

**ЭКЛОГИТЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА (*Кольский полуостров*):
ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ**

А.А. Щипанский, Л.И. Ходоревская*, А.Н. Конилов, А.И. Слабунов**

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия

** Институт экспериментальной минералогии РАН,
142432, Черноголовка, Московская обл., ул. Академика Осипьяна, 4, Россия*

*** Институт геологии Карельского научного центра РАН,
185910, Петрозаводск, Пушкинская ул., 11, Россия*

Рассматриваются вопросы геологии и петрологии древнейших коровых эклогитов, обнаруженных в позднеархейском тоналит-трондjemит-гранодиоритовом (ТТГ) комплексе Беломорского пояса на Кольском полуострове. Показано, что, по всей видимости, эклогитовые тела имеют широкое распространение. Приведены результаты исследований на одном из ключевых объектов — карьере Куру-Ваара, в уступах которого вскрыты несколько десятков блоков различной степени измененных эклогитов, хаотично распределенных в матриксе ТТГ гнейсов. На основе полевых наблюдений выделены два визуально различных типа эклогитов — «южных» крупнозернистых сильно ретроградно измененных и «северных» мелкозернистых хорошей сохранности. В блоках южных эклогитов наблюдаются многочисленные свидетельства разных стадий их частичного плавления с образованием жил и каналов просачивания ТТГ расплавов. В блоках северных эклогитов таких явлений не наблюдалось. Несмотря на заметные минералогические различия, оба типа эклогитов могут быть отнесены к амфиболовым эклогитам. Барометрические оценки параметров их пиковых стадий, основанные на растворимости жадеитового минала в омфациите, показывают минимальные давления ~ 12 кбар для северных эклогитов и ~ 14—14.5 кбар для южных. Температурные оценки дают значения ~ 700 и ~ 750 °С соответственно. Однако присутствие кварцевых ламелл в матричных Na-клинопироксенах в обоих типах эклогитов и их валовые составы, соответствующие высокомагнезиальным базальтам, свидетельствуют в пользу того, что пиковые условия метаморфизма эклогитов Куру-Ваары могли достигать параметров метаморфизма сверхвысоких давлений. Анализ предполагаемых *PT* траекторий метаморфической эволюции эклогитов показывает, что весь цикл от начала погружения протолитов до их эксгумации на уровне средней коры мог занимать всего несколько миллионов лет.

Совокупность приведенных данных позволяет предполагать, что образование эклогитов Куру-Ваары было связано с процессами субдукции архейской океанической коры, состав и строение которой должны были сильно отличаться от современной океанической коры.

Эклогиты, частичное плавление, ТТГ гнейсы, высокобарический метаморфизм, субдукция, эксгумация, архейская океаническая кора.

**ECLOGITES FROM THE BELOMORIAN MOBILE BELT (*Kola Peninsula*):
GEOLOGY AND PETROLOGY**

A.A. Shchipansky, L.I. Khodorevskaya, A.N. Konilov, and A.I. Slabunov

The paper focuses on the metamorphic geology of the oldest crustal eclogites discovered in the Late Archean tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) complex of the Belomorian Mobile Belt on the Kola Peninsula. Eclogite bodies are, most likely, widespread. We studied one of the key objects, the Kuru-Vaara quarry, where several tens of retrogressed eclogite blocks randomly embedded in the TTG gneisses were stripped at the benches. Based on the field observations, two visually different types of eclogites have been recognized: “southern”, strongly retrogressed coarse-grained, and “northern”, well-preserved fine-grained. The southern eclogite blocks bear evidence for their partial melting with the formation of veins and melt percolation channels. The northern eclogite blocks show no evidence for melting. Despite the significant mineralogical difference, both types of eclogites can be assigned to amphibole eclogite facies. The applied jadeite solubility geobarometers yielded the minimum pressures of ~12 kbar for the northern eclogites and ~14–15 kbar for the southern ones. The used geothermometers yielded ~700 and ~750°C, respectively. But the presence of quartz lamellae in Na-

clinopyroxenes in both types of eclogites and their bulk compositions corresponding to high-Mg basalts indicate that the Kuru-Vaara eclogites might have reached ultrahigh-pressure metamorphism. Analysis of the tentative P - T paths of metamorphic evolution for both types of eclogites showed that their burial–exhumation cycle might have taken as short as a few million years.

The set of presented data suggests that the formation of the Kuru-Vaara eclogites was related to the subduction of the Archean oceanic crust, which should have differed in composition and structure from the modern oceanic crust.

Eclogites, partial melting, TTG gneisses, high-pressure metamorphism, subduction, exhumation, Archean oceanic crust

ВВЕДЕНИЕ

Изотопно-геохимические исследования мантийных ксенолитов из кимберлитовых трубок показывают, что в архее, как и в последующие геологические эпохи, действовал механизм рециклинга вещества, образовавшегося у поверхности Земли и погружавшегося в глубокую мантию [Shirey et al., 2008]. С точки зрения современной геодинамики, главным механизмом рециклинга корового вещества является субдукция океанической коры; деляминация фрагментов нижней коры, по-видимому, может вносить лишь незначительный вклад в этот процесс.

Вместе с тем проблема субдуцируемости океанической коры в архее продолжает оставаться дебатированным предметом, что связывается с оценками температурного режима мантии Земли того времени. В силу более высокого теплового потока ранней Земли должна была формироваться океаническая кора в 2—3 раза большей мощности, нежели ~ 6—7-километровая современная океаническая кора, генерируемая в срединно-океанических хребтах с потенциальной температурой верхней мантии (T_p) ~ 1300—1350 °C [Sleep, Windley, 1982; Herzberg et al., 2007]. Чтобы оценить T_p для архейской верхней мантии исследователи сталкиваются с большими трудностями, поскольку не известны хорошо документированные примеры океанической коры того времени. Существует широкий спектр оценок этого параметра, основанных как на данных магматической петрологии, так и на параметрических расчетах тепловой эволюции Земли — от 1450—1500 °C до 1700—1800 °C [Korenaga, 2008; Щипанский, 2008]. Но даже при минимальных оценках T_p архейской верхней мантии, мощность генерируемой океанической коры в этом случае должна была составлять ~ 25—30 км, а ее внутренняя структура быть скорее схожей с современными океаническими плато, нежели с офиолитами [Щипанский, 2008]. Теоретически субдуцируемость океанической коры столь большой мощности оказывается под большим вопросом.

Во-первых, представляется, что такая мощная кора должна обладать положительной плавучестью, а, следовательно, не могла субдуцировать и испытывать что-то вроде торошения над предполагаемыми зонами нисходящих конвективных ячеек [Davies, 1992]. Во-вторых, высокая температура архейской верхней мантии должна была приводить к пониженной вязкости и, как следствие, ее более интенсивной конвекции, что сильно препятствует инициации субдукции. К тому же подобные условия могли вызывать полную дегидратацию мафических частей архейской океанической коры до глубин их трансформации в эклогиты, что, по мнению некоторых исследователей, делает запретной субдукцию в архее [Bjørnerud, Austrheim, 2004]. Численные модели субдукции, основанные на параметризации плавучести архейской океанической коры и ее прочности при повышенных мантийных температурах, показывают, что субдукция при $T_p > 1600$ °C не происходит даже в том случае, если предполагать полную эклогитизацию погружавшейся океанической коры [van Hunen, van den Berg, 2008].

Однако множество геологических данных по древним щитам свидетельствуют о том, что основные корообразующие процессы, по крайней мере, с 3.2 млрд лет были связаны с конвергентными обстановками, предполагающими субдукцию океанической коры [Розен и др., 2008; Condie, Kröner, 2008]. Действительно, большая часть основных метавулканитов архейских зеленокаменных поясов по геохимическим характеристикам обладает признаками их происхождения в надсубдукционных обстановках. Известные к настоящему времени примеры сохранившихся фрагментов архейских офиолитовых ассоциаций, включая разрезы с метавулканитами бонинитовых серий, относятся к типу супрасубдукционных офиолитов [Щипанский, 2008; Dilek, Polat, 2010]. Что же могло погружаться в зоны архейской плитовой конвергенции?

До недавнего времени единственным источником информации для ответа на этот вопрос служили мантийные ксенолиты эклогитов архейского возраста из кимберлитовых трубок. Хотя результаты их исследований, безусловно, внесли важный вклад в понимание геодинамики формирования ранней континентальной коры [Rollinson, 1997; Соболев и др., 1998; Barth et al., 2001], оставались значительные неопределенности в надежности реконструкций составов протолитов эклогитовых ксенолитов, связанных с воздействием кимберлитовых магм. К тому же неизвестность коровых эклогитов архейского воз-

раста неизбежно ставила вопросы о причинах их тотального отсутствия в архейской коре на фоне широкого распространения в архейской сублитосферной мантии.

Наиболее древними коровыми эклогитами считались палеопротерозойские эклогиты Танзании с изотопным возрастом 2.0 млрд лет [Möller et al., 1995; Sklyarov et al., 1998]. Впервые в мире эклогиты с архейским изотопным возрастом 2720.7 ± 5.8 млн лет были описаны В.И. Володичевым с соавторами [2004] в юго-восточной части Беломорского подвижного пояса Балтийского щита (район дер. Гридино), где они залегают в виде многочисленных блоков, заключенных в гнейсы беломорского комплекса. Вскоре нами были обнаружены позднеархейские эклогиты в северной части Беломорского пояса на Кольском полуострове, которые по месту их находки получили название эклогитов Салмы [Щипанский и др., 2005]. В дальнейшем новые находки эклогитов в этой части пояса быстро нарастали и к настоящему времени достигли нескольких десятков, хотя, по имеющимся данным, количество эклогитовых тел здесь может достигать многих сотен [Щипанский и др., 2007].

Целью настоящей статьи является детальное рассмотрение геологических соотношений эклогитов с вмещающими комплексами в пределах кольской части Беломорского пояса и их петрологических характеристик. Результатам изотопного датирования и геохимических исследований эклогитов будет посвящена отдельная статья. Поскольку эклогиты Салмы были описаны ранее [Щипанский, Конилов, 2009; Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011], то большая часть работы будет посвящена новым данным, полученным в результате исследований эклогитов Куру-Ваары, проводившихся авторами в 2006—2009 гг. Эти данные позволяют существенно расширить представления о генезисе древнейших эклогитов, значение которых для архейской геодинамики выходит далеко за рамки Балтийского щита.

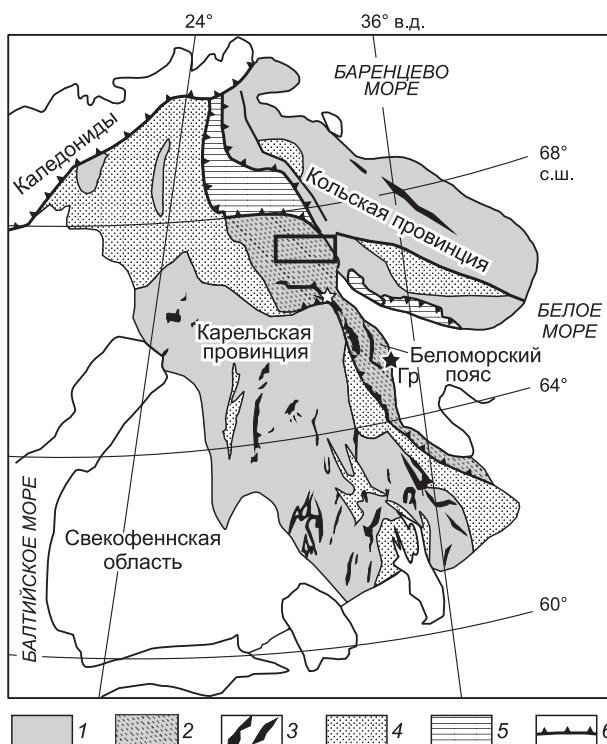
ЭКЛОГИТЫ В СТРУКТУРЕ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА

В структуре восточной части Балтийского щита Беломорский пояс располагается между Карельским кратоном (гранит-зеленокаменной областью) и Кольской провинцией (см. рис. 1). Он издавна определялся как подвижный, или мобильный, пояс, тем самым отражая характер интенсивных полифазных деформаций развитых здесь породных ассоциаций, претерпевших несколько эпизодов метаморфизма кианитовой фациальной серии как в архейское время, так и в палеопротерозое [Слабунов, 2008]. Пояс сложен преимущественно серыми гнейсами, которые, как и на других щитах мира, принадлежат к тоналит-грандьемит-гранодиоритовой серии, традиционно рассматриваемой как определяющий компонент ранней континентальной коры. В резко подчиненном количестве присутствуют высокоглиноземистые парагнейсы и амфиболиты.

Практически полное отсутствие в пределах Беломорского пояса палеопротерозойских вулканогенно-осадочных ассоциаций, высокий уровень метаморфизма повышенных давлений слагающих его архейских ассоциаций позволяют рассматривать пояс как эксгумированный на поверхность средний уровень архейской земной коры восточной части Балтийского щита [Bogdanova, 1996]. Его эксгумация произошла в конце палеопротерозоя [Володичев, 1990; Глебовицкий и др., 1996], что подтверждается данными U-Pb датирования сфенов и рутилов из пород беломорского комплекса, показывающими возрасты свекофеннской орогении 1.92—1.82 млрд лет [Bibikova et al., 2001]. Несмотря на воздействие

Рис. 1. Схема, иллюстрирующая положение Беломорского пояса в структуре восточной части Балтийского щита.

1 — непереработанные преимущественно мезо- и неоархейские ТТГ комплексы, граниты; 2 — ТТГ комплексы, переработанные в палеопротерозое; 3 — мезо- и неоархейские зеленокаменные пояса; 4 — палеопротерозойские вулканогенно-осадочные породы; 5 — палеопротерозойские гранулиты и ортогнейсы; 6 — фронт каледонских надвигов. Прямоугольником выделен район исследований (см. рис. 2). Черной звездочкой обозначено местоположение первой в мире находки архейских коровых эклогитов Гридино (Гр), белой звездочкой — местоположение супрасубдукционных офиолитов с возрастом ~ 2.78 млрд лет в Северо-Карельском зеленокаменном поясе.



свекофеннских тектонотермальных событий, основные черты структурного стиля Беломорского пояса, главным мотивом которого являются глубинные покровы, были сформированы в основном в позднем архее [Миллер, Милькевич, 1995]. Таким образом, Беломорский пояс является уникальной структурой для исследований глубинных коровых процессов петро- и тектогенеза ранней континентальной коры Балтийского щита.

Изотопно-геохронологические исследования Беломорского пояса показали, что основные корообразующие процессы происходили здесь в позднем архее с 2900 до 2615 млн лет и были связаны с субдукционными и аккреционно-коллизийными событиями [Бибикова и др., 2004]. Основной объем сформированной в это время континентальной коры пояса являлся ювенильным, поскольку имеющиеся определения Nd-модельного возраста по гнейсам Беломорского пояса показывают аналогичный возрастной интервал 2.93—2.73 млрд лет, а значения ϵ_{Nd} для образцов с надежным определением U-Pb возрастов соответствуют таковым модельной деплетированной мантии [Timmerman, Daly, 1995].

Постархейская магматическая активность в пределах пояса была спорадически проявлена внедрениями малых интрузий и даек сумийского (~ 2.45—2.40 млрд лет) комплекса лерцолитов-габброноритов [Слабунов, 2008], а также многочисленных роев слюдяных и керамических пегматитовых даек, их U-Pb изотопный возраст составляет ~ 1.9 млрд лет [Бибикова и др., 2004].

Хотя доказанные петрологическими исследованиями и изотопным датированием архейские эклогиты в Беломорском поясе стали известны лишь несколько лет тому назад, следует заметить, что их присутствие среди гнейсов беломорского комплекса отмечалось уже достаточно давно. Пожалуй первое упоминание в печати о присутствии эклогитов среди серых гнейсов в районе исследования вблизи оз. Чумбо было сделано Н.В. Горловым [1967]. В начале 70-х годов прошлого столетия В.А. Глебовицкий также находил эклогиты с сохранившимся матричным омфацитом на одном из островов оз. Верхняя Пиренга (устное сообщение). Анализ изданных геологических карт по материалам съемок м-ба 1:200 000 позволяет предполагать чрезвычайно широкое распространение эклогитов среди ТТГ гнейсов беломорского комплекса района исследований [Щипанский и др., 2007] (рис. 2). Действительно, эклогитовые тела Узкой и Широкой Салмы отражены на этих картах как комплекс ранних архейских гранатовых габбро-амфиболитовых интрузий, несколько десятков которых было закартировано в ~ 40-километровой полосе ТТГ гнейсов беломорской серии между Чун-озером на севере и южным берегом оз. Бабинская Имандра на юге. Более того, несколько крупных тел севернее оз. Каложное были отмечены как амфибол-гранат-клинопироксеновые интрузии архейского возраста (?!), а развитые в этом районе многочисленные мелкие тела метаморфизованных основных пород были отнесены к архейским друзитам. Ревизия некоторых из подобных тел показала, что они представляют собой ретроградно измененные эклогиты.

