, после высокотемпературных событий при участии флюидов, мигрирующих по микротрещинам (Li et al., 2017).

В данной работе предполагается, что низкотемпературные минералы в составе включений в минералах контейнерах, таких как гранат и циркон, а также фрагменты серпентинитов внутри хлоритовых гарцбургитов представляют собой реликтовые парагенезисы ранних стадий метаморфической эволюции, сохраняющие свидетельства проградного *P-T* тренда метаморфической эволюции практически от земной поверхности. Поэтому в данном разделе представлено обсуждение вероятных механизмов сохранности низкотемпературных включений, известных по экспериментальным и природным данным.

Сохранность низкотемпературных минералов включений в гранате и цирконе объясняется несколькими взаимосвязанными факторами. Во-первых, минералы хозяева (гранат и циркон) имеют плотные кристаллические структуры с низкими диффузионными свойствами, обладающие высокой механической прочностью, химической инертностью и устойчивостью при высокотемпературных и высокобарных воздействиях (Zircon, 2003; Baxter et al., 2017). Для сохранения низкотемпературных включений имеют значение физическая ненарушенность минерала-хозяина, отсутствие внутренних дислокаций и трещин.

Важным условием сохранности низкотемпературных включений является то, что внутри минерала-контейнера включение находится в изолированной среде и ведет себя как закрытая система. Когда гранат или циркон растет на ранних стадиях метаморфизма, он захватывает низкотемпературные водосодержащие минеральные ассоциации. После полного заключения включения оказываются физически отделены от межзернового флюида (циркулирующего в матрице породы), реакционных партнеров (минералов соседей, которые могли бы участвовать в реакциях дегидратации) и окружающей гранат матрицы. Экспериментальное

подтверждение закрытой системы во включениях приведено, например, в работе (Malaspina et al., 2015), в которой показано, что многофазные включения в гранате ультравысокобарных гранатовых ортопироксенитов из ультрамафического комплекса Маову (Даби Шань, Восточный Китай), образовавшиеся из гарцбургитов, содержат гидросиликаты (амфибол, хлорит, тальк, слюду), сформированные при ≈ 4 ГПа, 750°C из захваченного, отделенного от океанического слэба водного флюида, обогащенного кремнеземом и несовместимыми микроэлементами.

Фактором сохранности низкотемпературных включений также является отсутствие свободного флюида внутри них. Реакция дегидратации требует, чтобы вода была подвижной и могла иметь возможность покинуть реакционную зону, чтобы сместить равновесие в сторону разложения водосодержащего минерала. Если вода остается в системе (как во включении, запечатанном в гранате или цирконе), то повышение температуры, которое в открытой системе вызвало бы разложение, не может сместить равновесие, потому что выделившаяся вода не удаляется. Система оказывается заблокированной, накопление продукта реакции (вода) препятствует дальнейшему протеканию реакции. В результате водосодержащий минерал сохраняется в метастабильном состоянии даже при температурах, значительно превышающих его обычный предел стабильности. Авторы (Zhong et al., 2024) провели контролируемые эксперименты по нагреву граната с кварцевыми включениями в разных флюидных условиях. В “мокрых” условиях давления водяного пара наблюдались релаксация напряжения и изменение давления во включениях. В “сухих” условиях система оставалась стабильной, что доказывает: при отсутствии внешнего флюида система “включение – хозяин” сохраняет исходное состояние.

В гранате и цирконе коэффициенты объемной диффузии крайне низки (Cherniak, Watson, 2003; Li et al., 2018). Даже при температурах $800\text{--}900^\circ\text{C}$ обмен между включением и внешней матрицей через недеформированный гранат или циркон происходит очень медленно, так что за время метаморфического цикла включение может остаться неизменным. Для дегидратации водород должен быть транспортирован из включения через гранат, что требует химического градиента (который в равновесном включении отсутствует) и механизма диффузии (точечные дефекты, дислокации в гранате), которые в качественном гранате могут отсутствовать. Данные рамановской термобарометрии (например, Zhong et al., 2021) показывают, что остаточные давления, сохраняющиеся в кварцевых включениях в гранате, требуют упругого поведения. Если бы произошел значительный диффузионный обмен, сигналы давления были бы релаксированы.

Также для сохранности низкотемпературных включений имеет значение длительность времени субдукции и эксгумации. Например, в работе (Yang, Powell, 2008) исследуются низкотемпературные включения в гранатовых перидотитах из Северного Цайдама (Западный Китай): гранат, клинопироксен и оливин содержат включения роговой обманки, хлорита, шпинели, актинолита, лизардита, флогопита, хлорита, кальцита и хромита. Авторы делают вывод о сохранности низкотемпературных включений, сформированных при гидротермальной переработке и серпентинизации перидотитов в условиях морского дна, которые в дальнейшем погрузились в зону субдукции до условий ультравысокобарного метаморфизма (пиковые P - T условия для гранатовых перидотитов оцениваются как 3.0–3.5 ГПа при температуре около 700°C). Сохранность низкотемпературных минералов, сформированных на проградной ветви субдукции, авторы объясняют кратковременностью ультравысокобарического метаморфизма и высокой скоростью эксгумации пород.

