УДК 552.163+552.43

# ПРОЯВЛЕНИЕ ПОЗДНЕСВЕКОФЕННСКОГО МЕТАМОРФИЗМА ПОВЫШЕННЫХ ДАВЛЕНИЙ В ЗОНАЛЬНОМ МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)<sup>1</sup>

# © 2021 г. П. Я. Азимов<sup>а, \*</sup>, Н. Г. Ризванова<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

\*e-mail: pavel.azimov@mail.ru Поступила в редакцию 09.01.2020 г. После доработки 16.09.2020 г. Принята к публикации 07.10.2020 г.

В районе Кительского месторождения гранатов (североладожский метаморфический комплекс. юго-восточная часть Фенноскандинавского щита) в метапелитах установлен минеральный парагенезис  $Pl + Bt + Qtz + Grt + Sil + Ilm + Rt \pm St$  (без кордиерита), соответствующий границе среднеи высокотемпературного метаморфизма повышенных давлений (барровианского типа). Для определения *P*-*T* условий образования этого парагенезиса использован метод мультиравновесной термобарометрии (TWEEQU). Рассчитанные значения *P-T* параметров метаморфизма составляют 610-700°С и 6-8 кбар. Метаморфизм сопровождался деформациями и анатексисом (частичным плавлением), происходившим в условиях водонасыщенной системы. Возраст метаморфического события, определенный U-Pb методом (ID-TIMS) по монациту, составляет 1800 млн лет (время заключительной стадии эволюции Свекофеннского орогена). Выявленное событие проявлено локально в зонах деформации, расположенных среди сланцев с обычными для североладожского метаморфического комплекса и всего Свекофеннского орогена парагенезисами низких-умеренных давлений (метаморфизм бьюкенского типа). Ретроградные преобразования в кительских сланцах происходили при температуре не выше 300°С. Они не являлись заключительной стадией позднесвекофеннского метаморфизма, а связаны с более молодым низкотемпературным флюидным воздействием.

*Ключевые слова:* полиметаморфизм, метаморфизм повышенных давлений (барровианского типа), североладожский метаморфический комплекс, мультиравновесная термобарометрия, TWEEQU, монацит

DOI: 10.31857/S0869590321020023

### введение

Метаморфический ареал Северного Приладожья, относящийся к Раахе-Ладожской сутурной зоне, переходной от архейского Карельского кратона к палеопротерозойскому Свекофеннскому орогену, характеризуется зональностью андалузит-силлиманитового (бьюкенского) типа (Геология ..., 2000). Степень метаморфизма североладожского комплекса меняется от низкотемпературной зеленосланцевой фации края v Карельского кратона до гранулитовой фации в южной части ареала. Этот метаморфизм связан со становлением позднепалеопротерозойского аккреционного Свекофеннского орогена. В пределах Финляндии в Раахе-Ладожской зоне известны находки ассоциаций с кианитом, указывающих на метаморфизм повышенных давлений с уровнем не выше зеленосланцевой фации (Korsman, Glebovitsky, 1999), но в североладожском метаморфическом комплексе не было известно парагенезисов – индикаторов повышенных давлений. Хотя современные изотопно-геохронологические исследования Северного домена Приладожья выявили признаки полиметаморфизма в североладожском метаморфическом комплексе (Балтыбаев и др., 2005, 2009), *P-T* параметры более молодого метаморфического события в Северном Приладожье не были установлены.

# ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Среди крупнейших структурных единиц Фенноскандинавского щита выделяются архейский

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590321020023 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. (а) Схема геологического строения Северного Приладожья.

 1, 2: архейские породы (1 – Карельский кратон, 2 – гранито-гнейсовые купола); 3, 4: палеопротерозойские супракрустальные породы (3 – вулканогенно-осадочная сортавальская серия, 4 – метатерригенная ладожская серия); 5, 6: интрузии (5 – мезопротерозойский Салминский массив гранитов-рапакиви, 6 – палеопротерозойские мафит-ультрамафитовые Калаамский и Велимякский массивы); 7 – Кительское месторождение граната.
 (б) Схема южной части Руокоярвинской синформы.