В Беломорском поясе, как впрочем и в подавляющем числе примеров высокобарических ассоциаций фанерозойских складчатых поясов, эклогиты были подвержены сильным ретроградным изменениям, связанным как с их декомпрессией, так и с последующими метаморфическими преобразованиями. Во многих случаях эти изменения проявлены настолько сильно, что эклогитовые парагенезисы почти полностью замещаются амфиболитовыми иногда с резорбированным гранатом, но часто и без него. Полная трансформация эклогитов в амфиболиты повсеместно наблюдается вдоль контактов эклогитовых тел с вмещающими их гнейсами и секущими свекофеннскими пегматитовыми и кварцевыми жилами. Кроме того, в самих эклогитовых телах, как правило, наблюдаются полосовые и пятнистые зоны наложенной амфиболитизации значительной мощности. Заметим также, что степень сохранности эклогитов зачастую не зависит прямо от размеров тел. Так, в крупнейшем из изученных нами эклогитовых тел Узкой Салмы, протягивающегося по простиранию примерно на 4 км (см. рис. 2), реликты высокобарических ассоциаций сохраняются лишь спорадически. В то же время некоторые эклогитовые блоки, не превышающие в поперечнике нескольких метров, иногда сохраняют различимые визуально участки пиковых гранат-омфацитовых парагенезисов. Однако, как правило, в центральных частях блоков сохраняются симплектитовые эклогиты, т.е. эклогиты, в которых омфацит был практически полностью псевдоморфно замещен тонкозернистым диопсид-плагиоклазовым агрегатом. Макроскопически это массивные плотные породы, в их зеленовато-серой симплектитовой матрице находятся многочисленные порфиробласты розового граната, окруженные келифитовыми плагиоклаз-амфиболовыми каймами, что типично для декомпрессионных структур эклогитов независимо от их возраста. По-видимому, именно такие коронарные структуры и определили отнесение симплектитовых эклогитов к комплексу архейских друзитов.

Вероятно, что не все эклогитовые тела (см. рис. 2) окажутся собственно эклогитами, поскольку на этой площади известны и силикодеформированные тела габбро-амфиболитов, в которых, в отличие от эклогитов, как правило, отчетливо сохраняются габбровые структуры. Однако несомненным представляется то, что общее количество эклогитовых тел в этом районе Беломорского пояса может достигать многих сотен и даже тысяч, что, по-видимому, наилучшим образом объясняет увеличенную здесь мощность гравитационно-активного слоя, известного как Беломорский региональный гравитационный максимум [Цирульникова и др., 1968].

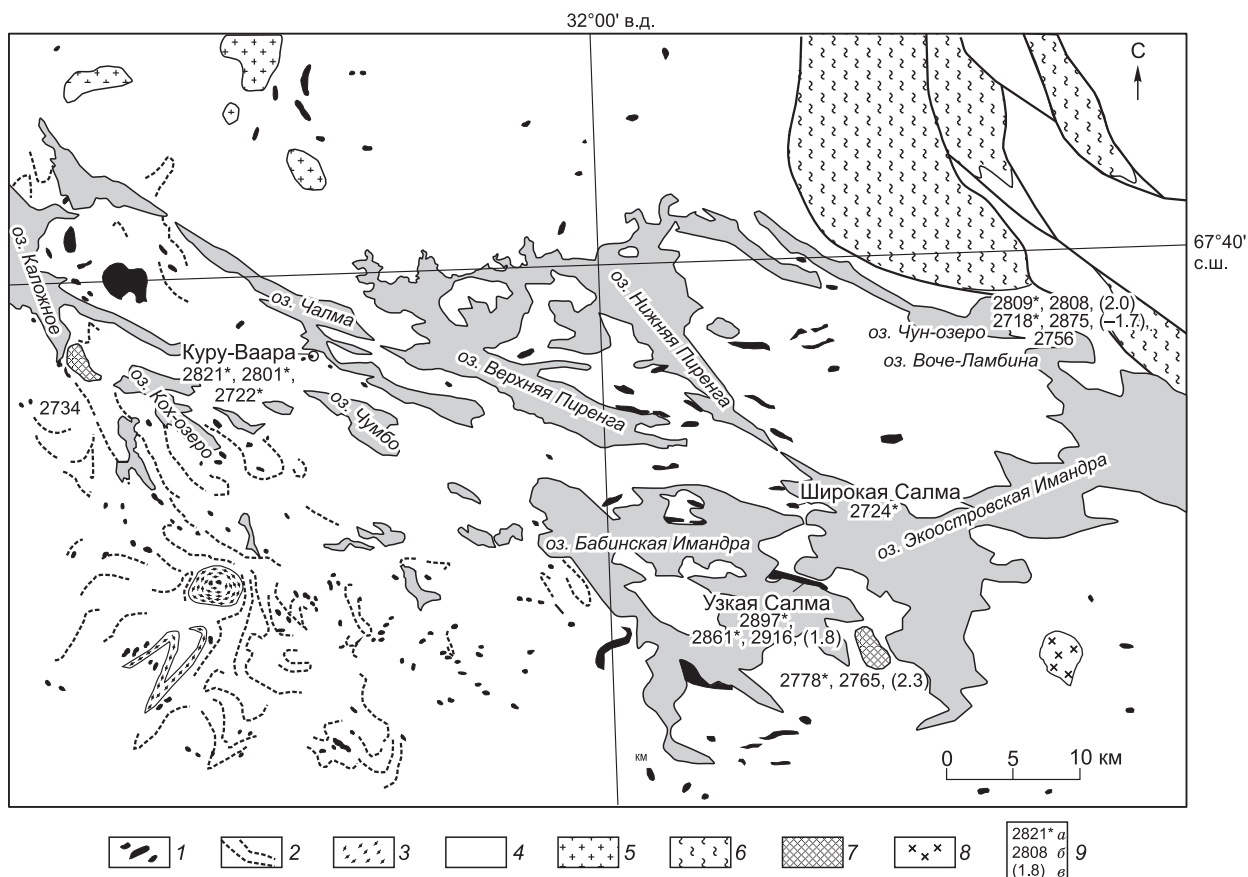


Рис. 2. Схема вероятной распространённости эклогитов в структуре северо-восточной части Беломорского пояса с указанием точек, где были получены изотопно-геохронологические данные.

Мезо- и неогархей: 1 — эклогиты и эклогитоподобные породы, 2 — пластовые тела амфиболитов, 3 — высокоглиноземистые парагнейсы, 4 — плагиигранитогайсы (преимущественно ТТГ), 5 — граниты; палеопротерозой: 6 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные и плутонические породы, 7 — габброноритовые интрузии; палеозой: 8 — карбонатиты; 9 — изотопные возрасты (млн лет): *a* — U-Pb, *б* — Sm-Nd модельный, *в* — $\epsilon_{Nd}(t)$. Используются данные геологических съёмок м-ба 1:200 000 [Timmerman, Daly, 1995; Пожиленко и др., 2002; Mints et al., 2010; Konilov et al., 2011], а также личных полевых наблюдений и результатов исследований авторов.

Важнейшим для понимания архитектуры глубоких горизонтов ранней континентальной коры, обнажающихся в Беломорском поясе, является разрез карьера Куру-Ваара (см. рис. 2). Этим действующим карьером по добыче керамических пегматитов полностью вскрыт фрагмент пояса вкрест простирания на 1200 м и на глубину около 100 м. Восемь его уступов ориентированы по простиранию (~ 330°) промышленные пегматитовых жил, мощность последних составляет в среднем 5—6 м; падение жил северо-восточное под углами 40—60°. Согласно предшествующим исследованиям, пегматитовое поле располагается в архейском мигматит-гнейсовом комплексе с подчиненным количеством амфиболитов, который традиционно относится к беломорской серии архея, а некоторыми авторами он выделяется как самостоятельный ёнский метаморфический осадочно-вулканогенный комплекс [Пожиленко и др., 2002].

Проведенное нами детальное картирование карьера, сопровождаемое отбором образцов для петрологических, изотопно-геохронологических и геохимических исследований, позволило выявить более сорока блоков эклогитов и генетически связанных с ними пиклогитов¹. Полученные результаты отражены на рис. 3.

Как видно на карте, здесь запечатлена важная информация об относительных возрастных соотношениях между различными магматическими комплексами. К наиболее молодым образованиям относятся редкие дайки оливиновых мелилититов, вероятно, девонского возраста (не показаны на карте), прорывающие как гнейсовый комплекс, так и пегматитовые жилы. Последние имеют отчетливо секущее

¹ Термин «пиклогит» вслед за [Anderson, Bass, 1984] нами используется для удобства описания высокомагнезиальных пород, метаморфизованных в условиях эклогитовой фации.

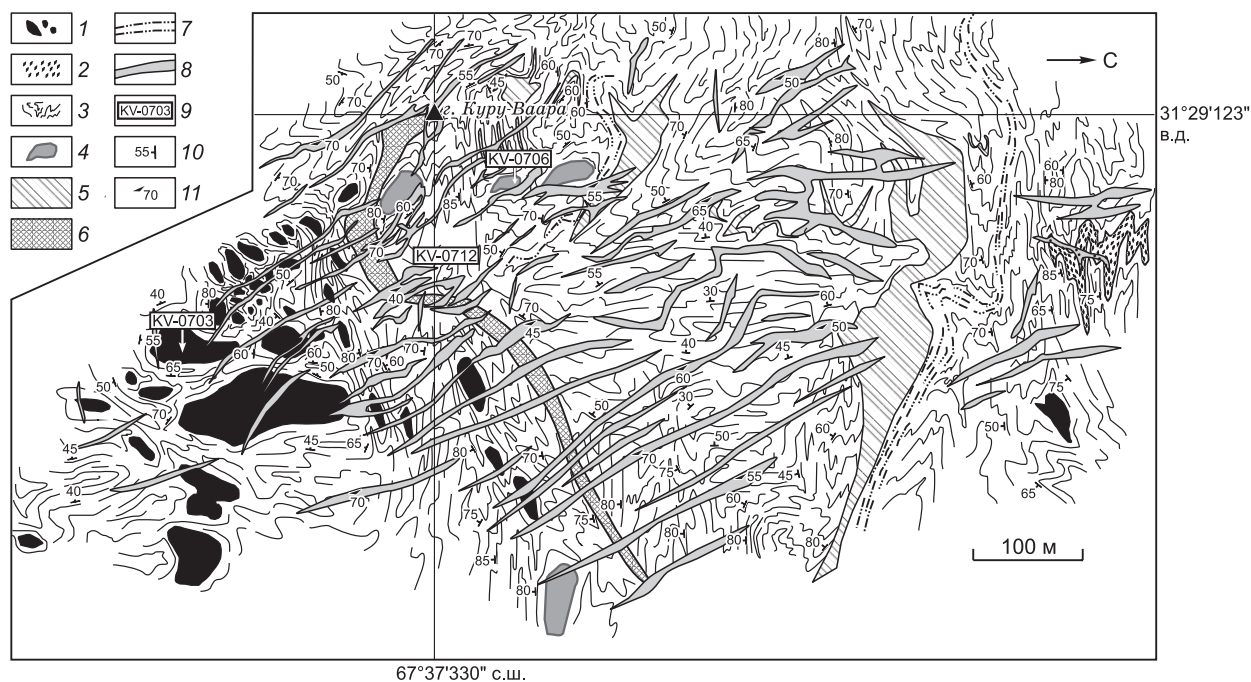


Рис. 3. Геологическая карта карьера Куру-Ваара.

Поздний архей: 1 — южные эклогиты и пиклогиты, 2 — высокоглиноземистые (Ку-Grt-Bi) гнейсы, 3 — ТТГ гнейсы, 4 — северные эклогиты, 5 — габбро-амфиболиты и санукитоиды; палеопротерозой ранний: 6 — метапикриты (коронитовые оливиновые микрогаббронориты), поздний: 7 — зоны существенно калишпатовых милонитов и blastsмилонитов, 8 — дайки промышленных керамических пегматитов; 9 — места отбора изотопно-геохронологических проб и их номера; 10, 11 — элементы залегания: 10 — полосчатости ТТГ гнейсов, 11 — керамических пегматитов.

положение по отношению ко всем более древним комплексам и по аналогии с подобными датированными пегматитовыми жилами пояса рассматриваются как свекофенские.

Реперное значение имеет дайка метапикритов (лерцолитов), секущая структурный план архейского комплекса (см. рис. 3; 4, А). Визуально это тонкозернистая массивная порода магматического облика темного цвета, в котором доминируют коричневатые оттенки. Иногда в ней присутствуют небольшие ксенолиты сильноизмененных ТТГ гнейсов. В шлифах из дайки обнаруживается тонкокристаллический агрегат первичных магматических минералов — магнезиального ортопироксена (пижонита), авгита, оливина и редко битовнитового плагиоклаза, по границам которых наблюдаются зачаточные (50—100 мкм) каймы граната, иногда замещаемые ассоциацией роговой обманки и кислого плагиоклаза. Подобные коронарные, или друзитовые, структуры типоморфны для сумийских лерцолит-габброноритовых интрузивных комплексов Беломорского пояса. Механизм и условия их формирования хорошо изучены и подтверждены экспериментальными данными [Ларикова, 2000; Larikova, Zaraisky, 2009], а многочисленные изотопные датировки показывают возраст магматизма около 2.45 млрд лет [Слабунов, 2008].

Архейский комплекс сложен преимущественно серыми плагиогнейсами, состоящими из различного рода тел метаморфитов основного и ультраосновного составов. По структурному положению выделяются две группы таких тел.

На севере и в центральной части карьера вскрыты сильнодеформированные тела габбро-амфиболитов, в них, как правило, проявляется габбровая структура. Эти тела сохраняют структурные признаки их магматического внедрения в виде пластообразных тел, претерпевших, очевидно, синметаморфические вязкопластические деформации совместно с вмещающими их гнейсами (см. рис. 4, Б). Вероятно, к этому же комплексу относятся сильнодеформированные и будинированные маломощные (до 0.5 м) тела явно обогащенных биотитом тонкозернистых амфиболитов, которые пространственно тяготеют к габбро-амфиболитовым массивам и, по-видимому, могут представлять собой метаморфизованные дайки лампрофиров. Наиболее крупные тела габбро-амфиболитов обнаруживают зональное строение — в их центральных частях появляются породы более кислого состава — тонкозернистые однородные тоналиты без признаков гнейсовидности. По химизму эти тоналиты относятся к санукитоидам, а наблюдаемые соотношения с габбро-амфиболитами позволяют говорить о миглинговом характере взаимодействия

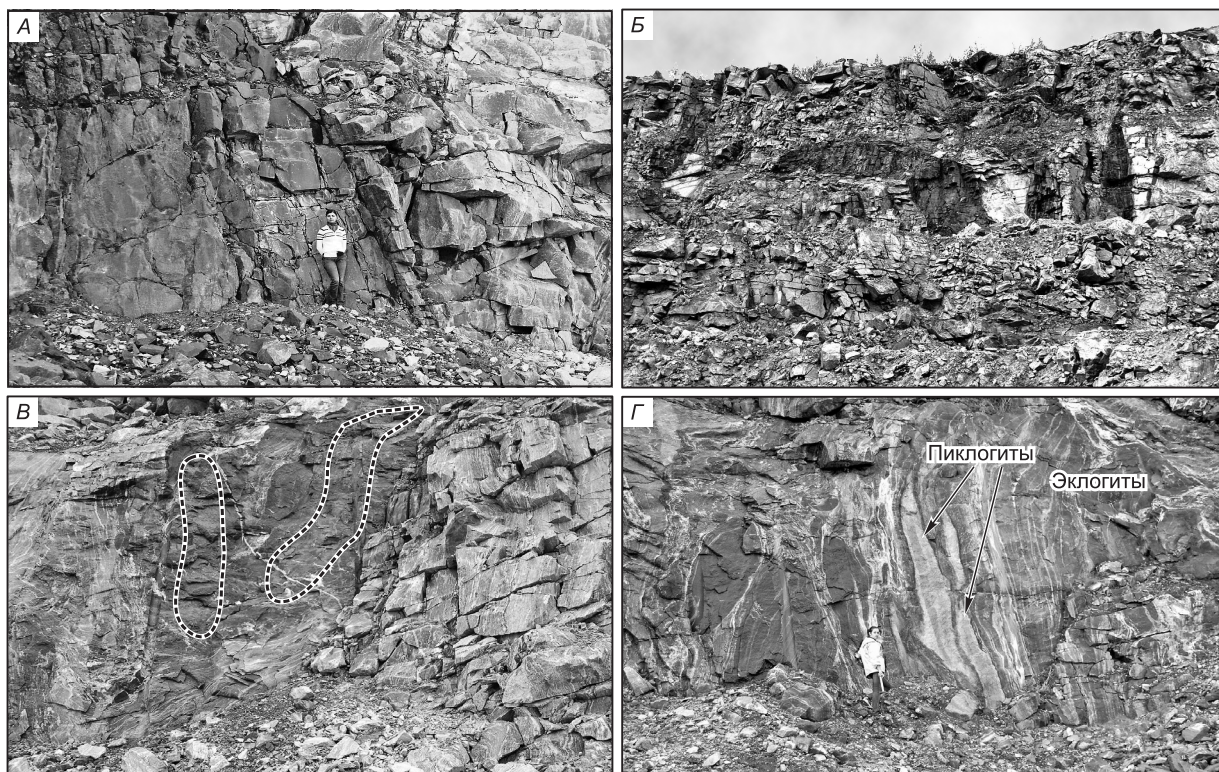


Рис. 4. Фотографии, иллюстрирующие некоторые важные соотношения между различными комплексами, вскрытыми на карьере Куру-Ваара.