Сохранность минеральной ассоциации низкотемпературных серпентинитов, сформированных при метаморфизме морского дна или в преддуговых прогибах в составе хлоритовых гарцбургитов, также имеет объяснение. Процесс дегидратации серпентинитов происходит не как непрерывная и полностью завершающаяся реакция, а как эпизодический, пространственно-гетерогенный и кинетически контролируемый процесс, который может сохранять неизмененные фрагменты исходной породы. Этот процесс хорошо задокументирован на примере уникального природного обнажения в Сьерра дель Альмирес (Южная Испания), где фронт дегидратации серпентинитов зафиксирован в обнажениях горных пород (см., например, Padrón-Navarta et al., 2011). Главная причина сохранности реликтов серпентинитов заключается в том, что дегидратация антигоритового серпентинита происходит не равномерно, а скачкообразно. В процессе субдукции порода нагревается и в ней начинается реакция разложения серпентина, которая высвобождает огромное количество воды (до 13 мас. %). Выделяющийся флюид не может мгновенно покинуть породу из-за ее низкой проницаемости, что приводит к возрастанию флюидного давления, которое может превышать литостатическое. Когда давление достигает предел прочности породы, происходит гидроразрыв. Снижение давления и отвод воды смещают химическое равновесие, в результате чего реакция дегидратации останавливается, не успев завершиться во всем объеме породы. За фронтом дегидратации, где реакция уже прошла, остались “запечатанные” домены с метастабильным серпентинитом, которые были изолированы от зон разгрузки флюида. Эти изолированные фрагменты так и остались недопревра-

щенными реликтами, окруженными новообразованным хлоритовым гарцбургитом (Padrón-Navarta et al., 2011).

Геодинамические следствия. Салминские эклогиты демонстрируют составы N-MORB, реже E-MORB (см. рис. 8), а ассоциирующие с ними гнейсы проявляют сродство с вулканитами активных континентальных окраин (рис. 9г). Исследованные метаперидотиты лежат в пределах мантийного тренда, от обедненной мантии до источников OIB типа (см. рис. 9г), и, скорее всего, соответствуют гидратированным деплетированным перидотитам океанической литосферы (см. рис. 9в). В целом породы Салмы представляют собой единый мезо-неоархейский субдукционно-аккреционный комплекс Инари-Кольской активной континентальной палеоокраины (рис. 10), что указывает на начало тектоники плит современного типа примерно 3 млрд лет назад.

Термический режим субдукции океана Салма близко напоминает режим субдукции молодой плиты Хуан-де-Фука (Dokukina et al., 2024). Адакитовые расплавы, образовавшиеся при частичном плавлении эклогитов, а также адакитовые гнейсы в салминской ассоциации указывают на относительно молодую и теплую океаническую плиту.

Первоначальная серпентинизация, вероятно, произошла в океанической литосфере, сформированной на медленноспрединговом хребте океана Салма, для которого были характерны эпизодические магматическая и тектоническая активность, обнажавшая океаническую мантию в периоды отсутствия магматизма. Комбинация тонкой океанической коры (1–7 км) и обилия сбросовых разломов вдоль флангов хребта способствовала глубокой циркуляции флюидов и обширной серпентинизации.

Частично серпентинизированные абиссальные перидотиты могли подвергнуться вторичной серпентинизации вдоль разломов океанической коры при изгибе плиты вблизи желоба (Kerrick, 2002). Этот процесс позволил проникать по трещинам и сбросовым разломам флюидам, загрязненным осадками и производным от морской воды (Ranero et al., 2003; Contreras-Reyes et al., 2007).

Движение гидратированной литосферы слэба через субдукционный канал, по-видимому, сопровождалось значительными деформациями и меланжированием коровых (включая осадки) и мантийных компонентов. На эту возможность указывает нахождение мантийных и коровых пород в пределах одних и тех же геологических обнажений (см., например, Dokukina et al., 2017). Если такое предположение верно, это также указывает на незначительную мощность коры мезоархейского океана Салма или на разрыв океанического слэба.

На относительно неглубоких уровнях субдукции метаморфическая дегидратация измененной океанической коры и осадков порождала богатые

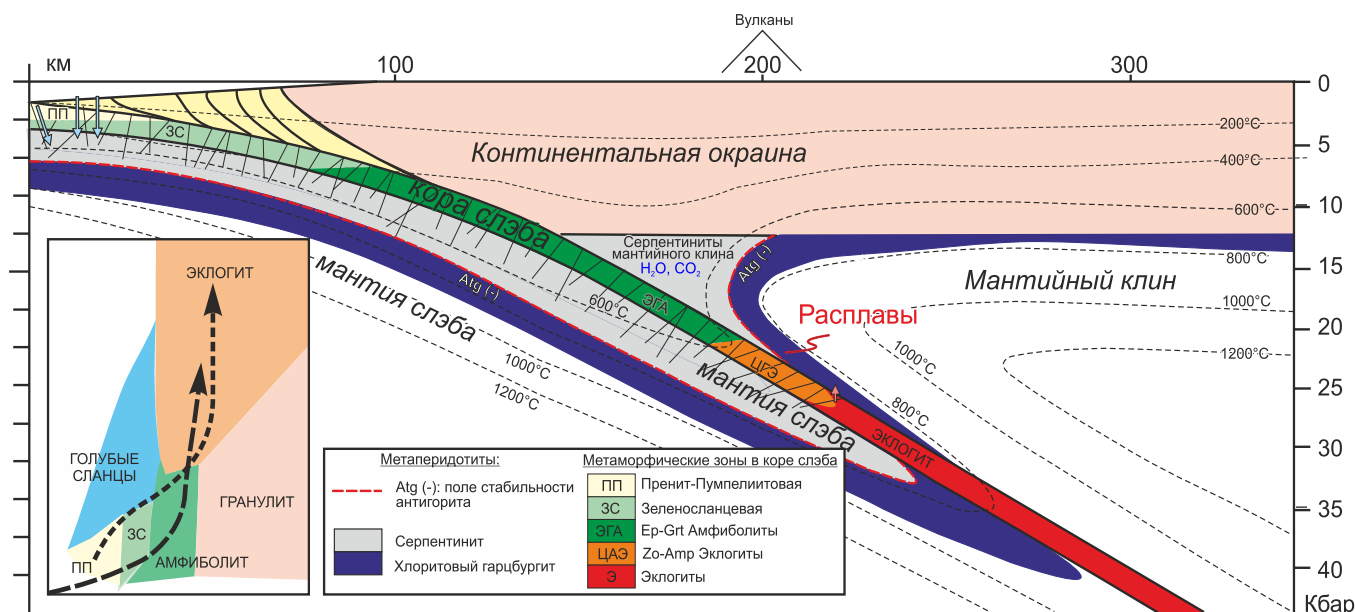


Рис. 10. Схематическое распределение метаморфических фаций в гидратированных мафических и ультрамафических породах в обстановке Салминской зоны субдукции.