1 – гранито-гнейсовые купола: (1) Коккоселькский, (2) Импилахтинский, (3) Мурсульский, (4) Питкярантский (номера соответствуют цифрам в кружках на схеме); 2 – амфиболиты и карбонатные породы сортавальской серии; 3 – слюдяные сланцы ладожской серии; 4 – тоналиты Импиниемского массива; 5 – граниты-рапакиви Салминского массива; 6 – точки отбора образцов (участок Кителя: образцы А1, К26; участок Сулку: образцы L14-06, LK19-064, LK19-064/1).

Карельский кратон и обрамляющий его с юго-востока палеопротерозойский Свекофеннский ороген. Они разделены Раахе-Ладожской шовной зоной, в основании которой находится архейский гранито-гнейсовый фундамент, переработанный вместе с палеопротерозойским вулканогенно-осадочным чехлом в ходе свекофеннского орогенеза (Балтыбаев и др., 2009). Северное Приладожье расположено в юго-восточной части Раахе-Ладожской зоны и прилегающей части Свекофеннского орогена (рис. 1а). Часть Северного Приладожья, относящаяся к Раахе-Ладожской зоне, выделяется как Северный домен, а относяшаяся к Свекофеннскому орогену и не имеющая архейского фундамента – как Южный домен. Эти домены разделены Мейерской надвиговой зоной. Ремобилизация древнего фундамента в Северном домене (в зоне амфиболитовой фации метаморфизма) привела к образованию гранито-гнейсовых куполов, обрамленных породами осадочно-вулканогенной сортавальской серии, лежащей в основании палеопротерозойского супракрустального разреза (Геология ..., 2000). В синформах, разделяющих купола, и вблизи края кратона сортавальская серия перекрыта более молодыми терригенными

слоистостью. По составу породы ладожской серии отвечают грауваккам и аргиллитам (Котова и др., 2009) и превращены в слюдистые сланцы и гнейсы. По минеральным парагенезисам метапелитов

породами ладожской серии с флишевой ритмичной

и метаграувакк в Северном Приладожье выделяются метаморфические зоны: хлорит-мусковитовая, биотитовая, гранатовая, ставролитовая, силлиманит-мусковитовая, силлиманит-ортоклазовая и гиперстеновая (Балтыбаев и др., 2009). Уровень метаморфизма нарастает в южном-югозападном направлении – по мере удаления от Карельского кратона, хотя местами конфигурация зональности более сложная. Все перечисленные метаморфические зоны, кроме последней, развиты в пределах Северного домена, а гиперстеновая – в Южном. В силлиманит-ортоклазовой и гиперстеновой зонах, соответствующих условиям высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, проявлена интенсивная мигматизация. Географически область мигматизации захватывает район к юго-западу от Сортавалы, к югу от Питкяранты и отчасти – ладожские шхеры. В глиноземистых гнейсах высокотемпературных зон индикаторным является парагенезис Pl + Qtz + Bt +

+ *Grt* + *Crd* + *Sil* ± *Kfs*<sup>2</sup>, обычный для высокотемпературных метапелитов низких и умеренных давлений (Глебовицкий, 1977). В североладожском метаморфическом комплексе кордиеритсиллиманитовый парагенезис прогрессивно развивается по ставролитсодержащим парагенезисам (Геология ..., 2000). Силлиманит отмечен и в других, более низкотемпературных зонах: в силлиманит-мусковитовой, реже в ставролитовой. В последней он встречается эпизодически и образует тонкоигольчатый, скрытокристаллический фибролитовый агрегат, нередко демонстрирующий неравновесные соотношения с другими минералами породы, в том числе со ставролитом (Великославинский, 1972). Среднетемпературные метапелиты сложены обычно минеральным парагенезисом Pl + Qtz $+Bt + St + Grt \pm Ms$ , отвечающим ставролитовой зоне и широко распространенном как в западной (к западу от реки Янисйоки). так и в восточной части Северного домена.