А — интрузивный контакт сумийской дайки метапикритов (слева) с ТТГ гнейсами (справа); *Б* — сильнодеформированное пластобразное тело габбро-амфиболитов в ТТГ гнейсах, северная часть карьера, второй уступ высотой 10 м; *В* — блок эклогитов в ТТГ гнейсах, штриховой линией выделены ядерные части блока с сохранившимися ассоциациями симплектитовых эклогитов, южный фланг карьера, третий уступ высотой 5 м; *Г* — композитный блок с переслаиванием эклогитов и пиклогитов, южный фланг карьера, третий уступ.

габбровых и санукитоидных расплавов, т.е. о субсинхронности их внедрения в ранее сформированную ТТГ гнейсовую раму.

Вторую группу метаморфизованных мафит-ультрамафитов составляют ретроградно измененные эклогиты и пиклогиты. Они, в отличие от описанных выше габбро-амфиболитов, не обнаруживают структурных признаков внутрикоровых магматических тел. Их расположение в пространстве скорее схоже со своеобразным неструктурированным мономиктовым меланжем, эклогитовые и пиклогитовые блоки которого погружены в матрикс ТТГ гнейсов (см. рис. 3). Единственным исключением является сильнодеформированный блок высокоглиноземистых кианит-гранат-биотитовых парагнейсов на севере карьера, традиционно относящихся к чупинской свите беломорской серии.

Как правило, блоки эклогитов сильно амфиболлизированы, иногда вплоть до полной их трансформации в амфиболиты. Во многих случаях фрагменты с сохранившимися эклогитовыми минеральными ассоциациями можно наблюдать только благодаря тому, что эклогитовые блоки были расколоты горными выработками, тем самым обнажив их ядерные части (см. рис. 4, *В*). Пиклогиты чаще наблюдаются в виде отдельных малых блоков. По химическому составу они относятся преимущественно к пикритами, а по минеральному — это почти мономинеральные клинопироксениты или безкварцевые гранат-диопсидовые и гранат-диопсид-амфиболовые породы; в наиболее высокомагнезиальных разностях заметно присутствие талька. Некоторые блоки демонстрируют очевидные свидетельства генетической связи эклогитов и пиклогитов, что выражается в чередовании пород основного (эклогиты) и ультраосновного (пиклогиты) составов, указывая скорее на эффузивную природу протолитов, нежели на их интрузивное происхождение (см. рис. 4, *Г*).

На базе детальных полевых наблюдений были выделены две группы эклогитов, которые, основываясь на пространственном распределении в карьере, условно можно назвать южными и северными.

Южные эклогиты составляют большую часть закартированных эклогитовых тел. Отличительной их особенностью является относительная крупность зерен граната (в среднем 3—5 мм), занимающих

~ 40 % объема породы, беспорядочно заключенных в серо-зеленой тонкозернистой массе диопсид-плагиоглазовой симплектитовой матрицы. Только в единичных блоках визуально были обнаружены сохранившиеся фрагменты с ярко-зелеными зернами омфацита размером в первые сантиметры. Кроме того, здесь присутствуют и кианитсодержащие разности; голубые пластинки кианита миллиметровых размеров иногда хорошо различимы невооруженным глазом в симплектитовой матрице.

В группу северных эклогитов объединены четыре блока эклогитов, заметно отличающихся от южных. Прежде всего, это относится к степени сохранности эклогитовой минеральной ассоциации, позволяющей даже визуально с высокой вероятностью относить эти породы к эклогитам *sensu stricto*, согласно принятому определению [Desmons, Smulikowski, 2007]. Действительно, внешне это плотные массивные породы с мелким (~ 1 мм) обильным (~ 40—45 % объема породы) гранатом в мелкокристаллической амфибол-клинопироксеновой зеленой, иногда с коричневатым оттенком, матрице.

Помимо текстурных различий существуют дополнительные диагностические критерии, позволяющие разграничивать два типа эклогитов.

Во-первых, в отличие от северных в блоках южных эклогитов часто наблюдаются ясные свидетельства их частичного плавления, которые сохранились в «замороженном» виде. Данное определение связано с тем, что все ниже описываемые явления ограничиваются только эклогитовыми блоками. Начальные стадии плавления проявляются в виде суспензионного насыщения эклогитовой матрицы лейкократовым кварц-плагиоклазовым агрегатом, что сопровождается новообразованием пятнистых скоплений амфибола. Можно наблюдать в замороженном виде и свидетельства начала миграции расплава с появлением в матрице обогащенных гранатом полос реститовой фазы (рис. 5, А). Подобная картина поведения кислого расплава описывается условиями низких степеней плавления источника, когда количество расплава не превышает ~ 8 об. % [Vigneresse et al., 1996]. Иногда в сегрегациях расплавленной фазы появляются крупные кристаллы кианита, что позволяет думать о высокотемпературных условиях начала

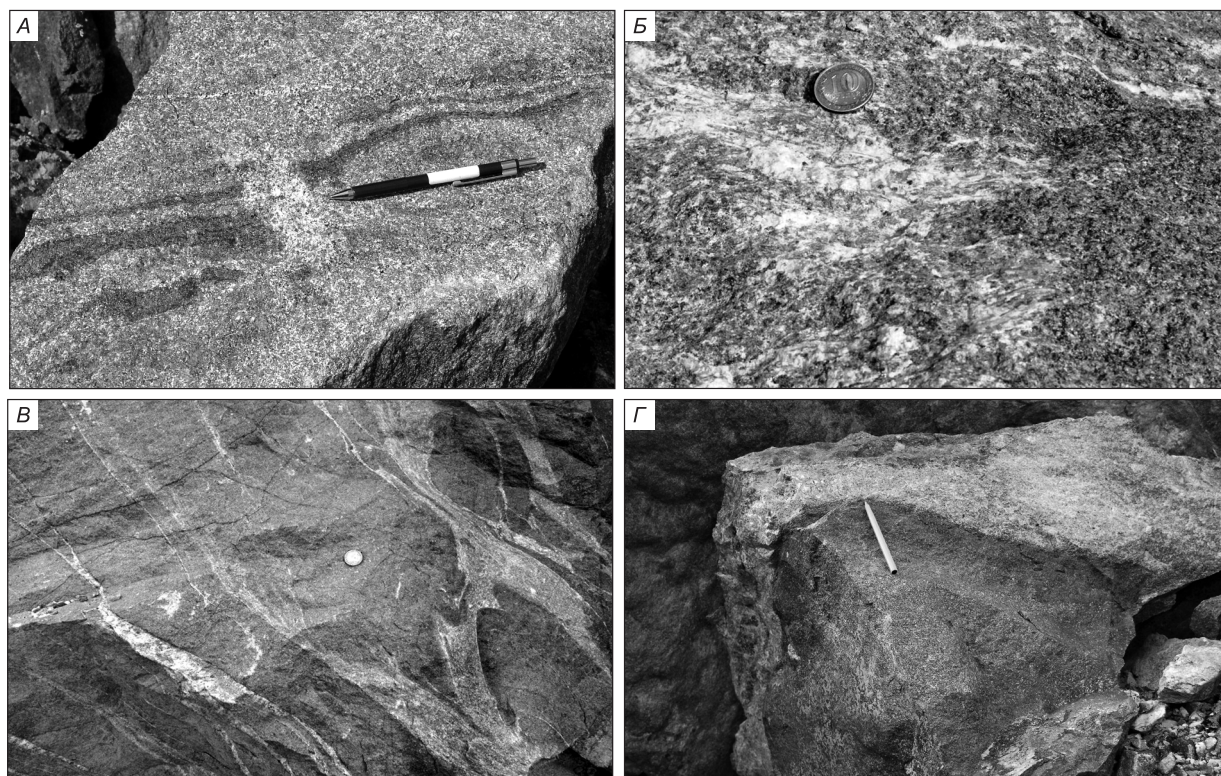


Рис. 5. Фотографии, иллюстрирующие различные стадии частичного плавления южных эклогитов.

А — инициальная стадия частичного плавления, хорошо видны начало сегрегации плагиогранитоидного расплава и полосовые обособления реститовой фазы, что в теории реологии частичного плавления соответствует верхней границе нижнего порога перколяции кислого расплава [Vigneresse et al., 1996]; Б — пятнистые обособления лейкократового расплава с кианитом; В — система замороженных гранат-кианит-биотитовых плагиогранитоидных жил, по которым происходила канализация отделившихся от матрицы расплавов, преодолевших порог протекания расплава; Г — стагнирующая фаза эволюции плавления эклогита с признаками солидификации остаточного высококремнистого расплава и сегрегацией амфибол-гранатового рестита, эта фаза соответствует порогу затвердевания расплава.

частичного плавления южных эклогитов (см. рис. 5, Б). Фазу, когда кислый расплав преодолел нижний порог перколяции, сегрегируясь в систему мигматитоподобных жил, отделенных от своего источника, иллюстрирует рис. 5, В. Теоретически такая ситуация возникает, когда количество расплава достигает 20—25 %, а способность его к сегрегации и миграции резко возрастает в условиях дивергентного напряжения среды [Vigneresse et al., 1996]. В единичном случае наблюдалась фаза солидификации остаточного высококремнистого расплава с сегрегацией рестила, состоящего преимущественно из граната и амфибола (см. рис. 5, Г). С фазой остаточных расплавов связываются редкие пегматоидные жилы и сходные с ними по минеральному составу выразительные крупнокристаллические кианит-биотит-полевошпатовые жилы, характерные только для блоков южных эклогитов. Они заполняют трещины отрыва, так как, по-видимому, формировались в условиях кинематики простого сдвига.

В блоках северных эклогитов нет свидетельств частичного плавления, и только в одном блоке наблюдается высокобарическая жила, структурные особенности которой указывают на то, что ее формирование происходило в условиях кинематики чистого сдвига. Предварительные исследования минерального состава жилы показали, что ее слагает очень неравновесная полиминеральная ассоциация карбонатно-слюдисто-амфибол-плаггиоклаз-кварцевого (\pm клинопироксен) состава, где присутствуют реликты граната, кианита, диоксида, талька и фенгита. Это позволяет предполагать, что жильная фаза образовывалась в условиях эклогитовой фации. Однако петрология этих жил, как и исследования флюидного режима архейского эклогитового метаморфизма, представляет собой предмет отдельного изучения и выходит за рамки настоящей работы.

ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЯ МИНЕРАЛОВ ЭКЛОГИТОВ

Микронзондовые анализы сосуществующих минералов проводились в прозрачно-полированных шлифах после исследований под микроскопом. В каждом образце выполнялось от 20 до 100 локальных анализов.

Составы минералов анализировались на цифровом электронном сканирующем микроскопе CamScan модели MV2300 (VEGA TS 5130MM), оборудованном энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 200, в Институте экспериментальной минералогии РАН (г. Черноголовка). Измерения проводились при ускоряющем напряжении 20 кВ. Ток поглощенных электронов на эталонном образце кобальта составлял 516—565 пА, на исследуемых силикатных образцах — 540—620 пА, время набора спектра 70 с и размер электронного зонда 157—200 нм. Процедура ZAF-коррекции и оценки аналитической ошибки определения концентраций элементов выполнялись с помощью программы INCA Energy 200. Точность систематически контролировалась по природным и синтетическим минералогическим стандартам. Одновременно анализировали 10—12 элементов. Детальные петрологические исследования были сфокусированы на эклогитах Куру-Ваары. Слагающие их минеральные ассоциации суммированы в табл. 1.

Южные эклогиты. В большинстве шлифов этот тип эклогитов представлен ассоциацией гранат + авгитовый клинопироксен + плаггиоклаз + роговая обманка + кварц с аксессуарными рутилом, замещаемым ильменитом, и апатитом. Клинопироксен главным образом находится в симплектитовых сростках с плаггиоклазом ($An_{0,1-0,4}$), что традиционно интерпретируется как продукт декомпрессионного распада омфацита за счет реакции жадеитовой молекулы клинопироксена с кварцем [Myson, Griffin, 1973]. Действительно, в нескольких образцах, где визуально наблюдаются реликты ярко-зеленого клинопироксена, исследованиями под микроскопом устанавливается, что Aug + Pl симплектиты являются вторичными и возникают за счет распада омфацитового клинопироксена (рис. 6, А, Г). Максимальное значение жадеитового минала составляет 29—31 мол. % (табл. 2, рис. 7). Однако эти омфациты могут и не соответствовать пиковым условиям метаморфизма, поскольку в них наблюдаются структуры распада в виде тончайших ламелл кварца (см. рис. 6, А, врезка).

Даже в пределах одного образца симплектиты развиваются крайне неравномерно — от отдельных небольших участков в омфацитах или вдоль их краев до развития колоний симплектитов, которые замещают омфациты вплоть до полного исчезновения последних. Иногда по краям симплектитовых колоний отмечается появление мономинеральной клинопироксеновой каймы, что свидетельствует о том, что распад омфацита происходил в условиях расширения поля стабильности клинопироксена, т.е. декомпрессия проходила, по-видимому, в условиях, близких к изотермическим. Вероятно, что декомпрессия происходила даже с некоторым повышением температуры, о чем свидетельствует появление редких зерен ортопироксена ($X_{Fe} = 0.20—0.30$, $Al = 0.05—0.07$ ф. ед.) среди симплектитов (см. рис. 6, Г, табл. 3). Соответственно, среди симплектитов нет равновесных с ними амфиболов. Нарастающая степень ретроградных преобразований приводит к появлению сначала узких келифитовых кайм вокруг гранатов, сложенных амфиболом и плаггиоклазом. По мере развития ретроградных изменений пироксены и гранаты замещаются амфиболом, увеличивается количество плаггиоклаза, эклогиты местами полностью трансформируются в гранатовые или плаггиоклазовые амфиболиты.

Таблица 1.