За основу взята модель из работы (Hacker et al., 2003). Програльный путь субдукции Салма приведен по данным (Li et al., 2023; Dokukina et al., 2024).

Fig. 10. Schematic distribution of metamorphic facies in hydrated mafic and ultramafic rocks in the Salma subduction zone setting.

The model from the work is taken as a basis (Hacker et al., 2003). The prograde path of the Salma subduction is shown according to (Li et al., 2023; Dokukina et al., 2024).

углеродом флюиды, которые также воздействовали на серпентиниты с формированием доломитсодержащих парагенезисов (см. рис. 4г, д). Фрагменты серпентинитов, вероятно, были включены в состав плиты в виде тектонических блоков. Последующая субдукция и дегидратация при 17–18 кбар и 670–680°C приводили к образованию хлоритовых гарцбургитов. Гранатовые пироксениты, вероятно, возникли в результате высокотемпературного (>750°C) взаимодействия метаперидотитов с расплавами, производными от эклогитизированной плиты, при давлениях >22 кбар.

ВЫВОДЫ

Исследованные в БЭП породы фиксируют полный цикл эволюции океанической литосферы (кора и мантия) в архейской зоне субдукции и синхронное формирование Инари-Кольской континентальной окраины. Все изученные породы эклогитовой ассоциации Салмы демонстрируют генетическую взаимосвязь, отражая следующие ключевые этапы процесса.

– Коровые эклогиты ассоциации Салма являются основным и главным доказательством субдукции в Беломорской провинции. Эклогиты со-

храняют следы проградской эволюции океанической коры: начиная с ее формирования в медленноспрединговом центре и низкотемпературных изменений на морском дне и заканчивая погружением в мантию в зоне субдукции на глубину более 70 км.

– Серпентиниты представляют собой результат низкотемпературной гидратации мантийных перидотитов в обстановке медленноспредингового океанического хребта или в зоне изгиба плиты у желоба.

– Хлоритовые гарцбургиты – это продукт последующей дегидратации серпентинитов при их погружении в зону субдукции на глубину более 30 км и температуре ≈650°C.

– Адакитовые расплавы (в эклогитах и вмещающих гнейсах адакитового состава) служат главным свидетельством частичного плавления относительно молодой и горячей эклогитизированной океанической плиты в зоне субдукции, что способствовало наращиванию континентальной окраины.

– Гранатовые пироксениты, вероятно, образовались в результате высокотемпературного взаимодействия метаперидотитов с адакитовыми расплавами, сгенерированными при плавлении эклогитизированной коры на глубине более 70 км и температурах выше 750°C.

Исследование архейской субдукционной системы также вносит значительный вклад в понимание водного бюджета зоны субдукции. Полученные данные важны как для моделирования современных процессов, так и для калибровки геодинамических моделей для архейских условий.