Месторождение ювелирных гранатов Кителя (Киевленко и др., 1987) расположено в восточной части Северного домена на южной окраине Руокоярвинской (Кительской) синформы, сложенной на крыльях породами осадочно-вулканогенной сортавальской серии, а в ядре — биотитовыми парасланцами ладожской серии, и окруженной гранито-гнейсовыми куполами Питкярантской группы: Мурсульским и Питкярантским на юге, Коккоселькским на северо-западе и Юканкосковским на востоке (рис. 1б). В пределах месторождения есть несколько участков. Образцы для исследования отобраны на двух из них: на участке Кителя (собственно месторождение Кителя), расположенном примерно в 1 км к востоку от железнодорожной станции Кителя (образцы К26 и A1), и на участке Сулку, расположенном на западном склоне одноименной горы (образцы L14-06, LK19-064 и LK19-064/1). Среди парасланцев ладожской серии гранат-биотитовые сланцы Кительского месторождения выделяются более крупной зернистостью, большим размером порфиробластов граната, достигающих 2-3 см в поперечнике (против обычных для ладожских сланцев 2-4 мм), отчетливо проявленной плойчатостью, минеральной и агрегатной линейностью. Они обычно представляют собой LS-тектониты с агрегатной линейностью вдоль шарниров складок плойчатости. В некоторых образцах с участка Сулку сланцеватость отсутствует, а биотит вытянут вдоль направления агрегатной линейности, т.е. порода является *L*-тектонитом. Вокруг порфиробластов граната в кительских сланцах могут быть видны *S*-*C* и сигмоидные структуры. Эти признаки, вместе с

плойчатостью и линейностью, указывают на синметаморфический характер деформаций. Другая особенность кительских сланцев - небольшие (до 1–1.5 см) линзы анатектической лейкосомы, образующейся синхронно с деформациями. К юго-западу, югу и к востоку от Кительского месторождения в северном обрамлении Импилахтинского, Мурсульского и Питкярантского куполов распространены обычные мелкозернистые и даже филлитовидные ладожские сланцы без плойчатости, без граната или с редким мелким гранатом (до 2-3 мм) и без мигматизации. Интенсивная мигматизация начинается существенно южнее, в более высокотемпературных метаморфических зонах, проявленных на островах Ладожского озера к югу от Импилахтинского, Мурсульского и Питкярантского куполов и в районе мыса Юляристи (в обрамлении Ристиниемского купола). Таким образом, уровень метаморфизма в кительских сланцах оказывается дискордантен по отношению к общей метаморфической зональности региона.

Главное метаморфическое событие, проявленное как в Северном (зоны метаморфизма зеленосланцевой – амфиболитовой фаций), так и в Южном (зона гранулитового метаморфизма) доменах, имеет раннесвекофеннский возраст ~1880-1860 млн лет (Балтыбаев и др., 2009; Ладожская ..., 2019). В Северном домене, наряду со значениями возраста, соответствующими раннесвекофеннскому этапу и полученными как по глиноземистым сланцам и гнейсам, так и по метавулканитам, распространены цирконы и монациты с позднесвекофеннскими значениями U-Pb возраста ~1800 млн лет (Балтыбаев и др., 2005; Балтыбаев и др., 2009), указывающими на проявление в Северном домене второго метаморфического события. Однако к настояшему времени отсутствуют работы, в которых были бы определены термодинамические условия этого события и его структурная позиция.

## МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ КИТЕЛЬСКИХ СЛАНЦЕВ

Гранат-биотитовые сланцы Кительского месторождения — крупнозернистые породы, сложенные преимущественно биотитом, кварцем, плагиоклазом и гранатом (рис. 2). Порфиробласты *граната* в кительских сланцах не образуют скоплений и могут быть расположены довольно редко. Это преимущественно тетрагонтриоктаэдрические зерна, как правило изометричные, но нередко уплощенные или удлиненные вдоль одной из осей симметрии четвертого порядка (Рундквист, Москалева, 1985). Общее их содержание в породе обычно составляет не больше 5–10%, но на некоторых участках достигает 20%. Размер зерен граната меняется от 4–7 мм до 1.5–2 см и более, а на их гранях часто видна отчетливая штриховка. В пор-

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Здесь и далее символы минералов приведены по (Kretz, 1983). Дополнительные обозначения: *Ea* – истонит, *Sdp* – сидерофиллит, *Fbl* – фибролит, *Als* – силикат алюминия Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> (*Ky* или *Sil*), *L* – силикатный расплав.



Рис. 2. Микроструктры гранат-биотитовых сланцев кительского типа (фотографии в поляризованном свете без анализатора): (а) – образец К26: порфиробласты граната в биотитовом сланце. (б) – образец А1: игольчатый силлиманит вокруг крупного порфиробласта граната; в верхней правой части фотографии виден ретроградный кварц-биотит-плагиоклазовый агрегат, замещающий зерно граната. (в) – образец LK19-064: фибролитовый агрегат в гранат-биотитовом сланце. (г) – образец LK19-064/1: гранат-биотитовый сланец с крупными зернами кварца. В порфиробластах граната во всех образцах присутствуют включения рутила и ильменита.