Минеральные ассоциации эклогитов Куру-Ваары

Образец	Порода	Минеральная ассоциация		
		Главные минералы	Аксессуары и рудные минералы	Включения в гранате
Южные эклогиты				
KV-05/2	Ретроградно измененный эклогит	$\text{Cpx}^D + \text{Grt} + \text{Hbl}^{DA} + \text{Pl}^{DA} + \text{Qtz}$	$\text{Ilm}^D, \text{Rt}^R$	Opx^D
KV-06/15	»	$\text{Cpx}^D(\text{Omph}^R) + \text{Grt} + \text{Hbl}^{DA?} + \text{Pl}^{DA} + \text{Qtz}$	$\text{Ilm}^D, \text{Rt}^R, \text{Ap}, \text{Opx}^D$	$\text{Cpx}^D, \text{Qtz}, \text{Rt}$
4LM-10	Ретроградно измененный кианитовый эклогит	$\text{Cpx}^D + \text{Grt} + \text{Hbl}^D + \text{Pl}^D + \text{Ky}^R + \text{Qtz}$	$\text{Spl}^D, \text{Kfs}, \text{Ap}$	Qtz, Rt
KV-0703	Ретроградно измененный эклогит	$\text{Cpx}^D(\text{Omph}^R) + \text{Grt} + \text{Hbl}^{DA} + \text{Pl}^{DA} + \text{Qtz}$	$\text{Rt}^R, \text{Ap}, \text{Opx}^D$	$\text{Cal}, \text{Hbl}, \text{Ap}, \text{Cum}, \text{Pmp}, \text{Rt}, \text{Pl}, \text{Qtz}$
25-07	»	$\text{Cpx}^D(\text{Omph}^R) + \text{Hbl}^{PD} + \text{Grt} + \text{Pl}^{DA} + \text{Qtz}$	$\text{Rt}, \text{Ilm}, \text{Opx}^D$	$\text{Cpx}, \text{Hbl}, \text{Ilm}, \text{Rt}, \text{Cal}$
23-07	Grt-амфиболит (по эклогиту)	$\text{Hbl}^{PD?} + \text{Cpx}^D + \text{Grt} + \text{Pl}^D + \text{Qtz}$	Mu^D с каймами $\text{Pl}, \text{Ilm}^D, \text{Rt}^R$	$\text{Pmp}, \text{Pl}, \text{Hbl}, \text{Cal}, \text{Dol}, \text{Rt}, \text{Qtz}, \text{Cum}$
Северные эклогиты				
KV-087	Ретроградно измененный эклогит	$\text{Cpx}^D(\text{Omph}^R) + \text{Grt} + \text{Hbl}^{RD?} + \text{Opx}^D + \text{Pl}^{DA} + \text{Qtz}$	Rt	$\text{Hbl}, \text{Cal}, \text{Dol}, \text{Rt}, \text{сульфиды Fe}, \text{Ni}$
KV-0706, 21-08	»	$\text{Cpx}^D(\text{Omph}^R) + \text{Grt} + \text{Hbl}^{DA?} + \text{Opx}^D + \text{Pl}^{DA} + \text{Qtz}$	Opx^D	$\text{Rt}, \text{Cpx}, \text{Opx}, \text{Hbl}, \text{Pl}, \text{Qtz}, \text{Cal}, \text{сульфиды Fe}, \text{Ni}$
KV-087/k	Grt-амфиболит (по эклогиту)	$\text{Cpx}^D + \text{Grt} + \text{Hbl}^{DA} + \text{Pl}^{DA} + \text{Opx}^D + \text{Qtz}$	Rt	$\text{Cpx}, \text{Opx}, \text{Pl}, \text{Qtz}, \text{Hbl}, \text{Zr}, \text{Bt}, \text{FeS}, \text{Cal}$

Примечание. Аббревиатура минералов, по [Kretz, 1983]. Представлены минеральные фазы, согласно структурному положению в шлифах: R — реликтовые высокобарические, соответствующие пиковым условиям метаморфизма; D — декомпрессионные; A — наложенные, амфиболитовой фации; K — келифиты, P — проградные, доэклогитовых фаций.

Изредка в эклогитовых телах обнаруживаются кианитсодержащие разности; голубые пластинки кианита миллиметровых размеров в симплектитовом матриксе различимы невооруженным глазом. В шлифах хорошо видно, что кианит является реликтовым. Он окружен реакционной короной, сложенной внутренней шпинель-плагноклазовой каймой, в свою очередь, отороченной плагноклазовой (An_{36-43}) каймой, которая сменяется мономинеральным амфиболовым окаймлением (см. рис. 6, Б). Судя по соотношениям, шпинель-плагноклазовая корона, вероятно, формировалась субсинхронно с Cpx-Pl симплектитам, а амфиболовая оторочка образовывалась позже.

В сравнении с другими известными эклогитами Беломорского пояса гранаты южных эклогитов Куру-Ваары выделяются повышенными (до 58 мол. %) содержаниями пиропового минала (табл. 4). В наименее измененных разностях эклогитов обнаруживается прекрасно выраженная проградная зональность химизма составов граната. От центра к краям зерен содержание пиропового минала может возрастать на 8—10 мол. % при соответствующем падении содержания альмандина и слабопадающем (2—5 мол. %) содержании гроссуляра (рис. 8). Гранаты содержат моно- и полиминеральные включения минералов, характеризующие как проградный, так и ретроградный тренд развития. В наименее измененных гранатах включения сосредоточены в основном в центре зерен, к краям их количество резко убывает. Включения в центральных частях гранатов представлены преимущественно кальцитом, доломитом, кварцем, клинопироксеном и амфиболом. В редких случаях в захваченных гранатом зернах кварца обнаружены прожилки магнезиального пумпеллиита, состав которого аналогичен магнезиальному пумпеллииту, описанному нами ранее [Konilov et al., 2011], и реликты зерен куммингтонита (см. рис. 6, В). По-видимому, центр гранатов с включениями бронировался быстрым ростом периферийной части гранатов при дефиците флюидной фазы, что могло быть связано с быстрым погружением протолита до глубин эклогитовой фации. Этот вывод подтверждается наличием в гранатах включений клинопироксена с переменным содержанием жадеитового минала, расположенных не в центре зерен граната, а в средней их части и ближе к краям.

В образцах эклогитов выделено три типа амфиболов (табл. 5). Первый тип представлен в виде мелких (20—50 мкм) включений магнезиальной роговой обманки с $X_{\text{Fe}} = 0.10-0.12$ в ассоциации с пла-

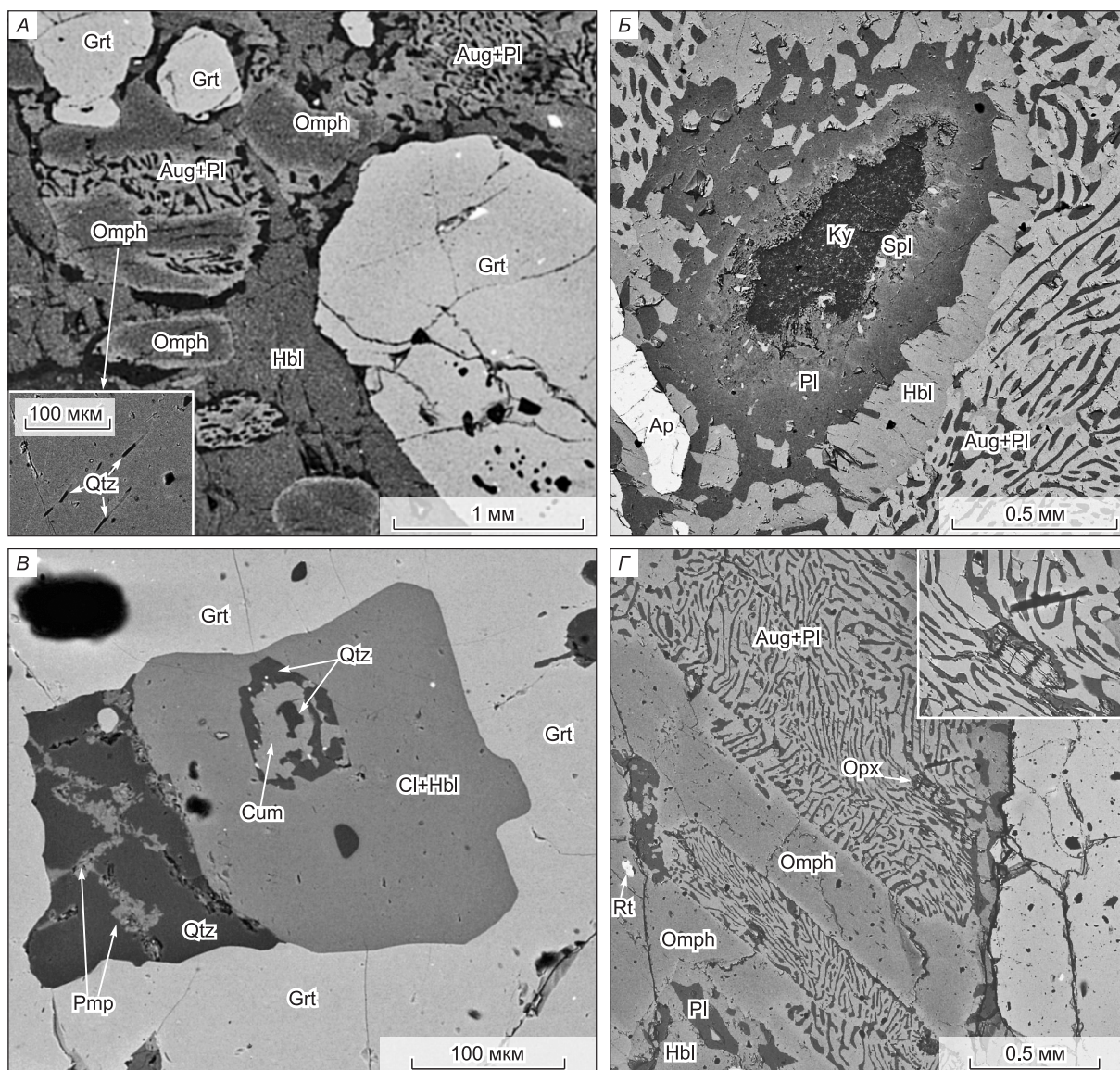


Рис. 6. Микрофотографии шлифов (изображения во вторичных электронах), иллюстрирующие минеральные ассоциации и их структурные соотношения в южных эклогитах.

A — обр. KV-0703, фрагмент наиболее сохранившейся пиковой ассоциации омфацита с $Jd \approx 30$ мол. % и богатого пиропом граната, на врезке в увеличенном изображении показан фрагмент омфацита со структурой распада в виде тончайших кварцевых ламелл; *B* — обр. 4LM-10, кианитовый эклогит, реликт кианита в Spl + Pl короне среди Aug + Pl симплектитов по омфациту; *B* — минералы проградной стадии, бронированные в гранате из обр. 21-08; *Г* — минералы ретроградной стадии, хорошо видно, что Opx (на врезке в увеличенном изображении) является вторичным минералом, образовавшимся на стадии декомпрессии совместно с Aug + Pl симплектитам. В левом нижнем углу наблюдается полное замещение омфацита Pl + Hbl ассоциацией.

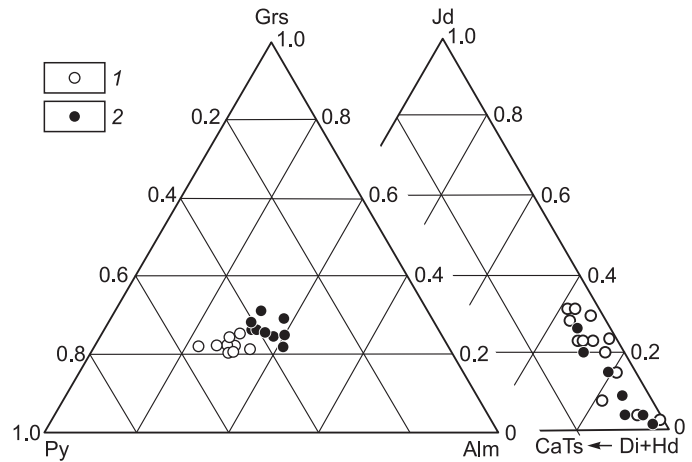
гиоклазом ($An_{0.32}Ab_{0.68}$), которые были захвачены при начальной стадии роста граната. Второй тип включений в гранатах представлен крупными (до 200 мкм) встречающимися обычно с кварцем чермакит-паргаситами с $X_{Fe} = 0.25-0.30$ и суммой щелочей ($Na + K$) ≥ 0.8 ф.ед. В этих амфиболах есть Cl, его содержание достигает 1.31 мас. %, иногда отмечено и присутствие SO_3 (рис. 9). Это указывает на то, что данный тип амфиболов формировался в условиях более высокой активности Na, Cl по сравнению с более ранними магнезиальными роговыми обманками. Третий тип амфиболов вместе с плагиоклазами ($An_{0.40}Ab_{0.61-0.60}$) образует келифитовые каймы вокруг гранатов за счет реакции между гранатом и клинопироксенами. Этот тип амфиболов относится к паргаситам или эденитам, X_{Fe} меняется в интервале значений 0.08—0.17, и, что особенно важно, в них нет хлора.

Таблица 2. Представительные микрозондовые анализы клинопироксенов

Компонент	Южные эклогиты										Северные эклогиты					
	KV-05/2		KV-06/15		4LM-10		KV-0703		KV-087		21-08		KV-0706			
	Срх ^D (Ompht ^K)	Срх ^D симп- лектит	Срх ^D (Ompht ^K) ц	Срх ^D (Ompht ^K) к	Срх ^D симп- лектит	Срх ^D симп- лектит	Срх ^D (Ompht ^K)	Срх ^D (Ompht ^K)	Срх ^D (Ompht ^K)	Срх ^D симп- плектит	Срх ^D (в Grt)	Срх ^D симп- лектит	Срх ^D (Ompht ^K)	Срх ^D симп- лектит	Срх ^D симп- лектит	
SiO ₂ , мас. %	53.03	54.06	53.87	52.59	52.14	53.11	54.71	51.73	54.05	53.63	53.12	54.63	52.07	54.16	51.87	
TiO ₂	0.23	0.19	0.17	0.07	0.35	0.05	0.23	0.02	0.02	0	0.09	0.01	0.15	0.03	0.47	
Al ₂ O ₃	8.86	2.98	9.63	7.69	4.51	3.19	9.15	7.40	5.87	6.92	5.68	5.79	5.96	1.75	6.82	
Cr ₂ O ₃	0.23	0.38	0.13	0	0.28	0.07	0.14	0.08	0.18	0	0.16	0	0.05	0.08	0.24	
FeO	4.32	4.95	2.67	6.80	3.97	4.23	2.05	3.92	3.65	4.86	4.33	3.63	4.95	4.70	4.90	
MnO	0.18	0.03	0.02	0	0.07	0.15	0	0	0.06	0	0.04	0.17	0.22	0.07	0.02	
MgO	11.05	14.13	11.87	15.57	14.84	15.26	11.58	13.17	13.21	13.57	13.83	12.43	13.13	14.82	13.07	
CaO	18.76	21.77	17.43	15.22	22.69	23.32	17.60	21.69	19.95	21.82	22.40	18.80	21.29	23.71	20.43	
Na ₂ O	3.32	1.51	4.19	2.06	1.15	0.61	4.48	1.92	2.86	2.18	1.83	3.25	1.48	0.48	2.09	
K ₂ O	0	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Сумма	99.98	100	100	100.01	100	99.99	99.96	99.98	99.90	100.08	101.48	98.72	99.41	99.90	100	
Si, ф. ед.	1.92	1.98	1.92	1.90	1.90	1.94	1.95	1.87	1.95	1.89	1.90	1.99	1.91	1.99	1.88	
Ti	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0.01	
Al	0.38	0.13	0.40	0.33	0.19	0.14	0.38	0.32	0.25	0.29	0.24	0.25	0.26	0.08	0.29	
Al ^{VI}	0.30	0.10	0.33	0.22	0.09	0.08	0.33	0.19	0.20	0.17	0.14	0.24	0.17	0.07	0.18	
Cr	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0.01	
Fe ³⁺	0	0.01	0.03	0	0.07	0.02	0.01	0.07	0.04	0.09	0.08	0	0.02	0	0.06	
Fe ²⁺	0.13	0.14	0.05	0.19	0.05	0.11	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.11	0.13	0.14	0.09	
Mn	0.01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0	0	
Mg	0.60	0.77	0.63	0.84	0.80	0.83	0.61	0.71	0.71	0.71	0.74	0.68	0.72	0.81	0.71	
Ca	0.73	0.85	0.67	0.59	0.88	0.91	0.67	0.84	0.77	0.82	0.86	0.73	0.84	0.93	0.80	
Na	0.23	0.11	0.29	0.14	0.08	0.04	0.31	0.13	0.20	0.15	0.13	0.23	0.11	0.03	0.15	
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
X(Mg)	0.81	0.84	0.93	0.82	0.93	0.88	0.93	0.94	0.91	0.93	0.93	0.85	0.84	0.85	0.88	
Jd	23.26	10.69	29.04	14.40	8.11	4.32	31.01	13.70	20	14.87	12.69	22.99	11.04	3.87	15.13	
Ac	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Aug	76.74	89.31	70.96	85.60	91.89	95.68	68.99	86.30	80	85.13	87.31	77.01	88.96	96.13	84.87	

Примечание. ц — центр, к — край.

Рис. 7. Составы гранатов и клинопироксенов различной структурной позиции для южных (1) и северных (2) эклогитов.



Плагииоклазы, формирующие как симплектиты, так и келефитовые каймы вокруг граната, меняются по составам от $An_{0.22}Ab_{0.78}$ до $An_{0.36}Ab_{0.64}$ (см. табл. 6). Во включениях в гранате отмечен и более кислый плагииоклаз $An_{0.22}Ab_{0.78}$ — $An_{0.30}Ab_{0.70}$.

Северные эклогиты. На рис. 10 изображены микрофотографии шлифов ретроградно измененного и практически неизменного образцов этого типа эклогитов, иллюстрирующие их заметное отличие от южных. Во-первых, это касается размерности зерен граната, как правило, не превышающих 1 мм в диаметре, и, во-вторых, степени ретроградных изменений, проявленной здесь в гораздо меньшей степени. Петрографические и микронзондовые исследования минеральных ассоциаций северных эклогитов также показали отчетливую разницу между ними и южными (см. рис. 7—9).