Благодарности

Авторы выражают благодарность рецензентам за конструктивные замечания, способствовавшие значительному улучшению качества статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. (2016) Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свеккофеннский орогены (Балтийский щит). *Вестн. Кольского НЦ РАН*, (3), 5-11.
- Докукина К.А., Баянова Т.Б., Каулина Т.В., Травин А.В., Минц М.В., Конилов А.Н., Серов П.А. (2012) Беломорская эклогитовая провинция: последовательность и возраст событий в истории эклогитовой ассоциации Гридино. *Геология и геофизика*, **53**(10), 1338-1371.
- Пожиленко В.И. (1987) Метагипербазиты Енско-Риколатвинской зоны северо-западного Беломорья. Базит-гипербазитовый магматизм главных структурно-формационных зон Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 83-87.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Бережная Н.Г. (2012) Общие закономерности состава цирконов из эклогитов по редким элементам применительно к проблеме возраста эклогитов Беломорского подвижного пояса. *Петрология*, **20**(5), 470-494.
- Скублов С.Г., Березин А.В., Мельник А.Е. (2011) Палеопротерозойские эклогиты северо-западной части Беломорского подвижного пояса, район Салмы: состав и изотопно-геохимическая характеристика минералов, возраст метаморфизма. *Петрология*, **19**(5), 493-519.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Слабунов А.И. (2012б) Геохимия и изотопный возраст эклогитов Беломорского пояса (Кольский полуостров): свидетельства осубдуцировавшей архейской океанической коре. *Геология и геофизика*, **53**(3), 341-364.
- Щипанский А.А., Ходоревская Л.И., Конилов А.Н., Слабунов А.И. (2012а) Эклогиты Беломорского пояса (Кольский полуостров): геология и петрология. *Геология и геофизика*, **53**(1), 3-29.
- Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Gorbunova T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Slabunov A.I. (2024) Early Precambrian eclogites in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.*, **413**, 107579. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107579>
- Baxter E.F., Caddick M.J., Dragovic B. (2017) Garnet: A Rock-Forming Mineral Petrochronometer. *Rev. Mineral. Geochem.*, **83**(1), 469-533. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.15>
- Bertrand P., Mercier J.-C.C. (1985) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**(1-2), 109-122. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90152-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90152-9)
- Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A. (2001) Titanite rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield. *Precambrian Res.*, **105**(2-4), 315-330. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00117-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00117-0)
- Bjørnerud M.G., Austrheim H. (2004) Inhibited eclogite formation: The key to the rapid growth of strong and buoyant Archean continental crust. *Geology*, **32**(9), 765-768. <https://doi.org/10.1130/G20590.1>
- Bromiley G.D., Pawley A.R. (2003) The stability of antigorite in the systems MgO-SiO₂-H₂O (MSH) and MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (MASH): the effects of Al³⁺ substitution on high-pressure stability. *Amer. Miner.*, **88**(1), 99-108. <https://doi.org/10.2138/am-2003-0113>
- Cherniak D.J., Watson E.B. (2003) Diffusion in zircon. *Rev. Miner. Geochem.*, **53**(1), 113-143. <https://doi.org/10.2113/0530113>
- Contreras-Reyes E., Grevemeyer I., Flueh E.R., Scherwath M. (2007) Alteration of the subducting oceanic lithosphere at the southern central Chile trench/outer rise. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**(7). <http://doi.org/10.1029/2007GC001632>
- Davies G.F. (1992) On the emergence of plate tectonics. *Geology*, **20**(11), 963-966. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0963:OTEOPT>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0963:OTEOPT>2.3.CO;2)
- Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K. (2013) Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, **178**, 96-127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.019>
- Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C., Bach W., Bideau D., Gee J.S., Haggas S., Hertogen J.G.H., Hirth G., Holm P.M., Ildefonse B., Iturrino G.J., John B.E., Kelley D.S., Kikawa E., Kingdon A., LeRoux P.J., Maeda J., Meyer P.S., Miller D.J., Naslund H.R., Niu Y.-L., Robinson P.T., Snow J., Stephen R.A., Trimby P.W., Worm H.-U., Yoshinobu A. (2000) A long in situ section of the lower ocean crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**(1), 31-51. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00102-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00102-3)
- Dokukina K., Mints M. (2019) Subduction of the Mesozoic spreading ridge and related metamorphism, magmatism and deformation by the example of the Gridino eclogitized mafic dyke swarm, the Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield. *J. Geodyn.*, **123**, 1-37. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.11.003>
- Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N. (2017) Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia. *J. Metamorph. Geol.*, **35**(4), 435-451. <https://doi.org/10.1111/jmg.12239>
- Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L., Belousova E., Simakin S.G., Lepkhina E.N. (2014) Archean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian Eclogite Province in Fennoscandian Shield (Gridino area): geochronological evidences. *Gondwana Res.*, **25**(2), 585-613. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2013.02.014>
- Dokukina K.A., Konilov A.N., Bayanova T.B., Sheshukov V.S., Okina O.I., Golunova M.A., Rizvanova N.G., Sergeeva N.A., Van K.V. (2024) Metamorphised plagi-

- ogranite veins in Salma eclogites, Belomorian eclogite province. *Precambrian Res.*, **400**, 107248. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107248>
- Dokukina K.A., Mints M.V., Khubanov V.B., Sheshukov V.S., Konilov A.N., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Golunova M.A., Dokukin P.A., Okina O.I., Van K.V., Yudin D.S., Travin A.V., Zaitsev A.V., Kosorukov V.L., Pozhilenko V.I., Golovanova T.I. (2021) Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia. *Precambrian Res.*, **361**, 106260. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106260>
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskis P.K. (1996) Petrogenesis of slab derived tonalite-dacite adakite magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, **58**, 205-215.
- Furnes H., Minik R., Yildirim D., de Wit M. (2009) Isua supracrustal belt (Greenland) – A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology. *Lithos*, **113**(1-2), 115-132. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.043>
- Gerya T. (2014) Precambrian geodynamics: Concepts and models. *Gondwana Res.*, **25**(2), 442-463. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.008>
- Gorton M.P., Schandl E.S. (2000) From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Can. Miner.*, **38**, 1065-1073.
- Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. (2009) On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **158**, 757-783. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0409-2>
- Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Wooden J.L. (2008) Protracted construction of gabbroic crust at a slow spreading ridge: Constraints from $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ zircon ages from Atlantis Massif and IODP Hole U1309D (30°N, MAR). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**(8), Q08012. <https://doi.org/10.1029/2008GC002063>
- Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. (2003) Subduction factory-2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Geophys. Res. Solid Earth*, **108**(B1), 2029. <https://doi.org/10.1029/2001JB001129>
- Harley S.L. (1984) An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 353-373.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J. (2010) Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **292**(1-2), 79-88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.022>
- Hofmann A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 297-314.
- Imayama T., Oh C.W., Batybaev S.K., Park C.S., Yi K., Jung H. (2017) Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma Eclogite on the Kola Peninsula, Russia. *Lithosphere*, **9**(6), 855-873. <https://doi.org/10.1130/L657.1>
- Irvine T.N. (1967) Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt 2. Petrologic applications. *Can. J. Earth Sci.*, **4**, 71-103.
- Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. (1992) Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results 125* (Ed. by P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking). College Station, TX: Ocean Drilling Program, 445-486.
- Kerrick D.M. (2002) Geology. Serpentinite subduction. *Science*, **298**, 1344-1345. <https://doi.org/10.1126/science.298.5597.1344>
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Kaulina T.V., Dokukina K.A., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2011) The Salma eclogites from the Belomorian Province, Russia: evidence for HP/UHP metamorphism through the subduction of the Mesoarchean oceanic crust. *Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond* (Ed. by L. Dobrzhinetskaya, S. Cuthbert, W. Faryad, S. Wallis). London, Elsevier, 623-670.
- Lenardic A. (2018) The diversity of tectonic modes and thoughts about transitions between them. *Philos. Trans. R. Soc. A*, **376**, 20170416.
- Li B., Ge J., Zhang B. (2018) Diffusion in garnet: a review. *Acta Geochim.*, **37**(1), 19-31. <https://doi.org/10.1007/s11631-017-0187-x>
- Li X., Zhang L., Wei C., Bader T., Guo J. (2023) Cold subduction recorded by the 1.9 Ga Salma eclogite in Belomorian Province (Russia). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **602**, 117930. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117930>
- Li X., Zhang L., Wei C., Zhang G. (2025) Orosirian cold eclogite from Baltica marks the onset of modern plate tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **663**, 19417. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2025.119417>
- Li X.L., Zhang L.F., Wei C.J., Slabunov A.I., Bader T. (2017) Neoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia). *Precambrian Res.*, **294**, 257-283. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.031>
- Liu F., Zhang L., Li X., Slabunov A.I., Wei C., Bader T. (2017) The metamorphic evolution of Paleoproterozoic eclogites in Kuru-Vaara, northern Belomorian Province, Russia: Constraints from P-T pseudosections and zircon dating. *Precambrian Res.*, **289**, 31-47. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.11.011>
- Malaspina N., Alvaro M., Campione M., Wilhelm H., Nestola F. (2015) Dynamics of mineral crystallization from precipitated slab-derived fluid phase: first in situ synchrotron X-ray measurements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **169**, 26. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1121-z>
- Mints M.V., Dokukina K.A. (2020) Age of eclogites formed by the subduction of the Mesoarchean oceanic crust (Salma, Belomorian Eclogite Province, Kola peninsula, Russia): A synthesis. *Precambrian Res.*, **350**, 105879. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105879>
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. (2010) Mesoarchean Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*, **38**, 739-742. <https://doi.org/10.1130/G31219.1>
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. (2014) The Meso-Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. *Gondwana Res.*, **25**, 561-584. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>

- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Kaulina T.V., Belousova E.A., Dokukin P.A., Natapov L.M., Van K.V. (2015) Mesoarchean-Kola-Karelia continent. *East European Craton: Early Precambrian History and 3D models of deep crustal structure: Special Paper, 510* (Ed. by K. Condie, F.E. Harvey). Boulder, CO, Geol. Soc. Amer., 15-88.
- Nebel O., Vandenburg E.D., Capitanio F.A., Smithies R.H., Mulder J., Cawood P.A. (2024) Early Earth "subduction": short-lived, off-craton, shuffle tectonics, and no plate boundaries. *Precambrian Res.*, **408**, 107431. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107431>
- Nickel K.G., Green D.H. (1985) Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, 158-170.
- Nimis P., Taylor W.R. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**, 541-554.
- Niu Y., Hékinian R. (1997) Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett transform: a case study at fast-spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, 243-258.
- Padrón-Navarta J.A., Sánchez-Vizcaino V.L., Garrido C.J., Gómez-Pugnaire M.T. (2011) Metamorphic Record of High-pressure Dehydration of Antigorite Serpentinite to Chlorite Harzburgite in a Subduction Setting (Cerro del Almirez, Nevado-Filábride Complex, Southern Spain). *J. Petrology*, **52**(10), 2047-2078. [https://doi.org/10.1093/petrology/egh039](https://doi.org/10.1093/petrology/egr039)
- Parkinson I.J., Pearce J.A. (1998) Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *J. Petrology*, **39**(9), 1577-1618.
- Patino Douce A.E. (2005) Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar. *J. Petrol.*, **46**(2), 275-290. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh071>
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**, 325-394.
- Powell R. (1985) Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Metamorph. Geol.* **3**(3), 231-243. <https://www.doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00319.x>
- Ranero C., Morgan J.P., McIntosh K., Reichert C. (2003) Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, **425**, 367-373.
- Rushmer T. (1991) Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, 41-59.
- Skjerlie K.P., Patino Douce A.E. (1995) Anatexis of inter-layered amphibolite and pelite at 10 kbar: effect of diffusion of major components on phase-relations and melt fraction. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 62-78.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins: Special Publications, 42* (Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry). London, Geol. Soc., 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**, 241-265.
- Thy P. (2003) Igneous petrology of gabbros from Hole 1105A: oceanic magma chamber processes. *Proc. Ocean Drilling Program: Sci. Res.*, **179**, 1-76. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.179.017.2003>
- Wang L., Kusky T.M., Polat A., Wang S., Jiang X., Zong K., Wang J., Deng H., Fu J. (2014) Partial melting of deeply subducted eclogite from the Sulu orogen in China. *Nature Communications*, **5**, 5604. <https://doi.org/10.1038/ncomms6604>
- Watkins J., Clemens J., Treloar P. (2007) Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 91-110.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187.
- Winther K.T. (1996) An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chem. Geol.*, **127**, 43-59.
- Wojdyr M. (2010) Fityk: a general-purpose peak fitting program. *J. Appl. Crystallogr.*, **43**, 1126-1128. <https://doi.org/10.1107/S0021889810030499>
- Wolf M.B., Wyllie P.J. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 369-383.
- Yang J.-J., Powell R. (2008) Ultrahigh-pressure garnet peridotites from the devolatilization of sea-floor hydrated ultramafic rocks. *J. Metamorphic Geol.*, **26**, 695-716. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00780.x>
- Yu H., Li X., Zhang L., Zhang L., Wei C., Li X., Guo J., Bader T., Qi Y. (2018) The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling. *Precambrian Res.*, **326**, 363-384. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.019>
- Zhong X., Dabrowski M., Jamtveit B. (2021) Analytical solution for residual stress and strain preserved in anisotropic inclusion entrapped in an isotropic host. *Solid Earth*, **12**, 817-833. <https://doi.org/10.5194/se-12-817-2021>
- Zhong X., Wallis D., Kingsbery P., John T. (2024) On the sensitivity of inclusion pressures after entrapment: the drastic effect of aqueous fluid on garnet viscous relaxation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **636**. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2024.118713>
- Zircon. (2003) Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53. (Ed. by J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin). Washington, DC, Miner. Soc. Amer., 500 p.