фиробластах граната постоянно присутствуют включения кварца, а в некоторых образцах вдобавок рутила и ильменита.

Биотит – один из главных породообразующих минералов сланцев. В сланцах им сложены меланократовые прослои и линзы, образованные крупными сильно деформированными чешуйками биотита длиной от 0.5-1 до нескольких сантиметров, обычно вытянутыми вдоль направления линейности и смятыми в складки плойчатости. Иногда чешуйки биотита образуют сигмоидальные "рыбки", являющиеся индикатором пластической деформации (Mukherjee, 2013). В подобном агрегате нет плагиоклаза, но может присутствовать незначительное количество кварца. Биотитовые слойки и зонки облекают также порфиробласты граната (рис. 2). Другая форма, в которой биотит встречается в породе, — слабо удлиненные, иногда почти изометричные мелкие (до-

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 3 2021

ли мм) недеформированные чешуйки биотита в составе кварц-плагиоклазового агрегата.

Другой важный породообразующий минерал – плагиоклаз — распределен в сланцах весьма неравномерно: вместе с кварцем и мелкими чешуйками биотита он обычно образует линзовидные скопления недеформированных субидиоморфных зерен (1-3, 0.5-2, иногда до 3-5 мм) с гранобластовой структурой, отделенные от граната деформированным биотитовым агрегатом. Такие плагиоклазсодержащие скопления, представляющие собой лейкосому ранних стадий плавления, ориентированы вдоль направления линейности. В некоторых образцах, например обр. А1, плагиоклаз вместе с биотитом местами образует ретроградные каймы, замещающие краевые части крупных зерен граната. Однако в большинстве образцов такие каймы отсутствуют. Квари образует включения в гранате, мелкие изометричные зерна среди биотита, идиоморфные зерна в составе гранобластового (биотит)кварц-плагиоклазового агрегата. В образце LK19-064/1 присутствуют маломощные кварцевые жилочки (5–7 мм в поперечнике). Другая особенность этого образца в том, что разделение на биотит без плагиоклаза и биотит-кварц-плагиоклазовый агрегат в нем выраженно слабее, чем в предыдущих образцах.

Иногда в сланцах встречается силлиманит, который образует мелкие призматические зерна либо присутствует в виде спутано-волокнистого фибролита. И призматический силлиманит, и фибролит обычно приурочены к биотитовому агрегату. В некоторых образцах из месторождения Кителя, в частности в обр. А1, с наиболее крупными гранатами из изученных, силлиманит образует игольчатые агрегаты с различимыми в оптическом микроскопе зернами (длиной >2 см и толщиной до 0.5 мм), обрамляющие крупные зерна граната или замещающие их (рис. 26). Между пучками иголок силлиманита находится биотит-плагиоклазовый агрегат с неориентированными чешуйками биотита, кварцем и единичными зернами ставролита размером ~100 мкм. В других образцах, включая обр. К26, силлиманит встречается в виде мелких призматических зерен среди биотита. В образце LK19-064 силлиманит присутствует в виде "спутанного" фибролитового агрегата (1-2 мм в поперечнике) среди биотита (рис. 2в). В образце LK19-064/1 силлиманит присутствует в наименьшем количестве из всех детально изученных нами образцов: он образует редкие тонкие иглы в некоторых крупных зернах кварца.

В отличие от глиноземистых гнейсов и сланцев района Сортавалы, *кордиерит* в кительских сланцах отсутствует. *Ставролит* нигде не виден макроскопически, но встречается в некоторых образцах с крупными зернами граната, в частности в образцах А1 и LK19-064, где образует немногочисленные округлые субизометричные зерна размером 50–100 мкм, приуроченные обычно к биотит-кварц-плагиоклазовому агрегату (не более 3–4 зерен на шлиф). Признаков замещения ставролита другими минералами, как и признаков развития ставролита по другим минералам, нет.