Как можно видеть (см. рис. 7), максимальные содержания жадеита в центральной части матричных омфацитов достигают только 23—25 %, $X_{Fe} = 0.10$ —0.15. Однако, как и в южных эклогитах, здесь в омфацитах и в Na-авгитах также наблюдаются структуры распада клинопироксена в виде тончайших

Таблица 3. Представительные микронзондовые анализы ортопироксенов

Компонент	Южные эклогиты					Северные эклогиты			
	KV-05/2	KV-06/15		KV-0703		21-08		KV-0706	
SiO ₂ , мас. %	53.89	53.76	53.89	54.62	54.86	53.29	54.37	54.45	53.62
TiO ₂	0	0	0	0.02	0	0.03	0	0.11	0.13
Al ₂ O ₃	1.78	1.61	1.78	0.42	0.58	0.87	1.53	1.51	0.99
Cr ₂ O ₃	0.15	0.17	0.15	0.01	0.09	0.12	0	0	0.14
FeO	14.72	14.78	14.72	15.87	15.87	20.38	18.15	18.33	20.53
MnO	0.37	0.35	0.37	0.32	0.36	0.21	0.20	0.24	0.40
MgO	28.74	28.98	28.74	27.68	28.26	23.87	25.62	24.67	23.83
CaO	0.32	0.31	0.32	0.18	0.32	0.44	0.24	0.39	0.37
Na ₂ O	0	0	0	0	0	0	0.08	0.08	0
K ₂ O	0.03	0.05	0.03	0.03	0	0.03	0.03	0.02	0
Сумма	100.00	100.00	100.00	99.25	100.00	99.24	100.00	99.80	100.00
Si, ф.ед.	1.93	1.92	1.93	1.98	1.97	1.98	1.98	2.00	1.98
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	0.07	0.07	0.07	0.02	0.02	0.04	0.07	0.07	0.04
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0.07	0.09	0.07	0.02	0.04	0	0	0	0
Fe ²⁺	0.37	0.35	0.37	0.46	0.43	0.63	0.55	0.56	0.63
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	1.53	1.54	1.53	1.50	1.51	1.32	1.39	1.35	1.31
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Na	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0
K	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0
X(Mg)	0.80	0.81	0.80	0.76	0.77	0.67	0.71	0.70	0.67
Mg/(Mg + 2Fe ²⁺ + Al/2)	0.76	0.76	0.76	0.75	0.76	0.67	0.70	0.69	0.67
X(Al/2)	0.02	0.02	0.02	0	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01

Таблица 4.

Представительные микронзондовые анализы гранатов

Компонент	Южные эклогиты								Северные эклогиты						
	KV-05/2			KV-06/15	4LM-10		KV-0703		KV-087		21-08			KV-0706	
	центр	середина	край	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	центр	край	центр	край
SiO ₂ , мас. %	39.30	39.21	39.83	39.14	38.80	39.81	38.92	39.31	39.28	39.39	39.06	38.91	39.92	38.98	38.74
TiO ₂	0.10	0.00	0.00	0.08	0.18	0.00	0.07	0.05	0.04	0.19	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	21.83	22.17	22.56	23.18	22.84	22.09	22.34	23.01	21.97	22.13	22.22	22.34	21.63	22.21	22.14
Cr ₂ O ₃	0.16	0.06	0.00	0.14	0.16	0.09	0.01	0.00	0.12	0.12	0.02	0.12	0.00	0.00	0.18
FeO	20.40	19.15	17.84	17.63	19.03	19.25	18.93	17.74	19.07	19.21	19.28	20.32	20.16	21.46	22.93
MnO	0.51	0.11	0.19	0.36	0.52	0.47	0.38	0.50	0.55	0.66	0.43	0.69	0.74	0.99	0.73
MgO	9.01	10.98	11.57	11.92	10.87	10.72	10.56	12.51	9.26	9.50	8.42	8.80	7.96	8.25	8.05
CaO	8.68	8.32	7.94	7.53	7.61	7.23	8.40	7.53	9.56	8.75	10.24	8.63	9.45	7.77	6.90
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Сумма	100.00	100.00	99.99	99.99	99.99	99.99	99.80	99.99	100.00	99.98	99.70	99.89	99.92	99.70	99.85
120															
Si, ф.ед.	2.98	2.94	2.97	2.91	2.91	3.00	2.92	2.89	2.96	2.98	2.96	2.96	3.01	2.98	2.97
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.95	1.96	1.98	2.03	2.02	1.96	1.98	1.99	1.95	1.97	1.98	2.00	1.94	2.00	2.00
Cr	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺	0.06	0.16	0.07	0.13	0.14	0.03	0.20	0.27	0.13	0.05	0.13	0.09	0.00	0.04	0.06
Fe ²⁺	1.23	1.04	1.04	0.97	1.05	1.18	0.99	0.82	1.07	1.16	1.09	1.20	1.28	1.33	1.40
Mn	0.03	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.06	0.05
Mg	1.02	1.23	1.29	1.32	1.21	1.20	1.18	1.37	1.04	1.07	0.95	1.00	0.90	0.94	0.92
Ca	0.71	0.67	0.63	0.60	0.61	0.58	0.68	0.59	0.77	0.71	0.83	0.70	0.77	0.64	0.57
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
X(Adr)	1.08	1.88	0.82	1.31	1.10	0.00	2.22	2.19	2.18	1.10	2.20	1.09	0.00	0.00	1.09
X(Grs)	25.00	23.02	22.57	21.20	21.98	20.90	23.33	20.88	27.17	25.27	29.67	25.00	28.26	23.08	20.65
X(Uvarovite)	0.00	0.04	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
X(Alm)	35.87	29.01	28.76	26.78	29.67	34.05	27.78	21.98	30.44	32.97	30.77	34.78	36.96	39.56	42.39
X(Sps)	1.09	0.26	0.44	0.86	1.10	1.09	1.11	1.10	1.09	1.10	1.10	2.18	2.17	2.20	2.17
X(Prp)	36.96	45.79	47.41	49.76	46.15	43.96	45.56	53.85	39.13	39.56	36.26	36.96	32.61	35.16	33.70

ламеллей кварца (см. рис. 10, Б). Симплектиты представлены авгитом с содержанием Jd минала, колеблющегося в среднем от 18 до 10 %. Включения клинопироксена в гранатах мелкие, как правило, меньше 50 мкм, содержания жадеита в них варьируют от 3 до 22 % при железистости $X_{Fe} = 0.10—0.17$.

Гранаты северных эклогитов в отличие от южных содержат не более 42 мол. % пирропа и до 30 мол. % гроссуляра. Количества пирропового минала в них близки и не меняются от центра к краям зерен, в то время как содержания Grs-Alm варьируют во всех образцах, начиная с расстояния 300—500 мкм от центральной части к краям содержание Grs возрастает, Alm убывает при почти неизменном содержании Prp (см. рис. 8). Как правило, гранаты разбиты многочисленными трещинами, часто заполненными преимущественно мелкими включениями кварца. Единичные включения представлены Hbl, Cal, Dol, Crx, Rt, Bt, Qtz, Орх, Pl. Среди включений часто присутствует значительное количество сульфидов Fe, Ni. Однако в них не зафиксировано включений, которые бы соответствовали сохранившимся минералам доэклогитовой стадии.

Ортопироксены встречаются не только в виде редких мелких включений в гранатах, но также в виде округлых зерен вместе с Pl (An_{23}) среди симплектитов (см. рис. 10). Их железистость в тех и других случаях близка ($X_{Fe} = 0.24—0.26$) при содержании глинозема 0.05—0.07 ф.ед. (см. табл. 3).

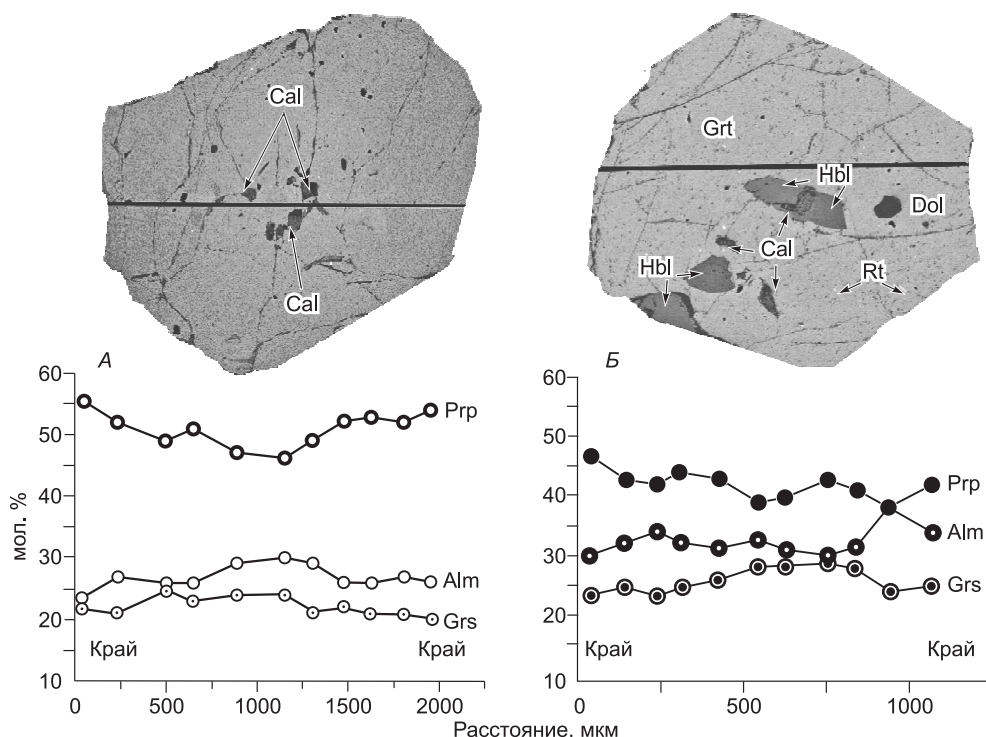


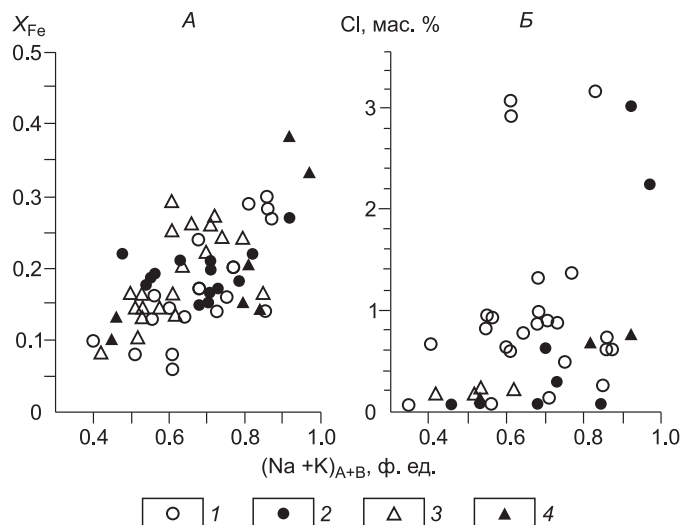
Рис. 8. Зональность составов гранатов южных (А) и северных (Б) эклогитов по данным профильного микрозондирования.

Амфиболы расположены в матрице и в виде включений в гранатах как единичных, так и в более редких случаях вместе с Pl. Включения амфиболов в гранатах представлены двумя типами. Первый тип представлен мелкими (до 50 мкм) единичными зёрнами высокомагнезиальной Hbl ($Mg\# = 0.82\text{—}0.92$ при суммарном содержании щелочей = $0.35\text{—}0.54$), которые захватывались при росте гранатов. Другой тип включений характеризуется амфиболами переменных размеров, достигающих нескольких сотен микрон, Cl-содержащей паргаситовой Hbl с такой же или несколько более низкой $Mg\# = 0.72\text{—}0.88$ при более высоком суммарном содержании щелочей = $0.54\text{—}0.80$ (см. рис. 9). Матричные амфиболы, находящиеся в равновесии с Na-клинопироксеном (см. рис. 10, Б), относятся к эденитовой Hbl и по составу схожи с амфиболами в келифитах (см. табл. 4). Важно, что в таких амфиболах содержатся переменные, но значимые содержания хлора, в среднем $\sim 0.8\text{—}1.2$ мас. % (см. рис. 9, Б), чего не наблюдается в аналогичных амфиболах из южных эклогитов. Это может свидетельствовать о различиях в составе флюидного режима при формировании ретроградных амфиболов тех и других эклогитов.

Включения плагиоклаза в гранате представлены $An_{0.41\text{—}0.47}$ в ассоциации с Srx и Орх, другой тип включений — $An_{0.26\text{—}0.29}$ в ассоциациях с Hbl. В симплектитах и келифитовых каймах подавляющая часть плагиоклазов $An_{0.30\text{—}0.35}$ (см. табл. 6).

Рис. 9. Составы амфиболов разной структурной позиции для южных (белые значки) и северных (черные значки) эклогитов в координатах $(Na + K)_{A+B} - X_{Fe}$ (А) и $(Na + K)_{A+B} - Cl$ (Б).

1, 3 — включения амфибола в гранатах, 2, 4 — амфибол в симплектитах.



Представительные микрозондовые анализы амфиболов

Таблица 5.

Компонент	Южные эклогиты										Северные эклогиты					
	KV-05/2 Hbl ^P	4LM-10 Hbl ^P	4LM-10 Hbl ^P	4LM-10 Hbl ^P	KV-0703 Hbl ^{P2}	KV-0703 Hbl ^P	KV-0703 Hbl ^{P2}	KV-0703 Hbl ^A	KV-087 Hbl ^{P2}	KV-087 Hbl ^A	21-08 Hbl ^{P1}	21-08 Hbl ^{P2}	21-08 Hbl ^P	KV-0706 Hbl ^P	KV-0706 Hbl ^P	
SiO ₂ , мас. %	43.42	48.98	46.16	45.72	42.33	42.92	42.68	45.28	39.60	45.08	48.88	44.19	45.25	48.09	47.96	
TiO ₂	1.24	0.23	0.55	0.30	1.77	1.66	0.09	0.21	0.28	0.17	0.89	1.23	0.96	1.49	1.46	
Al ₂ O ₃	13.63	10.66	12.17	13.83	15.39	11.12	15.87	12.62	19.09	11.84	10.18	14.09	11.12	9.21	9.53	
FeO	9.12	6.08	7.70	7.65	8.03	9.26	7.40	7.58	12.34	8.07	6.23	8.46	0	7.33	8.67	
MnO	0.03	0.02	0.11	0	0	2.03	0	0	0.14	0.03	0.05	0	15.09	0.12	0.05	
MgO	14.20	18.35	16.79	16.11	14.27	16.07	15.63	16.24	10.01	16.36	16.83	15.03	11.94	16.98	16.15	
CaO	12.29	11.61	11.93	11.84	10.97	9.94	12.08	11.77	11.91	11.57	12.50	11.19	2.18	11.92	11.56	
Na ₂ O	2.23	1.67	1.72	2.00	2.86	2.05	2.92	2.38	2.93	2.27	1.56	2.13	0.04	1.56	1.79	
K ₂ O	0.78	0.39	0.63	0.55	0.28	0.13	0.23	0.26	0.40	0.19	0.17	0.63	0.05	0.54	0.52	
Cl	He обн.	He обн.	He обн.	He обн.	0.25	2.92	0.07	0.11	3.01	0.05	0.06	0.61	0	0.08	0.08	
Сумма	96.94	97.99	97.76	98.00	95.90	98.10	96.90	96.34	96.70	95.58	97.34	97.56	95.33	97.31	97.77	
230																
Si, ф.ед.	6.33	6.81	6.55	6.46	6.13	6.31	6.15	6.52	5.87	6.55	6.89	6.33	6.63	6.83	6.80	
Al ^{IV}	1.67	1.19	1.45	1.54	1.87	1.69	1.85	1.48	2.13	1.45	1.11	1.67	1.37	1.17	1.20	
Al ^{VI}	0.67	0.55	0.58	0.76	0.75	0.23	0.84	0.66	1.21	0.58	0.59	0.70	0.55	0.37	0.40	
Ti	0.14	0.02	0.06	0.03	0.19	0.18	0.01	0.02	0.03	0.02	0.09	0.13	0.11	0.16	0.16	
Fe ³⁺	0.14	0.44	0.35	0.34	0.49	0.90	0.27	0.30	0.18	0.37	0.18	0.46	0.21	0.30	0.40	
Mg	3.08	3.73	3.55	3.39	3.08	3.29	3.35	3.48	2.21	3.54	3.54	3.20	3.29	3.59	3.41	
Fe ²⁺	0.98	0.27	0.56	0.56	0.49	0.23	0.61	0.61	1.35	0.61	0.55	0.55	0.86	0.57	0.63	
Mn	0	0	0.01	0	0	0.12	0	0	0.01	0	0	0	0	0.01	0	
Ca	1.92	1.86	1.81	1.79	1.70	1.56	1.86	1.81	1.89	1.80	1.89	1.72	1.87	1.81	1.76	
Na _B	0.07	0.09	0.10	0.12	0.23	0.01	0.07	0.11	0.09	0.11	0.11	0.19	0.09	0.14	0.19	
Na _A	0.56	0.36	0.37	0.43	0.57	0.57	0.74	0.56	0.75	0.53	0.32	0.40	0.53	0.29	0.30	
K	0.14	0.07	0.11	0.10	0.05	0.03	0.04	0.05	0.08	0.04	0.03	0.12	0.01	0.10	0.09	
Mg/(Mg+ +Fe ²⁺)	0.76	0.94	0.86	0.86	0.86	0.94	0.84	0.85	0.62	0.85	0.87	0.85	0.79	0.86	0.84	

Таблица 6.