REFERENCES

- Balagansky V.V., Gorbunov I.A., Mudruk S.V. (2016) Palaeoproterozoic Lapland-Kola and Svecofennian Orogens (Baltic Shield). *Vestn. Kol'skogo NTs RAN*, (3), 5-11. (In Russ.)
- Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A., Gorbunova T.V., Mudruk S.V., Sidorov M.Yu., Sibelev O.S., Slabunov A.I. (2024) Early Precambrian eclogites in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.*, **413**, 107579. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107579>
- Baxter E.F., Caddick M.J., Dragovic B. (2017) Garnet: A Rock-Forming Mineral Petrochronometer. *Rev. Mineral. Geochem.*, **83**(1), 469-533. <https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.15>
- Bertrand P., Mercier J.-C.C. (1985) The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth Planet.*

- Sci. Lett.*, **76**(1-2), 109-122. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(85\)90152-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(85)90152-9)
- Bibikova E., Skiöld T., Bogdanova S., Gorbatshev R., Slabunov A. (2001) Titanite rutile thermochronometry across the boundary between the Archaean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield. *Precambrian Res.*, **105**(2-4), 315-330. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00117-0](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00117-0)
- Bjørnerud M.G., Austrheim H. (2004) Inhibited eclogite formation: The key to the rapid growth of strong and buoyant Archean continental crust. *Geology*, **32**(9), 765-768. <https://doi.org/10.1130/G20590.1>
- Bromiley G.D., Pawley A.R. (2003) The stability of antigorite in the systems $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (MSH) and $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (MASH): the effects of Al^{3+} substitution on high-pressure stability. *Amer. Miner.*, **88**(1), 99-108. <https://doi.org/10.2138/am-2003-0113>
- Cherniak D.J., Watson E.B. (2003) Diffusion in zircon. *Rev. Miner. Geochem.*, **53**(1), 113-143. <https://doi.org/10.2113/0530113>
- Contreras-Reyes E., Grevemeyer I., Flueh E.R., Scherwath M. (2007) Alteration of the subducting oceanic lithosphere at the southern central Chile trench/outer rise. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8**(7). <http://doi.org/10.1029/2007GC001632>
- Davies G.F. (1992) On the emergence of plate tectonics. *Geology*, **20**(11), 963-966. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0963:OTEOPT>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0963:OTEOPT>2.3.CO;2)
- Deschamps F., Godard M., Guillot S., Hattori K. (2013) Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, **178**, 96-127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.05.019>
- Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C., Bach W., Bideau D., Gee J.S., Haggas S., Hertogen J.G.H., Hirth G., Holm P.M., Ildefonse B., Iturrino G.J., John B.E., Kelley D.S., Kikawa E., Kingdon A., LeRoux P.J., Maeda J., Meyer P.S., Miller D.J., Naslund H.R., Niu Y.-L., Robinson P.T., Snow J., Stephen R.A., Trimby P.W., Worm H.-U., Yoshinobu A. (2000) A long in situ section of the lower ocean crust: Results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **179**(1), 31-51. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00102-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00102-3)
- Dokukina K., Mints M. (2019) Subduction of the Mesarchaean spreading ridge and related metamorphism, magmatism and deformation by the example of the Gridino eclogitized mafic dyke swarm, the Belomorian Eclogite Province, eastern Fennoscandian Shield. *J. Geodyn.*, **123**, 1-37. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.11.003>
- Dokukina K.A., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Travin A.V., Mints M.V., Konilov A.N., Serov P.A. (2012) Belomorian eclogite province: succession of events and age forming of igneous and metamorphic rocks of Gridino association. *Russ. Geol. Geophys.*, **53**(10), 1023-1054 (translated from *Geol. Geofiz.*, (10), 1338-1371). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.08.006>
- Dokukina K.A., Kaulina T.V., Konilov A.N., Mints M.V., Van K.V., Natapov L., Belousova E., Simakin S.G., Lepikhina E.N. (2014) Archean to Palaeoproterozoic high-grade evolution of the Belomorian Eclogite Province in Fennoscandian Shield (Gridino area): geochronological evidences. *Gondwana Res.*, **25**(2), 585-613. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.02.014>
- Dokukina K.A., Konilov A.N., Bayanova T.B., Sheshukov V.S., Okina O.I., Golunova M.A., Rizvanova N.G., Sergeeva N.A., Van K.V. (2024) Metamorphised plagiogranite veins in Salma eclogites, Belomorian eclogite province. *Precambrian Res.*, **400**, 107248. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2023.107248>
- Dokukina K.A., Mints M.V., Konilov A.N. (2017) Melting of eclogite facies sedimentary rocks in the Belomorian Eclogite Province, Russia. *J. Metamorph. Geol.*, **35**(4), 435-451. <https://doi.org/10.1111/jmg.12239>
- Dokukina K.A., Mints M.V., Khubanov V.B., Sheshukov V.S., Konilov A.N., Bayanova T.B., Kaulina T.V., Golunova M.A., Dokukin P.A., Okina O.I., Van K.V., Yudin D.S., Travin A.V., Zaitsev A.V., Kosorukov V.L., Pozhilenko V.I., Golovanova T.I. (2021) Early Palaeoproterozoic granulite-facies metamorphism and partial melting of eclogite-facies rocks in the Salma association, eastern Fennoscandian Shield, Russia. *Precambrian Res.*, **361**, 106260. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106260>
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskis P.K. (1996) Petrogenesis of slab derived tonalite-dacite adakite magmas. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, **58**, 205-215.
- Furnes H., Minik R., Yildirim D., de Wit M. (2009) Isua supracrustal belt (Greenland) – A vestige of a 3.8 Ga suprasubduction zone ophiolite, and the implications for Archean geology. *Lithos*, **113**(1-2), 115-132. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.03.043>
- Gerya T. (2014) Precambrian geodynamics: Concepts and models. *Gondwana Res.*, **25**(2), 442-463. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.008>
- Gorton M.P., Schandl E.S. (2000) From continents to island arcs: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Can. Miner.*, **38**, 1065-1073.
- Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. (2009) On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **158**, 757-783. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0409-2>
- Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Wooden J.L. (2008) Protracted construction of gabbroic crust at a slow spreading ridge: Constraints from $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ zircon ages from Atlantis Massif and IODP Hole U1309D (30°N, MAR). *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9**(8), Q08012. <https://doi.org/10.1029/2008GC002063>
- Hacker B.R., Peacock S.M., Abers G.A., Holloway S.D. (2003) Subduction factory-2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Geophys. Res. Solid Earth*. **108**(B1), 2029. <https://doi.org/10.1029/2001JB001129>
- Harley S.L. (1984) An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 353-373.
- Herzberg C., Condie K., Korenaga J. (2010) Thermal history of the Earth and its petrological expression. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **292**(1-2), 79-88. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.022>
- Hofmann A.W. (1988) Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 297-314.
- Imayama T., Oh C.W., Batybaev S.K., Park C.S., Yi K., Jung H. (2017) Paleoproterozoic high-pressure metamorphic history of the Salma Eclogite on the Kola Peninsula, Russia. *Lithosphere*, **9**(6), 855-873. <https://doi.org/10.1016/j.lithosphere.2017.06.003>