Для некоторых сланцев характерны мелкие изометричные зерна акцессорного *турмалина* (в частности, для образцов К26 и LK19-064/1). Не меньше распространены сланцы, не содержащие турмалин. *Ильменит* и *рутил* – обычные акцессорные минералы. Чаще всего они присутствуют в виде включений в порфиробластах граната, иногда совместно. В образце К26 удлиненные зерна рутила и ильменита встречаются среди биотитового агрегата. Никаких признаков, указывающих, что один из этих минералов развивается по другому, ни в одном из образцов не найдено. Кое-где в биотитовом агрегате встречаются редкие чешуйки *графита*. Из рудных минералов отмечается также *магнетит*. Иногда в сланцах можно увидеть изометричные, сильно окисленные зерна *сульфидов*. Из других акцессорных минералов в сланцах присутствуют апатит, циркон, монацит, ксенотим.

Во многих образцах в биотите вдоль сланцеватости развиваются вторичные *хлорит* и *каолинит*. Иногда их количество становится довольно значительным. Однако ни в одном из образцов каолинит не развивается по силлиманиту или ставролиту. Гранат также не затронут хлоритизацией или другими низкотемпературными изменениями.

Образец L14-06, использованный для датирования, по минеральному составу и текстуре аналогичен образцу LK19-064.

Описанная выше дифференциация — разделение на существенно биотитовые участки с гранатом, иногда с силлиманитом, практически без лейкократовых минералов, и на обтекаемые меланократовым биотитовым агрегатом линзы (биотит)-кварц-плагиоклазового состава с гранобластовой структурой отсутствует в обычных мелкозернистых биотитовых сланцах ладожской серии, с гранатом или без него. Эта дифференциация связана с ранней стадией частичного плавления сланцев. Другая важная черта, отличающая кительские сланцы, — отсутствие кордиерита в метапелитовых сланцах вместе с силлиманитом.

Микрозондовые исследования составов минералов выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с ЭДС-спектрометром JED-2200, аналитик О.Л. Галанкина. Расчет составов минералов (кроме турмалина) произведен в программе Minal 3 (автор – Д.В. Доливо-Добровольский, ИГГД РАН), а турмалина – в программе пакета Mineral Recalculation Software (автор – Andy Tindle, Open University Electron Microprobe Laboratory, UK). Результаты микрозондового анализа минералов приведены в таблице ESM\_1.xls<sup>3</sup> (см. Supplementary).

По результатам микрозондового анализа гранаты Кительского месторождения имеют состав  $Alm_{72-81}Prp_{12-17}Sps_{3-12}Grs_{2-4}$  (рис. 3а). Полученные составы близки к результатам валового химического анализа кительских гранатов по данным (Рундквист, Москалева, 1985). Гранаты слабозональные, с пологими куполовидными профилями зональности по альмандину (снижение от центра к краю) и спессартину (рост от центра к краю) и спессартину (рост от центра к краю) и мительских сланцах имеет среднюю железистость (f = 48-58 мол. %) и низ-

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Результаты микрозондового анализа минералов представлены в таблице ESM\_1.xls (Supplementary) к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно.



**Рис. 3.** Состав гранатов из гранат-биотитовых сланцев месторождения Кителя: (а) – минальный состав гранатов; (б) – профиль зональности в порфиробласте граната из обр. LK19-064/1.

кую-умеренную глиноземистость (1.17-1.36 ф. к. Аl<sup>IV</sup> и 0.36–0.56 ф. к. Al<sup>VI</sup>) и титанистость (0.08– 0.14 ф. к. Ті). Доля Na от суммы щелочей в биотите не превышает 11 мол. % (в среднем 4.8 мол. %). Крупные деформированные чешуи биотита и мелкие субизометричные зерна из биотит-плагиоклазового агрегата в матрице породы по составу не различаются. Плагиоклаз соответствует олигоклазу (Ап<sub>17-25</sub>), что обычно для парасланцев. Ставролит умеренно-магнезиальный (f = 80 - 87 мол. %), с низким содержанием Ті (0.05–0.09 ф. к.). Содержание Zn в ставролите обычно ниже предела обнаружения. В ильмените доля Мп и Мg компонентов составляет 0.9-1.4 и 1-3.5 мол. % соответственно. Турмалин – дравит с подчиненным количеством шерлового и увитового компонентов: f = 31-38 мол. %, Na/(Na + Ca) = 0.69-0.91. В апатите преобладает фторапатитовый компонент (преимущественно 65-75 мол. %), хлор отсутствует.