Представительные микронзондовые анализы плагиоклазов

Компонент	Южные эклогиты								Северные эклогиты					
	KV-05/15			KV-06/2		4LM-10	KV-0703		KV-087		21-08			KV-0706
	PI ^D	PI ^D	PI ^P	PI ^D	PI ^{A?}	PI ^D	PI ^P	PI ^D	PI ^D	PI ^A	PI ^P	PI ^D	PI ^A	PI ^D
SiO ₂ , мас. %	63.08	61.48	61.31	59.55	58.46	55.74	65.09	57.97	57.64	59.01	61.61	59.91	62.29	61.7
TiO ₂	0.07	0.04	0	0.14	0	0.02	0.05	0.07	0	0.03	0	0	0	0.05
Al ₂ O ₃	23.03	24.1	23.85	25.20	25.99	28.25	20.28	24.82	24.37	24.87	24.71	25.18	23.45	23.6
FeO	0.1	0.03	0.05	0.09	0.17	0.02	0.45	0.04	0.29	0.3	0.42	0.29	0	0.35
MnO	0.14	0.16	0.12	0	0.09	0.15	0	0.09	0	0.02	0	0.11	0.14	0
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0.25	0.1	0	0.12	0	0.07
CaO	4.67	5.58	6.06	6.65	7.71	9.89	1.83	7.58	7.77	7.35	5.11	6.63	5.86	4.94
Na ₂ O	8.86	8.42	8.41	8.11	7.55	5.84	10.73	7.03	7.34	7.51	8.1	7.59	7.93	8.8
K ₂ O	0.05	0.09	0.06	0.09	0	0.09	0.15	0	0	0	0.02	0.06	0	0.23
Сумма	100	100	100	99.83	99.97	100	98.58	97.60	97.66	99.19	99.97	99.89	99.67	99.74
80														
Si, ф.ед.	2.80	2.73	2.73	2.65	2.61	2.51	2.90	2.66	2.63	2.65	2.74	2.68	2.79	2.74
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	1.20	1.26	1.25	1.32	1.36	1.50	1.06	1.34	1.31	1.32	1.30	1.32	1.24	1.24
Fe ²⁺	0	0	0	0	0.01	0	0.02	0	0.01	0.01	0.02	0.01	0	0.01
Mn	0.01	0.01	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01	0
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0.02	0.01	0	0.01	0	0
Ca	0.22	0.27	0.29	0.32	0.37	0.48	0.09	0.37	0.38	0.35	0.24	0.32	0.28	0.23
Na	0.76	0.73	0.72	0.70	0.65	0.51	0.93	0.62	0.65	0.65	0.70	0.66	0.69	0.76
K	0	0.01	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01
X(Ca)	0.22	0.27	0.28	0.31	0.36	0.48	0.09	0.37	0.37	0.35	0.26	0.32	0.20	0.23
X(Na)	0.77	0.73	0.71	0.68	0.64	0.51	0.91	0.63	0.63	0.65	0.74	0.67	0.70	0.75
X(K)	0	0.01	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЛОГИТОВ

Расчеты температуры и давления по составам сосуществующих минералов проводились с помощью программы и банка минералогических сенсоров TPE, разработанной в ИЭМ РАН [Fonarev et al., 1991; Фонарев и др., 1994]. База данных текущей версии этой программы содержит практически все опубликованные к настоящему времени результаты экспериментальных работ, которые использовались для построения *PT* зависимостей составов сосуществующих минеральных фаз. Программа позволяет выбрать систему согласующихся геотермометров и геобарометров для аккуратной оценки *PT* условий метаморфизма. Полученные *PT* оценки для исследованных минеральных ассоциаций приведены в табл. 7. Дополнительные ограничения, касающиеся оценок давления, выводились из положения в *PT* координатах реакционных кривых, определяющих поля стабильности наблюдаемых минеральных ассоциаций в соответствующих петрогенетических системах.

Проградная стадия. Некоторые свидетельства об условиях метаморфизма протолитов, предшествующих эклогитовой стадии, сохранились в виде включений гидроксилсодержащих минералов (пумпеллиита, цоизита, куммингтонита) в гранатах южных эклогитов. Их структурное положение в гранатах отвечает критериям соответствия этих минералов как проградных включений, а не постэклогитовых низкотемпературных изменений [Page et al., 2003, 2007]. Сохранность самого низкотемпературного минерала — пумпеллиита, по-видимому, здесь была обусловлена дополнительным его бронированием в кварце. Пумпеллиит в гранатах южных эклогитов относится к магнезиальному типу, характерному для верхних ступеней пумпеллиит-актинолитовой фации [Coombs et al., 1976; Nakajima, 1982]. Присутствие в гранатах включений куммингтонита также не кажется случайным, поскольку он мог формироваться за счет распада актинолита, согласно реакции актинолит → куммингтонит + клинопироксен + кварц + H₂O, верхняя температурная граница которой не превышает ~ 600 °C [Cameron, 1975]. Поле устойчивости пумпеллиит-актинолитовой фации ограничено узким интервалом температур (от 340 до 380 °C) и довольно высокими давлениями (от 6 до 9 кбар) [Vanno, 1998]. Говоря другими словами, траектория

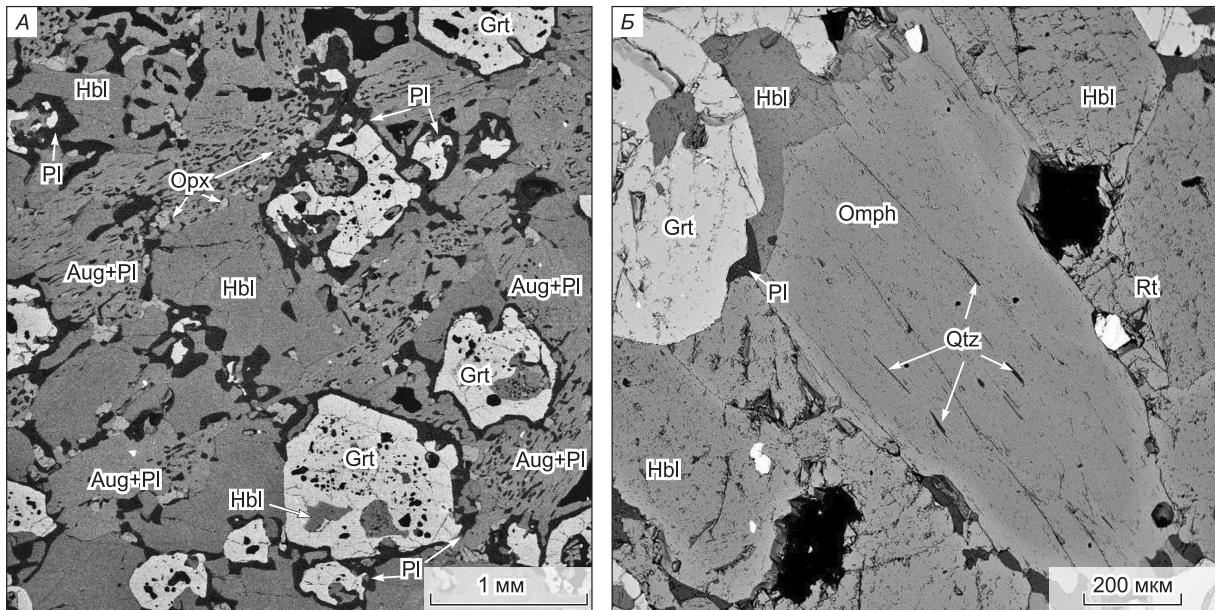


Рис. 10. Микрофотографии шлифов (изображения во вторичных электронах), иллюстрирующие минеральные ассоциации и их структурные соотношения в северных эклогитах.

А — фрагмент ретроградно измененного эклогита из обр. KV-0706 с Aug-Pl симплектитами по омфациту с $Jd \approx 23\text{—}25$ мол. %, хорошо видно, что Orpx и Pl вторичные минералы симплектитов и келифитовых кайм; *Б* — практически неизменный эклогит из обр. KV-0807 с равновесной ассоциацией Omph (Jd_{20-21}) + Hbl + Grt, в омфацитах и Na-авгитах повсеместно обнаруживаются роды кварца.

погружения протолитов южных эклогитов могла проходить в пограничной области между зелено- и голубосланцевой фациями метаморфизма (рис. 11).

Возможно, что многие из рассмотренных выше включений амфибола в гранатах также формировались на проградной стадии. Эти включения представлены либо высокомагнезиальными актинолитами, либо паргасит-чермакитовыми роговыми обманками, содержащими хлор. Согласованные геотермобарометрические оценки парагенезисов с такими амфиболами показывают, что они действительно могли захватываться растущими гранатами при давлениях ≥ 12 кбар в интервалах температур от 620 до 690 °C (см. табл. 7).

Эклогитовая стадия. Хотя эклогиты Куру-Ваары в большинстве своем представлены ретроградно измененными разностями, в которых матричный омфацит был практически полностью замещен диоксид-плагиоклазовыми симплектитами, приведенный выше петрографический анализ шлифов показывает, что во всех случаях наблюдаемый плагиоклаз является вторичным. Таким образом, пиковые эклогитовые ассоциации, по всей видимости, не содержали плагиоклаз. Следовательно, барометрические оценки пиковых событий, основанные на зависимости содержания жадеитового минала в омфаците, рассматриваются как минимально возможные, поскольку жадеитовый компонент в клинопироксене, сосуществующий с кварцем и альбитом, контролируется давлением [Holland, 1980]. Температуры оценивались по равновесиям гранат—омфацит с использованием преимущественно Cpx-Grt геотермометра [Powell, 1985].

Термобарометрические оценки (см. табл. 7) показывают для северных эклогитов пиковые температуры $\sim 680\text{—}720$ °C и минимально возможное давление ~ 12 кбар; для южных эклогитов эти параметры оказываются более высокими — $P \approx 14\text{—}14.5$ кбар и $T \approx 750\text{—}780$ °C. Эти минимальные оценки давления соответствуют верхнему пределу геотермальных градиентов погружения протолитов эклогитов, который в таком случае будет составлять $\sim 15\text{—}16$ °C/км. Нижний же предел этих градиентов может быть задан отсутствием включений микроалмазов и коэсита или их псевдоморфоз в изученных образцах. Если это так, то метаморфические градиенты погружения протолитов эклогитов должны были быть не ниже значений 7—8 °C/км.

Более определенные оценки давлений могут быть получены из анализа наблюдаемых в шлифах высокобарических фаз и их соотношений с сосуществующими минералами. Как отмечалось выше, в южных эклогитах присутствуют реликты кианита среди симплектитовой матрицы, свидетельствуя о том, что, вероятно, кианит на пиковой стадии находился в равновесии с омфацитом. Реакционные коро-

Таблица 7. Геотермобарометрические оценки параметров метаморфизма эклогитов Куру-Ваары

Порода, образец	Стадия метаморфизма	Геотермобарометры, источник	T, °C	P, ГПа
Южные эклогиты				
Эклогит, KV-05/2	Пиковая Cpx _I -Pl-Qtz	[Holland, 1980]	(750)	1.43
	Grт-Cpx _I	[Powell, 1985]	(774)	1.4
	Ретроградная Grт-Орх-Pl-Qtz	GCPQ [Фонарев и др., 1994]	781	1.17
	Grт-Cpx _{II} -Pl-Qtz	GCPQ [Фонарев и др., 1994]	731	1.16
Кианитовый эклогит, 4LM-10	Ретроградная Cpx _{II} -Pl-Qtz	[McCarthy, Patiño Douce, 1998, уравне- ние 5]	(700)	0.8
	»	[McCarthy, Patiño Douce, 1998, уравне- ние 7]	(700)	0.7
	Hbl-Pl-Qtz	[Holland, Blundy, 1994]	660	0.8
	Hbl-Pl	»	607	0.8
	Grт-Hbl	[Лаврентьева, Перчук, 1989]	647	—
	»	»	697	—
KV-0703	Проградная (?) Grт-Cpx _I	[Powell, 1985]	616	—
	Cpx _I -Pl-Qtz	[Holland, 1980]	(620)	1.2
	Пиковая (?) Grт-Hbl	[Лаврентьева, Перчук, 1989]	690	—
	Hbl-Pl-Qtz	[Holland, Blundy, 1994]	(690)	1.6
Северные эклогиты				
21-08	Проградная Grт-Hbl	[Лаврентьева, Перчук, 1989]	677	—
	Hbl-Pl-Qtz	[Holland, Blundy, 1994]	(669)	1.2
	Hbl-Pl	»	(677)	1.2
	Пиковая Grт + Cpx	[Powell, 1985]	720	—
	Grт + Cpx + Pl + Qtz	GCPQ [Фонарев и др., 1994]	720	1.94
	Ретроградная Grт + Hbl	[Лаврентьева, Перчук, 1989]	640	—
	Hbl + Pl + Qtz	[Holland, Blundy, 1994]	(640)	0.6
	KV-087	Пиковая Grт-Cpx _I	[Powell, 1985]	722
Cpx _I -Pl-Qtz		[Holland, 1980]	(720)	1.22
Grт-Орх-Pl-Qtz		[Фонарев и др., 1994]	720	1.23
Ретроградная Grт-Hbl		[Лаврентьева, Перчук, 1989]	666	1.0
Hbl-Pl-Qtz		[Holland, Blundy, 1994]	(680)	1.0
Hbl-Pl		»	(667)	—

ны вокруг кианита описаны во многих фанерозойских эклогитах и интерпретируются как продукты декомпрессии, формирующиеся субсинхронно с декомпрессионным распадом омфациита [Liatì, Seidal, 1996; Möller, 1999; Giacomini et al., 2005]. Практически общепризнано, что появление кианита в эклогитах связано с реакцией парагонит → жадеит (в омфациите) + кианит + H₂O, ее стабильность строго зависит от давления и активности H₂O [Holland, 1979]. Поскольку в шлифах не обнаружили реликты парагонита ни в виде включений в гранатах, ни в реакционных коронах кианита, то можно допустить, что на пике метаморфизма он был полностью замещен кианитом. Предполагая, что содержание жадеитового минала в омфациите могло достигать 40 мол. %, получаем давление на пике метаморфизма ~ 15 кбар при T ≈ 750 °C при активности воды X(H₂O) = 1. Однако новые экспериментальные данные показывают, что стабильность этой реакции оказывается очень чувствительной к активности воды. Так, было продемонстрировано, что ассоциация кианит + жадеит оказывается стабильной при P ≥ 17 кбар и T = 700 °C, но при X(H₂O) = 0.62 [Tropper, Manning, 2004]. С другой стороны, ассоциация альбит + корунд, часто наблюдаемая в реакционных коронах эклогитового кианита, оказывается стабильной при P ≤ 16 кбар; при этом парагонит является нестабильным в условиях солевой насыщенности метаморфического флюида с a(H₂O) = 0.3—0.6. Это хорошо согласуется с регулярно наблюдаемым в шлифах развитием хлорсодержащего апатита в симплектитовой матрице южных эклогитов (см. рис. 6, Б). Поскольку в реакционных

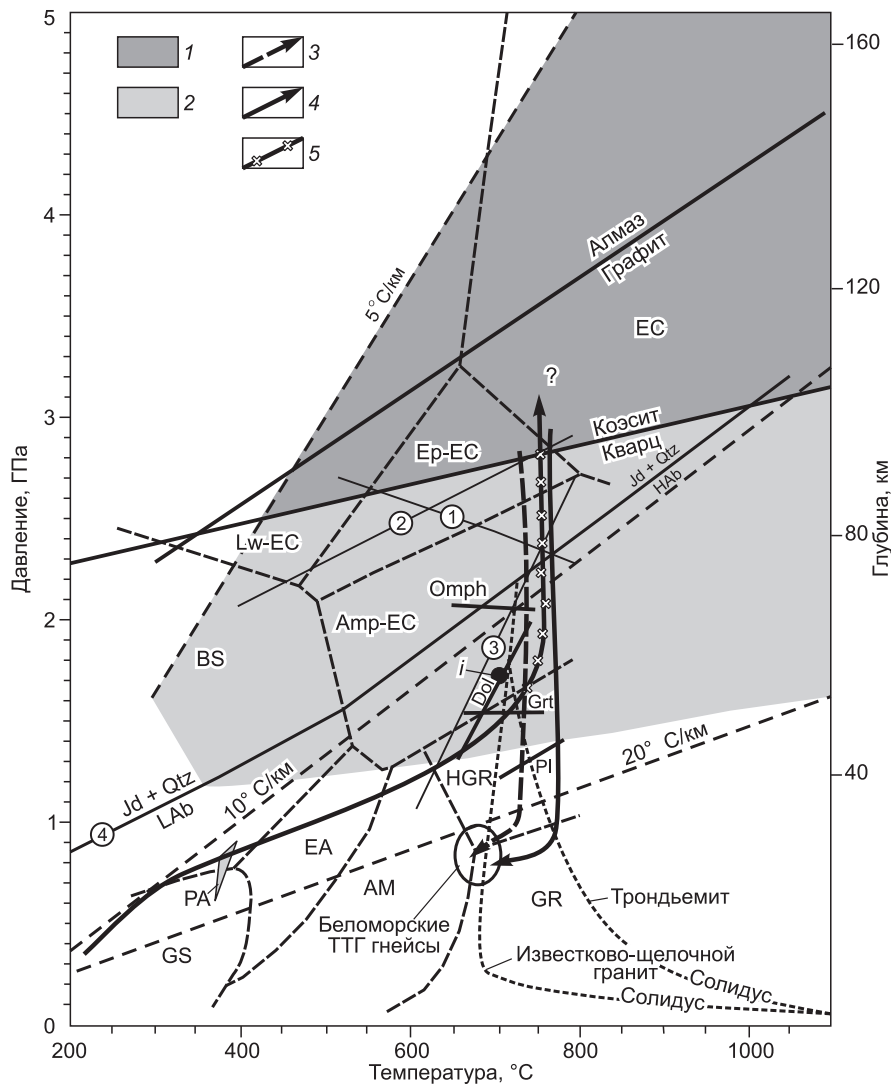


Рис. 11. Реконструкция *PT* трендов метаморфической эволюции эклогитов Куру-Ваары на петрогенетической сетке для метабазальтовых составов [Liu et al., 1998; Okamoto, Moriyama, 1999].