- org/10.1130/L657.1
- Irvine T.N. (1967) Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt 2. Petrologic applications. *Can. J. Earth Sci.*, **4**, 71-103.
- Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. (1992) Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results 125* (Ed. by P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking). College Station, TX: Ocean Drilling Program, 445-486.
- Kerrick D.M. (2002) Geology. Serpentine subduction. *Science*, **298**, 1344-1345. <https://doi.org/10.1126/science.298.5597.1344>
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Kaulina T.V., Dokukina K.A., Bayanova T.B., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2011) The Salma eclogites from the Belomorian Province, Russia: evidence for HP/UHP metamorphism through the subduction of the Mesozoic oceanic crust. *Ultrahigh-Pressure Metamorphism: 25 Years After the Discovery of Coesite and Diamond* (Ed. by L. Dobrzynetska, S. Cuthbert, W. Faryad, S. Wallis). London, Elsevier, 623-670.
- Lenardic A. (2018) The diversity of tectonic modes and thoughts about transitions between them. *Philos. Trans. R. Soc. A*, **376**, 20170416.
- Li B., Ge J., Zhang B. (2018) Diffusion in garnet: a review. *Acta Geochim.*, **37**(1), 19-31. <https://doi.org/10.1007/s11631-017-0187-x>
- Li X., Zhang L., Wei C., Bader T., Guo J. (2023) Cold subduction recorded by the 1.9 Ga Salma eclogite in Belomorian Province (Russia). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **602**, 117930. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117930>
- Li X., Zhang L., Wei C., Zhang G. (2025) Orosirian cold eclogite from Baltica marks the onset of modern plate tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **663**, 19417. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2025.119417>
- Li X.L., Zhang L.F., Wei C.J., Slabunov A.I., Bader T. (2017) Neoproterozoic–Paleoproterozoic granulite-facies metamorphism in Uzkaya Salma eclogite-bearing mélange, Belomorian Province (Russia). *Precambrian Res.*, **294**, 257-283. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.03.031>
- Liu F., Zhang L., Li X., Slabunov A.I., Wei C., Bader T. (2017) The metamorphic evolution of Paleoproterozoic eclogites in Kuru-Vaara, northern Belomorian Province, Russia: Constraints from P-T pseudosections and zircon dating. *Precambrian Res.*, **289**, 31-47. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.11.011>
- Malaspina N., Alvaro M., Campione M., Wilhelm H., Nestola F. (2015) Dynamics of mineral crystallization from precipitated slab-derived fluid phase: first in situ synchrotron X-ray measurements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **169**, 26. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1121-z>
- Mints M.V., Belousova E.A., Konilov A.N., Natapov L.M., Shchipansky A.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Dokukina K.A., Kaulina T.V. (2010) Mesozoic Subduction Processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia. *Geology*, **38**, 739-742. <https://doi.org/10.1130/G31219.1>
- Mints M.V., Dokukina K.A. (2020) Age of eclogites formed by the subduction of the Mesozoic oceanic crust (Salma, Belomorian Eclogite Province, Kola peninsula, Russia): A synthesis. *Precambrian Res.*, **350**, 105879. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105879>
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N. (2014) The Mesozoic–Neoproterozoic Belomorian eclogite province: Tectonic position and geodynamic evolution. *Gondwana Res.*, **25**, 561-584. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.010>
- Mints M.V., Dokukina K.A., Konilov A.N., Kaulina T.V., Belousova E.A., Dokukin P.A., Natapov L.M., Van K.V. (2015) Mesozoic–Kola–Karelia continent. *East European Craton: Early Precambrian History and 3D models of deep crustal structure: Special Paper, 510* (Ed. by K. Condie, F.E. Harvey). Boulder, CO, Geol. Soc. Amer., 15-88.
- Nebel O., Vandenburg E.D., Capitanio F.A., Smithies R.H., Mulder J., Cawood P.A. (2024) Early Earth “subduction”: short-lived, off-craton, shuffle tectonics, and no plate boundaries. *Precambrian Res.*, **408**, 107431. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2024.107431>
- Nickel K.G., Green D.H. (1985) Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **73**, 158-170.
- Nimis P., Taylor W.R. (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **139**, 541-554.
- Niu Y., Hékinian R. (1997) Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett transform: a case study at fast-spreading ridges. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **146**, 243-258.
- Padrón-Navarra J.A., Sánchez-Vizcaino V.L., Garrido C.J., Gómez-Pugnaire M.T. (2011) Metamorphic Record of High-pressure Dehydration of Antigorite Serpentine to Chlorite Harzburgite in a Subduction Setting (Cerro del Almirez, Nevado-Filábride Complex, Southern Spain). *J. Petrology*, **52**(10), 2047-2078. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr039>
- Parkinson I.J., Pearce J.A. (1998) Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt–Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *J. Petrology*, **39**(9), 1577-1618.
- Patino Douce A.E. (2005) Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar. *J. Petrol.*, **46**(2), 275-290. <https://doi.org/10.1093/petrology/egh071>
- Plank T., Langmuir C.H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem. Geol.*, **145**, 325-394.
- Powell R. (1985) Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Metamorph. Geol.*, **3**(3), 231-243. <https://www.doi.org/10.1111/j.1525-1314.1985.tb00319.x>
- Pozhilenko V.I. (1987) Metahyperbasites of the Yensko-Rikolavinskaya zone of the northwestern White Sea region. *Basite-hyperbasite magmatism of the main structural-formational zones of the Kola Peninsula*. Apatity, KF AN SSSR, 83-87. (In Russ.)
- Ranero C., Morgan J.P., McIntosh K., Reichert C. (2003) Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, **425**, 367-373.
- Rushmer T. (1991) Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid-absent conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **107**, 41-59.
- Shchipansky A.A., Khodrevskaya L.I., Konilov A.N., Slabunov A.I. (2012a) Eclogites from the Belomorian Mobile Belt (Kola Peninsula): geology and petrology.