Необычные для Северо-Ладожского метаморфического ареала парагенезисы (силлиманит без кордиерита, ругил совместно с ильменитом), а также ранний анатексис к северу от зоны мигматитов, в пределах более низкотемпературных метаморфических зон, указывают на иное метаморфическое событие с *P-T* условиями, отличающимися от условий главного этапа метаморфизма Северного Приладожья.

## МИНЕРАЛЬНАЯ ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Для определения *P-T* условий метаморфизма сланцев Кительского месторождения использован метод мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Berman, 1991) с применением комбинационного подхода (Доливо-Добровольский,

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 3 2021

2006а). Расчеты выполнены в программе winTWQ 2.34 (Вегтап, 2007) с дополнениями TWQ\_Comb (Доливо-Добровольский, 2006б) и TWQ\_View (Доливо-Добровольский, 2006в). В расчетах использованы взаимосогласованные термодинамические базы данных (ТБД) JUN92 (Вегтап, 1988), ВА96 (Вегтап, Агапоvich, 1996; Агапоvich, Вегтап, 1996) и ВА06 (Вегтап et al., 2007). Расчеты с ТБД JUN92 и ВА96 выполнены для парагенезиса Pl + Bt + Grt + Qtz + Sil + Ilm + Rt с тремя независимыми реакциями (IR), описывающими соотношения между компонентами минералов – твердых растворов и минералами постоянного состава:

$$Alm + Phl = Prp + Ann, \tag{1}$$

$$3An = 2Sil + Qtz + Grs, \tag{2}$$

$$Alm + 3Rt = Sil + 2Qtz + 3Ilm.$$
 (3)

Номера реакций соответствуют номерам линий на TWQ-диаграммах (рис. 4). Первая из этих реакций — обменная (Fe-Mg) реакция между гранатом и биотитом, широко применяемая как геотермометр, а вторая и третья соответствуют известным реакциям смещенного равновесия (GASP и GRAIL), используемым как геобарометры (Essene, 1989). При расчетах с ТБД ВА06, кроме этих трех, можно использовать еще одну независимую реакцию:

$$Prp + 3Ea + 4Qtz = 3Phl + 4Sil.$$
(4)

В ТБД ВА06 присутствуют четыре минала, входящие в состав биотита: флогопит, аннит, истонит и сидерофиллит. Формально с учетом последнего можно написать дополнительную независимую реакцию:

$$Alm + 3Sdp + 4Qtz = 3Ann + 4Sil,$$
(5)



**Рис. 4.** Примеры TWQ-диаграмм (Berman, 1991) со сходящимися линиями минеральных реакций (система КСFMAS-TiH) для парагенезиса Pl + Bt + Grt + Qtz + Sil + Ilm + Rt из гранат-биотитовых сланцев месторождения Кителя. Диаграммы рассчитаны с использованием взаимосогласованных термодинамических баз данных (ТБД): (a) – ТБД JUN92 (Berman, 1988); (б) – ТБД ВА96 (Berman, Aranovich, 1996; Aranovich, Berman, 1996); (в, г) – ТБД ВА06 (Berman, Aranovich, 2007). На диаграммах (а–в) показаны результаты расчетов в системе с тремя независимым реакциями (IR = 3), на диаграмме (г) – в системе с четырьмя независимыми реакциями (IR = 4). Независимые реакции выделены на диаграммах синим цветом, номера в кружках соответствуют реакциям (1)–(4) в тексте статьи.

но в действительности из четырех перечисленных миналов только три являются линейно независимыми, так как они все образуют взаимный твердый раствор и связаны так называемой "внутриминеральной" реакцией:

$$KMg_{3} (AlSi_{3}O_{10})(OH)_{2} (Phl) + + KFe_{2}Al (Al_{2}Si_{2}O_{10})(OH)_{2} (Sdp) = = KFe_{3} (AlSi_{3}O_{10})(OH)_{2} (Ann) + + KMg_{2}Al (Al_{2}Si_{2}O_{10})(OH)_{2} (Ea),$$

константа которой равна 1. Таким образом, один из четырех компонентов биотита в базе данных в действительности является квазинезависимым, так что независимость реакции (5) тоже кажущаяся. Поэтому мы не используем эту реакцию в наших расчетах. В другой взаимосогласованной термодинамической базе данных (Holland, Powell, 2011), чтобы избежать подобного казуса, сходные зависимые компоненты устранены.