Метаморфические фации: GS — зеленосланцевая, BS — голубосланцевая, EA — эпидот-амфиболитовая, AM — амфиболитовая, GR — гранулитовая с силлиманитом, HGR — гранулитовая с кианитом, Lw-EC — лавсонитовых эклогитов, Amp-EC — амфиболитовых эклогитов, Er-EC — эпидотовых эклогитов, EC — ультравысокобарических сухих эклогитов, PA — пумпеллиит-актинолитовая фация, по [Vanno, 1998]. Цифрами в кружках обозначено положение реакций: 1 — $Pg \rightarrow Jd + Ky + V$ [Holland, 1979], 2 — $Tr \rightarrow Di + Tlc$ [Jenkins, Clare, 1990], 3 — $Phl + Qtz + V \rightarrow Phen + Tlc$ [Schertl et al., 1991], 4 — $Ab \rightarrow Jd + Qtz$ [Holland, 1980]. Области устойчивости минералов для высокомагнезиальных базальтов, по [Molina, Poli, 2000], Pl — плагиоклаза, Grt — граната, Dol — доломита; стабильность омфацита (Omph) показана для состава оливиновых базальтов. Положение инвариантной точки (*i*) парогинит—жадеит—кианит—альбит—корунд— H_2O , по [Troppe, Manning, 2004]. Положение солидусов известково-щелочного гранита и трондjemита, по [Wyllie et al., 1997]. Область *PT* параметров позднеархейского метаморфизма беломорских гнейсов, по [Глебовицкий, Седова, 2005]. Показано также положение геотермических градиентов: ~ 5 °C/км для зон «холодной и крутой» субдукции; ≥ 10 °C/км для зон «теплой и пологой» субдукции; ~ 20 °C/км — «запрещенная» субдукция вследствие неосуществимости эклогитизации. Пояснения диаграммы см. в тексте. 1, 2 — область метаморфизма: 1 — ультравысокобарического, 2 — высокобарического; 3, 4 — *PT* траектория эклогитов: 3 — северных, 4 — южных; 5 — область частичного плавления.

коронах не наблюдается корундсодержащая ассоциация, то траектория погружения протолита южных кианитовых эклогитов должна была проходить выше и правее инвариантной точки (см. рис. 11), превышая давления 17 кбар.

Другая линия доказательств в пользу достаточно высоких давлений на пике метаморфизма состоит в том, что все изученные образцы эклогитов, содержащие омфациит, по валовому составу относятся к высокомагнезиальным ($Mg\# \approx 0.7$) базальтам². По результатам серии экспериментов со стартовым составом, соответствующим водонасыщенному высокомагнезиальному базальту, в температурном интервале 665—730 °C и давлении от 10 до 20 кбар появление омфациита смещается в область давлений, превышающих 20 кбар, по реакции амфибол → омфациит + гранат [Molina, Poli, 2000]. Интересно заметить, что по согласованному Grt-Cpx-Pl-Qtz геобарометру вычисленные оценки давления для северных эклогитов составляют около 20 кбар (см. табл. 7). В менее магнезиальном экспериментальном составе, оливиновом толеите с $Mg\# \approx 0.55$, появление омфациита зафиксировано при давлении 18 кбар.

Важно, что резко доминирующей фазой в продуктах этих экспериментов вплоть до 20 кбар являлся амфибол, объемные пропорции которого составляли ~ 40—60 %. Следовательно, можно полагать, что преобладающая в эклогитах Куру-Ваары пиковая ассоциация омфациит + гранат с подчиненным количеством амфибола должна была формироваться при давлениях, превышающих 20 кбар. Действительно, дегидратация богатых клиноамфиболом метабазальтовых пород может происходить при давлениях > 25 кбар [Ernst, 2001]. Отметим, появление кианита в цитируемых экспериментах фиксируется при $P = 18$ кбар и $T = 730$ °C, что хорошо согласуется с выше приведенной оценкой вероятных давлений пиковых условий метаморфизма кианитовых эклогитов Куру-Ваары. Дополнительное соответствие демонстрирует присутствие доломита в обоих типах эклогитов, который по результатам экспериментов оказывается стабильным при $T > 700$ °C в условиях давления, превышающего 18 кбар.

Еще одним заметным свидетельством высоких давлений пикового метаморфизма эклогитов являются структуры распада клинопироксена с выделением игольчатых род кварца, наблюдаемых в образцах как южных, так и северных эклогитов, независимо от содержания в них жадеитового минала (см. рис. 6, А; 10, Б). Аналогичные ламеллы кварца в клинопироксене описаны во многих высокобарических метаморфических поясах, например, в каледонидах Норвегии [Smith, 1984], в Кокчетавском массиве [Katayama et al., 2000], в Даби-Шане и Тянь-Шане Китая [Tsai, Liu, 2000; Zhang et al., 2005], в Восточных Альпах, Словения [Janák et al., 2004]. Многими исследователями такие микроструктуры распада рассматриваются как диагностические свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений (UHP) [Smith, 1989; Liu et al., 1998].

Появление параллельно ориентированных ламелл кварца в клинопироксене обычно интерпретируется как результат выделения твердого раствора SiO_2 из суперкремнистого стехиометрического клинопироксена, т.е. клинопироксена, содержащего избыток SiO_2 в октаэдрической позиции, или из нестехиометрического клинопироксена с высоким содержанием Ca-Es компоненты. В обоих случаях возникает избыток кремнезема, который высвобождается в виде свободного кварца при декомпрессии эклогитов [Day, Mulcahy, 2007]. Согласно экспериментальным данным, клинопироксены с эксцессом кремнезема должны быть стабильны при давлениях > 25 кбар [Gasparik, 1985], что подтверждается их находками не только в коровых UHP эклогитах, но и в мантийных ксенолитовых эклогитах из кимберлитовых трубок [Sobolev et al., 1968]. Пожалуй, исключением в этом ряду являются высокобарические (HP) эклогиты Голубого хребта в Аппалачах, где были описаны подобные клинопироксены, в которых ламеллы кварца сосуществуют с ламеллами кальциевого амфибола [Page et al., 2005]. Остальные известные описания микроструктур распада клинопироксена в UHP эклогитах показывают только роды кварца, аналогичные тем, что наблюдаются в клинопироксенах из эклогитов Куру-Ваары.

Составы омфациитов обоих типов эклогитов Куру-Ваары отвечают критериям клинопироксенов с избытком кварца, поскольку в атомарном выражении формульных единиц в них $Si - 2Na > Ca + Mg$ [Day, Mulcahy, 2007]. Однако эти омфацииты ввиду присутствия в них ламелл кварца, очевидно, являются только производными распада более высокобарического суперкремнистого и, вероятно, более натрового клинопироксена. В то же время клинопироксены из симплектитовой матрицы характеризуются обратным соотношением, свидетельствуя о том, что формирование симплектитов, скорее всего, происходило по реакции жадеит (в омфациите) + свободный кварц (из омфациита) → альбит (в плагиоклазе). В таком случае применение традиционного геобарометра, основанного на растворимости жадеита, может быть не вполне обоснованным при оценке пиковой стадии UHP метаморфизма, во многих примерах дающим параметры давления 14—16.5 кбар [Tsai, Liu, 2000; Zhang et al., 2005].

По-видимому, пиковые давления южных эклогитов могли несколько превышать давления северных, поскольку при одинаковой магнезиальности их валовых составов в северных эклогитах сохраняются равновесные парагенезисы клинопироксена и клиноамфибола, что возможно при давлении, не превы-

² Петро- и геохимия этих образцов будет детально рассмотрена в отдельной статье.

шающем 22—24 кбар [Liu et al., 1996]. В омфацитах южных эклогитов сохраняются лишь редкие реликтовые фрагменты проградного амфибола, а содержания жадеитового минала выше на 10 мол. %, что, скорее, свидетельствует в пользу достижения ими давлений, соответствующих полю стабильности коэсита.

Ретроградная стадия. Режим декомпрессии эклогитов устанавливается, прежде всего, по структурам распада омфацита, что проявляется в формировании вторичного плагиоклаза в диопсид-плагиоклазовом матриксе. Появление ортопироксена в симплектиках южных эклогитов свидетельствует о декомпрессии с повышением температуры, когда траектория эксгумации эклогитов проходит через поле гранулитовой фации. Согласованные Grt-Opx-Pl-Qtz и Grt-Cpx-Pl-Qtz геотермобарометры [Fonarev et al., 1991] демонстрируют температуры 781 и 731 °C соответственно и давление около 12 кбар, что отвечает полю высокобарической гранулитовой фации (см. рис. 11). Повышение температуры в процессе эксгумации эклогитов до температурных условий гранулитовой фации многократно описано для фанерозойских эклогитов [O'Brien, 1993; Möller, 1999; Page et al., 2003]. Следует заметить, что во всех случаях это не есть парагенезисы региональной гранулитовой фации метаморфизма, а скорее выражение быстрой адиабатической декомпрессии эклогитов с повышением температуры. Симплектитовые агрегаты по данным термобарометрии, по всей видимости, формировались при температурах от 650 до 700 °C при давлении от 7 до 10 кбар (см. табл. 7). Однако остается неясным, связаны ли эти параметры с собственно декомпрессией эклогитов или же это результат наложения более поздних метаморфических событий.

Эксгумация северных эклогитов происходила в условиях адиабатической декомпрессии при температурах 700—720 °C, по крайней мере, до глубин, соответствующих давлению 10—12 кбар, с последующим включением механизма кондуктивной релаксации, когда температура снижалась до ~ 650 °C вероятно при более медленном подъеме эклогитов до уровня средней коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предположительные *PT* тренды метаморфической эволюции эклогитов Куру-Ваары, показанные на рис. 11, хорошо соотносятся с полевыми наблюдениями и особенностями минеральных составов. Мы уже отмечали, что в блоках южных эклогитов, как правило, обнаруживаются свидетельства частичного плавления (см. рис. 5), тогда как в северных эклогитах их нет. Термобарометрия показывает, что южные эклогиты более высокотемпературные, а проградная ветвь их эволюции пересекала солидус водонасыщенного трондjemита при температуре ~ 750 °C и давлении около 15 кбар в поле стабильности граната, где по экспериментальным данным главными сосуществующими фазами, контролирующими состав расплава, являются амфибол, гранат и клинопироксен [Wyllie et al., 1997]. До пересечения поверхности солидуса трондjemита, судя по проградным включениям в гранате, геотермальный градиент погружения кровли протолитов южных эклогитов был ~ 13—14 °C/км. Затем погружение в верхнемантийные глубины (около 100 км) происходило очень быстро, поскольку *PT* условия этого процесса были близки к изотермическим. Такая смена траектории, по всей вероятности, могла быть связана с началом частичного плавления и удалением легкого кислого расплава в верхние горизонты. Этот процесс приводил к резкому утяжелению погружавшейся мафит-ультрамафитовой субстанции за счет накопления высокоплотного реститового материала, резко обогащенного гранатом (> 60 об. %) и рутилом, что, по-видимому, сопровождалось усилением процесса эклогитизации, когда амфибол начал замещаться омфацитом (*P* > 18 кбар). Выше приводились некоторые данные, указывающиеся на то, что, очевидно, погружение могло происходить до условий УНР метаморфизма, но этот вывод требует дальнейших исследований и поиска прямых индикаторов этих условий — коэсита или микроалмазов [Sobolev, Shatsky, 1990; Соболев, 2006]. Дополнительным указанием на вероятность УНР условий являются находки единичных зерен лонсдейлита в эклогитах Гридино, которые демонстрируют более высокие температуры пиковой стадии (740—875 °C), чем являющиеся их возрастным аналогом северные эклогиты Куру-Ваары [Володичев и др., 2006].

Полученные *PT* оценки для эксгумационной стадии метаморфической эволюции эклогитов ясно демонстрируют, что декомпрессия обоих типов эклогитов была близка к адиабатической. Теоретически показано, что в случае *PT* траектории по часовой стрелке стиль эксгумации строго зависит как от скорости погружения, так и скорости декомпрессии [Аоуа et al., 2002]. Эта зависимость может быть использована для оценки скорости эксгумации, если известна вертикальная дистанция декомпрессионного подъема.

В процессе изотермальной декомпрессии кондуктивная релаксация не оказывает заметного влияния на температурный режим эксгумации, определяемый главным образом адвекцией. В этом случае формульное соотношение между адвекцией и кондуктивностью, определяемого числом Пекле, будет $\gg 1$. Принимая число Пекле для адиабатической декомпрессии ~ 9.5, коэффициент термальной диффу-

зии 1 мм²/с [Аоуа et al., 2002], вертикальную дистанцию эксгумации эклогитов до уровня средней коры ~ 80 км, получаем, что скорость эксгумации составляла ~ 4 см/год. Следовательно, процесс эксгумации должен был занимать всего около 2 млн лет. Лучшим агентом для обеспечения адвективного тепло-массо-переноса, очевидно, являлась расплавленная ТТГ «каша», поднимавшаяся из плавившегося эклогитового источника, которая должна была кристаллизоваться при давлении менее 10 кбар, формируя ТТГ гнейсы беломорского комплекса (см. рис. 11). По-видимому, скорость погружения протолита эклогитов была также высокой, поскольку в цитируемых численных моделях это является благоприятным фактором для обеспечения высокой скорости эксгумации с режимом повышения температуры. С таким выводом хорошо согласуется сохранность минералов проградной ветви в гранатах эклогитов Куру-Ваары, а также описанных ранее проградных включений (пумпеллита, актинолита, альбита) в гранатах эклогитового тела Узкой Салмы [Щипанский, Конилов, 2009; Konilov et al., 2011].

Совокупность приведенных данных позволяет предполагать, что образование эклогитов Куру-Ваары было связано с процессами архейской субдукции. Действительно, отсутствие геологических признаков интрузивной природы их протолитов, свидетельства быстрого погружения до мантийных глубин и быстрой эксгумации эклогитовых тел, а также их закономерная пространственная и, вероятно, генетическая связь с ТТГ гнейсами беломорского комплекса — все это свидетельствует в пользу субдукции архейской океанической коры. Однако данное обстоятельство поднимает существенные и во многом нерешенные проблемы формирования архейских эклогитов. Выше уже упоминалось, что архейская океаническая кора, по всей видимости, имела иное строение и другой состав, нежели современная океаническая кора. Скорее она была схожа с океаническими плато, что в этом случае накладывает серьезные ограничения на использование существующих петрогенетических сеток метаморфической трансформации базальтов, основанных на составах и модели строения современных срединно-океанических хребтов. Существенно большая мощность вулканоплутонических построек океанических плато, как и более магнезиальный состав вулканитов, должен приводить к запаздыванию реакций трансформации [Hacker, 1996]. Экспериментальные работы с оливиновыми и высокомагнезиальными толеитами [Molina, Poli, 2000] показали, что такое запаздывание является более серьезным, чем это можно было себе представить. Так, гранатовые амфиболиты, по валовому составу соответствующие высокомагнезиальному базальту, могли формироваться в поле НР эклогитов при давлениях от 15 до 20 кбар, а появление типичной эклогитовой ассоциации амфибол + омфацил + гранат, скорее всего, должно было сместиться в поле УНР эклогитов. Кроме того, океанические плато являются несравненно большим резервуаром H₂O, чем маломощный слой современной океанической коры, что может иметь решающее значение в проблеме генерации ТТГ серий, составляющих главный объем ранней континентальной коры Земли. Рассмотрению этих вопросов и будет посвящена отдельная статья.