- gy. *Russ. Geol. Geophys.*, **53**(1), 1-21 (translated from *Geol. Geofiz.*, **53**(1), 3-29). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2011.12.001>
- Shchipansky A.A., Khodorevskaya L.I., Slabunov A.I. (2012) The geochemistry and isotopic age of eclogites from the Belomorian Belt (Kola Peninsula): evidence for subducted Archean oceanic crust. *Russ. Geol. Geophys.*, **53**(3), 262-280 (translated from *Geol. Geofiz.*, **53**(3), 341-364). <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.02.004>
- Skjerlie K.P., Patino Douce A.E. (1995) Anatexis of interlayered amphibolite and pelite at 10 kbar: effect of diffusion of major components on phase-relations and melt fraction. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 62-78.
- Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G. (2012) General relations in the trace element composition of zircons from eclogites with implications for the age of eclogites in the Belomorian mobile belt. *Petrology*, **20**(5), 427-449 (translated from *Petrologiya*, **20**(5), 470-494). <https://doi.org/10.1134/S0869591112050062>
- Skublov S.G., Berezin A.V., Mel'nik A.E. (2011) Paleoproterozoic eclogites in the Salma area, Northwestern Belomorian mobile belt: composition and isotopic geochronologic characteristics of minerals and metamorphic age. *Petrology*, **19**(5), 470-495 (translated from *Petrologiya*, **19**(5), 493-519). <https://doi.org/10.1134/S0869591111050055>
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Magmatism in the Ocean Basins: Special Publications*, **42** (Ed. by A.D. Saunders, M.J. Norry). London, Geol. Soc., 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. (1995) The geochemical evolution of the continental crust. *Rev. Geophys.*, **33**, 241-265.
- Thy P. (2003) Igneous petrology of gabbros from Hole 1105A: oceanic magma chamber processes. *Proc. Ocean Drilling Program: Sci. Res.*, **179**, 1-76. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.179.017.2003>
- Wang L., Kusky T.M., Polat A., Wang S., Jiang X., Zong K., Wang J., Deng H., Fu J. (2014) Partial melting of deeply subducted eclogite from the Sulu orogen in China. *Nature Communications*, **5**, 5604. <https://doi.org/10.1038/ncomms6604>
- Watkins J., Clemens J., Treloar P. (2007) Archean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2 GPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 91-110.
- Whitney D.L., Evans B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Amer. Miner.*, **95**, 185-187.
- Winther K.T. (1996) An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts. *Chem. Geol.*, **127**, 43-59.
- Wojdyr M. (2010) Fityk: a general-purpose peak fitting program. *J. Appl. Crystallogr.*, **43**, 1126-1128. <https://doi.org/10.1107/S0021889810030499>
- Wolf M.B., Wyllie P.J. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, 369-383.
- Yang J.-J., Powell R. (2008) Ultrahigh-pressure garnet peridotites from the devolatilization of sea-floor hydrated ultramafic rocks. *J. Metamorphic Geol.*, **26**, 695-716. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00780.x>
- Yu H., Li X., Zhang L., Zhang L., Wei C., Li X., Guo J., Badger T., Qi Y. (2018) The metamorphic evolution of Salma-type eclogite in Russia: Constraints from zircon/titanite dating and phase equilibria modeling. *Precambrian Res.*, **326**, 363-384. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.019>
- Zhong X., Dabrowski M., Jamtveit B. (2021) Analytical solution for residual stress and strain preserved in anisotropic inclusion entrapped in an isotropic host. *Solid Earth*, **12**, 817-833. <https://doi.org/10.5194/se-12-817-2021>
- Zhong X., Wallis D., Kingsbery P., John T. (2024) On the sensitivity of inclusion pressures after entrapment: the drastic effect of aqueous fluid on garnet viscous relaxation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **636**. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2024.118713>
- Zircon. (2003) Reviews in Mineralogy and Geochemistry, **53**. (Ed. by J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin). Washington, DC, Miner. Soc. Amer., 500 p.