Критерием равновесности при мультиравновесной термобарометрии является сходимость реакций на TWQ-диаграммах, т.е. близость точек парных пересечений отдельных реакций к среднему, рассчитанному из этих парных пересечений (Berman, 1991). Соответственно, из всех расчетов были выбраны те, где такая сходимость наибольшая. Диапазоны рассчитанных равновесных *P*-*T* значений представлены в табл. 1. Для более компактного отображения результатов термобарометрии по совокупностям *P*-*T* значений, полученных по комбинациям анализов с хорошей

ТБД	Номер образца	n	Диапазон <i>T</i> , °C	Диапазон <i>Р</i> , кбар	$T_{\rm av}$ , °C	P <sub>av</sub> , кбар	2σ <sub><i>T</i></sub> , °C	2σ <sub><i>P</i></sub> , кбар	cor
JUN92 (3 <i>IR</i> )	K26	206	615-705	5.6-6.9	661.2	6.26	38.4	0.52	0.79
	A1	38	590-785	5.7-7.3	659.2	6.48	104.6	0.97	0.94
	LK19-064	20	695-740	6.3–6.8	722.2	6.55	26.8	0.27	0.89
	LK19-064/1	70	590-710	5.4-6.9	645.5	5.98	56.8	0.86	0.83
BA96 (3 <i>IR</i> )	K26	355	665-745	7.3-8.4	704.0	7.85	31.8	0.45	0.80
	A1	39	645-760	7.8-8.9	710.5	8.29	58.9	0.55	0.85
	LK19-064	30	730-760	7.5-8.3	747.2	7.79	19.5	0.47	-0.03
	LK19-064/1	47	645-740	7.4-8.4	703.6	7.99	62.2	0.44	0.54
BA06 (3 <i>IR</i> , без <i>Ea</i> )	K26	67	655-675	7.0-7.1	662.3	6.96	14.4	0.25	0.64
	A1	62	615-720	6.8-7.9	668.3	7.38	53.9	0.55	0.78
	LK19-064	6	695-715	6.7-6.9	702.5	6.75	16.1	0.17	0.89
	LK19-064/1	19	610-695	7.2–7.7	630.2	7.46	37.4	0.39	-0.21
BA06 (4 <i>IR</i> , c <i>Ea</i> )	K26	16	650-675	6.7–7.2	661.9	6.97	11.9	0.22	0.53
	A1	6	635-675	6.9-7.2	652.1	7.06	30.7	0.30	0.31
	LK19-064	12	665-700	6.3–7.0	691.1	6.65	23.4	0.44	0.02
	LK19-064/1	10	610-640	7.4–7.9	624.9	7.63	24.2	0.27	0.38

Таблица 1. Результаты мультиравновесной термобарометрии и параметры эллипсов погрешности, описывающие полученные *P-T* значения для силлиманит-гранат-биотитовых сланцев Кительского гранатового месторождения (североладожский метаморфический комплекс, юго-восток Фенноскандинавского щита)

Примечание. ТБД – термодинамическая база данных, использованная при расчетах в программе TWQ (пояснения см. в тексте); *IR* – число независимых реакций между компонентами в системе; *n* – число TWQ-пересечений с хорошей сходимостью; параметры эллипсов:  $T_{av}$  и  $P_{av}$  – средние значения температуры и давления (центры эллипсов);  $2\sigma_T$  и  $2\sigma_P$  – среднеквадратичные отклонения по температуре и давлению; *cor* – коэффициент корреляции. Для всех эллипсов число переменных *var* = 2, доверительный интервал *conf. lev.* = 95%.

сходимостью реакций, рассчитаны эллипсы погрешности с доверительной вероятностью 95%. На рис. 5 и в табл. 1 показаны результирующие эллипсы погрешности термобарометрических данных для всех изученных образцов, рассчитанные с разными ТБД. Видно, что значения температур, определенные по трем независимым реакциям, в целом сходны для разных ТБД, хотя различаются достаточно, чтобы облака точек в основном не пересекались. При этом значения температур, рассчитанные с ТБД JUN92, - наименьшие, с ТБД ВА96 – наибольшие, а значения, полученные с ТБД ВА06, лежат между ними. Результаты расчетов с разными ТБД различаются и по давлению, причем в этом случае систематические различия еще нагляднее. Наименьшие значения давлений, как и с температурами, получаются при использовании ТБД JUN92, наибольшие – с ТБД ВА96, причем разница между первыми и вторыми довольно значительная (около 1.5 кбар) при сопоставимом разбросе среди результатов, посчитанных с одной ТБД. Значения, определенные с ТБД ВА06, лежат между результатами с ТБД JUN92 и ТБД ВА96 (но ближе ко вторым). Особенностью

этой базы данных является наименьший разброс рассчитанных значений. Использование четвертой независимой реакции позволяет еще сократить разброс найденных *P*-*T* значений с хорошей сходимостью.