Авторы искренне благодарят А.А. Михайлову и руководство ООО «Ковдор-слюда» за предоставленную возможность проводить полевые работы в карьере Куру-Ваара.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-65237, 07-05-00292).

ЛИТЕРАТУРА

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Глебовицкий В.А., Клайссон С., Шельд Т. Этапы эволюции Беломорского подвижного пояса по данным U-Pb цирконовой геохронологии (ионный микрозонд NORDSIM) // Петрология, 2004, т. 12, № 3, с. 227—244.

Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л., Наука, 1990, 245 с.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В., Конилов А.Н. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология, 2004, т. 12, № 6, с. 609—631.

Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С. Уникальные геологические образования Карелии: архейские офиолиты и эклогиты // Труды Карельского НЦ РАН, 2006, вып. 9, с. 17—35.

Глебовицкий В.А., Седова И.С. Метаморфизм Беломорского мобильного пояса // Ранний докембрий Балтийского щита. СПб., Наука, 2005, с. 251—257.

Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника, 1996, № 6, с. 63—75.

Горлов Н.В. Структура беломорид. Л., Наука, 1967, 112 с.

Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // Докл. АН СССР, 1989, т. 306, № 1, с. 173—175.

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

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника, 1995, № 4, с. 14—25.

- Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.** Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты, Изд-во КолНЦ РАН, 2002, 359 с.
- Розен О.М., Щипанский А.А., Туркина О.М.** Геодинамика ранней Земли: эволюция и устойчивость геологических процессов. М., Научный мир, 2008, 184 с.
- Слабунов А.И.** Геология и геодинамика подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск, Изд-во КарНЦ РАН, 2008, 296 с.
- Соболев Н.В.** Коэсит как индикатор сверхвысоких давлений в континентальной литосфере // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 95—104.
- Соболев Н.В., Тэйлор Л.А., Зуев В.М., Безбородов С.М., Снайдер С.А., Соболев В.Н., Ефимова Е.С.** Особенности эколгитового парагенезиса алмазов кимберлитовых трубок Мир и Удачная (Якутия) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1667—1678.
- Цирульникова М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е., Сокол Р.С.** Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита // Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита / Ред. А.А. Логачев. Л., Наука, 1968, с. 178—184.
- Фонарев В.И., Графчиков А.А., Конилов А.Н.** Экспериментальные исследования равновесий с минералами переменного состава и геологическая термобарометрия // Экспериментальные проблемы геологии. М., Наука, 1994, с. 323—355.
- Щипанский А.А.** Субдукционные и мантийно-плюмовые процессы в геодинамике формирования архейских зеленокаменных поясов. М., Изд-во ЛКИ, 2008, 560 с.
- Щипанский А.А., Конилов А.Н.** Эколгиты Беломорского мобильного пояса на Кольском полуострове // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Путеводитель экскурсии. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2009, с. 62—74.
- Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Докукина К.А., Соколикowa С.Ю.** Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эколгитов в Беломорском подвижном поясе, Кольский полуостров // Материалы XXXVIII тектонического совещания «Тектоника земной коры и мантии». Т. 2. М., ГЕОС, 2005, с. 389—392.
- Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В., Каулина Т.В.** Архейская Беломорская эколгитовая провинция Балтийского щита // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогения Северо-Запада России. Петрозаводск, ИГ КарНЦ РАН, 2007, с. 458—460.
- Anderson D., Bass J.** Mineralogy and composition of the upper mantle // Geoph. Res. Lett., 1984, v. 11, p. 237—240.
- Aoya M., Uehara S-I., Wallis S.R.** Thermal consequences of a subduction boundary jump: a numerical model for generating subduction-related clockwise pressure-temperature path // Tectonics, 2002, v. 21, doi: 10.1029/2000TC001276.
- Banno S.** Pumpellyite-actinolite facies of the Sanbagawa metamorphism // J. Metamorph. Geol., 1998, v. 16, p. 117—128.
- Barth M.G., Rudnick R.L., Horn I., McDonough W.F., Spicuzza M.J., Valley J.W., Haggerty S.E.** Geochemistry of xenolithic eclogites from West Africa, Part I: a link between low MgO eclogites and Archean crust formation // Geochim. Cosmochim. Acta, 2001, v. 65, p. 1499—1527.
- Bibikova E.V., Skiöld T., Bogdanova S.V., Gorbachev R., Slabunov A.** Titanite-rutile thermochronometry across the boundary between the Archean Craton in Karelia and the Belomorian Mobile Belt, eastern Baltic Shield // Precam. Res., 2001, v. 105, p. 315—330.
- Bjørnerud M.J., Austrheim H.** Inhibited eclogite formation: the key to the rapid growth of strong and buoyant Archean continental crust // Geology, 2004, v. 32, p. 765—768.
- Bogdanova S.V.** High-grade metamorphism of 2.45—2.4 Ga age in mafic intrusions of the Belomorian belt in the north-eastern Baltic Shield // Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region / Ed. T.S. Brewer. Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1996, v. 112, p. 69—90.
- Cameron K.L.** An experimental study of actinolite-cummingtonite phase relations with notes on the synthesis of Fe-rich anthophyllite // Amer. Miner., 1975, v. 20, p. 375—390.
- Condie K.C., Kröner A.** When did plate tectonics begin? Evidence from the geologic record // When did plate tectonics start on Earth? / Eds. K.C. Condie, V. Pease. Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 2008, v. 440, p. 281—295.
- Coombs D.J., Nakamura Y., Vuagnat M.** Pumpellyite-actinolite facies schists of the Taveyanne Formation near Loèche, Vatais, Switzerland // J. Petrol., 1976, v. 17, p. 440—471.
- Day H.W., Mulcahy S.R.** Excess silica in omphacite and the formation of free silica in eclogite // J. Metamorph. Geol., 2007, v. 26, p. 37—50.
- Davies G.F.** On the emergence of plate tectonics // Geology, 1992, v. 20, p. 963—966.

- Desmons J., Smulikowski W.** High *P-T* metamorphic rocks // *Metamorphic rocks. A classification and glossary of terms* / Eds. D. Fettes, J. Desmons. Cambridge Univ. Press, 2007, p. 32—36.
- Dilek Y., Polat A.** Suprasubduction zone ophiolites and Archean tectonics // *Geology*, 2010, v. 36, p. 431—432.
- Ernst W.G.** Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices — implications for arcs and continental growth // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2001, v. 127, p. 253—275.
- Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N.** A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // *Int. Geol. Rev.*, 1991, v. 33, p. 743—783.
- Gasparik T.** Experimental study of subsolidus phase- relations and mixing properties of clinopyroxenes in the silica-saturated system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ // *Amer. Miner.*, 1986, v. 89, p. 346—357.
- Giacomini F., Bomparola R.M., Ghezzi C.** Petrology and geochronology of metabasites with eclogite facies relics from NE Sardinia: constraints for the Palaeozoic evolution of Southern Europe // *Lithos*, 2005, v. 82, p. 221—248.
- Hacker B.R.** Eclogite formation and the rheology, buoyancy, seismicity, and H₂O content of oceanic crust // *Subduction: top to bottom* / Ed. G.E. Bebout. AGU, Geophys. Monograph, 1996, v. 96, p. 337—345.
- Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N., Niu Y., Leshner M., Fitton J.G., Cheadle M.J., Saunders A.D.** Temperatures in ambient mantle and plumes: constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochem. Geophys. Geosys.*, 2007, v. 8, Q02 006, doi: 10.1029/2006GC001390.
- Holland T.J.B.** Experimental determination of the reaction paragonite = jadeite + kyanite + H₂O, and internally consistent thermodynamic data for part of the system Na₂O—Al₂O₃—SiO₂—H₂O, with applications to eclogites and blueschists // *Contr. Miner. Petrol.*, 1979, v. 68, p. 293—301.
- Holland T.J.B.** The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600—1200 °C // *Amer. Miner.*, 1980, v. 65, p. 129—134.
- Holland T., Blundy J.** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // *Contr. Miner. Petrol.*, 1994, v. 116, p. 433—447.
- Janák M., Froitzheim N., Lupták B., Vrabec M., Krogh Ravna E.J.** First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: tracing deep continental subduction in the eastern Alps // *Tectonics*, 2004, v. 23, TC5014, doi:10.1029/2004TC001641.
- Jenkins D.M., Clare A.P.** Comparison of the high-temperature and high-pressure stability limits of synthetic and natural tremolite // *Amer. Miner.*, 1990, v. 75, p. 358—366.
- Katayama I., Parkinson C.D., Okamoto K., Nakajima Y., Maruyama S.** Supersilicic clinopyroxene and silica exsolution in UHPM eclogites and pelitic gneisses from the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Amer. Miner.*, 2000, v. 85, p. 1368—1374.
- Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Kaulina T.V., Dokukina K.A., Natapov L.M., Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y.** 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* / Eds. L. Dobrzhinetskaya, S.W. Faryad, S. Wallis, S. Cuthbert. Amsterdam, Elsevier, 2011, p. 635—682.
- Korenaga J.** Plate tectonics, flood basalts and evolution of Earth's oceans // *Terra Nova*, 2008, v. 20, p. 419—439.
- Kretz R.** Symbols for rock-forming minerals // *Amer. Miner.*, 1983, v. 68, p. 277—279.
- Larikova T.L., Zاراisky G.P.** Experimental modeling of corona textures // *J. Metamorph. Geol.*, 2009, v. 27, p. 139—151.
- Liati A., Seidel E.** Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 123, p. 293—307.
- Liu J., Bohlen S.B., Ernst W.G.** Stability of hydrous phases in subducted oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1996, v. 143, p. 161—171.
- Liu J.G., Zhang R.Y., Ernst W.G., Rumble III D., Maruyama S.** High-pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks // *Rev. Miner.*, 1998, v. 37, p. 33—96.
- McCarthy T.C., Patiño Douce A.E.** Empirical calibration of the silica-Ca-tschermak's-anorthite (SCAN) geobarometer // *J. Metamorph. Geol.*, 1998, v. 16, p. 671—682.
- 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.** Mesoarchean subduction processes: 2.87 Ga eclogites from the Kola Peninsula, Russia // *Geology*, 2010, v. 38, p. 739—742.
- Molina J.F., Poli S.** Carbonate stability and fluid composition in subducted oceanic crust: an experimental study on H₂O—CO₂-bearing basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2000, v. 176, p. 295—310.

- Möller C.** Sapphirine in SW Sweden: a record of Sveconorwegian (-Genvillian) late-orogenic tectonic exhumation // *J. Metamorph. Geol.*, 1999, v. 17, p. 127—141.
- Möller A., Appel P., Mezger K., Schenk V.** Evidence for a 2 Ga subduction zone: eclogites in the Usagarian belt of Tanzania // *Geology*, 1995, v. 23, p. 1067—1070.
- Myson B.O., Griffin W.L.** Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite // *Amer. Miner.*, 1973, v. 58, p. 60—63.
- Nakajima T.** Phase relations of pumpellyite-actinolite facies metabasalts in Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan // *Lithos*, 1982, v. 15, p. 267—280.
- O'Brien P.J.** Partially retrograded eclogites of the Münchberg Massif, Germany: records of a multistage Variscan uplift history in the Bohemian Massif // *J. Metamorph. Geol.*, 1993, v. 11, p. 241—260.
- Okamoto K., Maruyama S.** The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB + H₂O system // *Amer. Miner.*, 1999, v. 84, p. 362—373.
- Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B.** Prograde and retrograde history of eclogites from the Eastern Blue Ridge, North Carolina, USA // *J. Metamorph. Geol.*, 2003, v. 21, p. 685—698.
- Page F.Z., Essene E.J., Mukasa S.B.** Quartz exsolution in clinopyroxene is not proof of ultrahigh pressure: evidence from eclogites from the Eastern Blue Ridge, Southern Appalachians, USA // *Amer. Miner.*, 2005, v. 90, p. 1092—1099.
- Page F.Z., Armstrong L.S., Essene E.J., Mukasa S.B.** Prograde and retrograde history of the Junction School eclogite, California, and an evaluation of garnet-phengite-clinopyroxene thermobarometry // *Contr. Miner. Petrol.*, 2007, v. 153, p. 533—555.
- Powell R.** Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet—clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorph. Geol.*, 1985, v. 3, p. 231—243.
- Rollinson H.** Eclogite xenoliths in west African kimberlites as residues from Archaean crust formation // *Nature*, 1997, v. 389, p. 173—176.
- Schertl H.P., Schreyer W., Chopin C.** The pyrope-coesite rocks and their country rocks at Parigi, Dora Maira Massif, western Alps: detailed petrography, mineral chemistry and *P-T* path // *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, v. 108, p. 1—21.
- Shirey S.B., Kamber B.S., Whitehouse M.J., Mueller P.A., Basu A.R.** A review of the isotopic evidence for mantle and crustal processes in the Hadean and Archaean: implications for the onset plate tectonic subduction // *When Did Plate Tectonics Start on Earth?* / Eds. K.C. Condie, V. Pease. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 2008, v. 440, p. 1—29.
- Skyarov E.V., Gladkochub D.P., Mruma A., Theunissen K., Melnikov A.I., Klerkx J.** Paleoproterozoic eclogites and garnet pyroxenites of the Ubende Belt (Tanzania) // *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 1998, v. 78, № 2, p. 257—271.
- Sleep N.H., Windley B.F.** Archaean plate tectonics: constraints and inferences // *J. Geol.*, 1982, v. 90, p. 363—379.
- Smith D.C.** Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics // *Nature*, 1984, v. 310, p. 641—644.
- Smith D.C.** A review of peculiar mineralogy of «Norwegian coesite-eclogite province», with crystal-chemical, petrological, geochemical, and geodynamical notes and an extensive bibliography // *Eclogite and eclogite-facies rocks* / Ed. D.S. Smith. Amsterdam, Elsevier, 1989, p. 1—178.
- Sobolev N.V., Shatsky V.S.** Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—745.
- Sobolev N.V., Kuznetsova I.K., Zyuzin N.I.** The petrology of groszpydite xenoliths from the Zagadochnaya kimberlite pipe in Yakutia // *J. Petrol.*, 1968, v. 9, p. 253—280.
- Timmerman M.J., Daly J.S.** Sm-Nd evidence for late Archaean crust formation in the Lapland-Kola Mobile Belt, Kola Peninsula, Russia and Norway // *Precam. Res.*, 1995, v. 72, p. 97—107.
- Tropper P., Manning C.F.** Paragonite stability at 700 °C in the presence of H₂O-NaCl fluids: constraints on H₂O activity and implications for high pressure metamorphism // *Contr. Miner. Petrol.*, 2004, v. 147, p. 740—749.
- Tsai C.Y., Liu J.G.** Eclogite-facies relics and inferred ultrahigh-pressure metamorphism in the North Dabie complex, central-eastern China // *Amer. Miner.*, 2000, v. 85, p. 1—8.
- van Hunen J., van der Berg A.P.** Plate tectonics on the early Earth: limitations imposed by strength and buoyancy of subducted lithosphere // *Lithos*, 2008, v. 103, p. 217—235.
- Vigneresse J.L., Barbey P., Cuney M.** Rheological transitions during partial melting and crystallization with applications to felsic magma segregation and transfer // *J. Petrol.*, 1996, v. 57, p. 1579—1600.

Wyllie P.J., Wolf M.B., van der Laan S.R. Conditions for formation of tonalites and trondhjemites: Magmatic sources and products / Eds. M. de Wit., L.D. Ashwal // Greenstone belts. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 1997, v. 35, p. 256—266.

Zhang L.F., Ellis D.J., Jiang W.B. Ultrahigh pressure metamorphism in western Tianshan, China, part I: evidence from the inclusion of coesite pseudomorphs in garnet and quartz exsolution lamellae in omphacite in eclogites // Amer. Miner., 2005, v. 87, p. 861—866.

*Рекомендована к печати 1 марта 2011 г.
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию 31 мая 2010 г.,
после доработки — 14 февраля 2011 г.*