В пределах каждого конкретного эллипса разброс точек, как правило, больше по температуре, чем по давлению. Вероятно, такой разброс определяется, главным образом, совокупностью аналитических ошибок и наблюдаемыми вариациями составов минералов, часть которых связана с неполным уравновешиванием минералов в породе. Однако большой разброс найденных равновесных *P-T* значений для обр. А1, скорее всего, связан и с ретроградными преобразованиями, проявленными, в частности, в замещении граната реакционными биотит-плагиоклазовыми каймами. В других изученных образцах такие каймы отсутствуют.

### ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА

Для определения возраста метаморфизма повышенных давлений в глиноземистых сланцах



**Рис. 5.** Результаты расчетов *P-T* условий метаморфизма методом TWEEQU в сланцах месторождения Кителя с различными ТБД.

(а, б) – для обр. К26 (точки отражают результаты индивидуальных расчетов с хорошей сходимостью реакции, эллипсы стандартных отклонений описывают совокупность точек с доверительной вероятностью 0.95); (в) – для всех изученных образцов.

Условные обозначения: 1 - TБД JUN92, IR = 3; 2 - TБД BA96, IR = 3; 3 - TБД BA06, IR = 3; 4 - TБД BA06, IR = 4 (включая истонитовый компонент биотита *Ea*). Поля устойчивости силикатов алюминия Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> рассчитаны в программе winTWQ (одинаковы для всех использованных ТБД).

месторождения Кителя выполнено датирование U-Pb изотопной системы монацитов из образцов L14-06 и LK19-064 методом ID-TIMS. Выделение монацитов из образцов было выполнено по стандартной методике. В исследованных образцах монациты представляют собой очень мелкие округлые зерна размером 50–70 мкм, бесцветные и желтоватые (рис. 6). Непосредственно для датирования отобраны бесцветные прозрачные зерна. Выделение Pb и U из монацитов проводилось на ионообменной смоле BioRad AG 1-X8 100-200 mesh с помощью HCl по методике T. Кроу (Krogh, 1973).

Для изотопных исследований был использован смешанный трассер <sup>235</sup>U-<sup>208</sup>Pb. Измерения

изотопов Рb и U проводились в ИГГД РАН на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON 1T в статическом режиме. Лабораторное загрязнение при исследованиях не превышало 15 пг Pb и 5 пг U. Определение U-Pb возраста монацитов было выполнено по стандартной методике с погрешностью измерения Pb/U отношений ( $2\sigma$ ). Расчеты изотопных отношений и возраста минералов проводились по программам К. Ладвига (Ludwig, 1991, 1999). Результаты расчетов приведены в табл. 2 и на рис. 7.

Полученные возрасты метаморфизма близки к конкордантным. Для монацита из обр. L14-06 возраст  $T(^{207}Pb/^{206}Pb) = 1801.3 \pm 1.1$  млн лет, а для мо-



**Рис. 6.** Монацит, выделенный из образца LK19-064 (оптическая микрофотография). Для датирования отобраны прозрачные бесцветные зерна.

нацита из обр. LK19-064 — возраст  $T(^{207}Pb/^{206}Pb) =$ = 1800.2 ± 0.6 млн лет, т.е. значения возраста в пределах погрешности совпадают. Полученные значения соответствуют позднесвекофеннскому времени (Балтыбаев и др., 2009).

# ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Результаты термобарометрии

Рассчитанные значения температуры и давления отвечают высокотемпературной части амфиболитовой фации повышенных давлений (рис. 5, 8) и относятся к кианит-силлиманитовой фациальной серии (Барроу). Сопоставление результатов расче-



Рис. 7. Диаграмма Везерилла для монацита из образцов L14-06 и LK19-064 (участок Сулку).

тов с положением установленных экспериментально линий реакций (рис. 8) показывает, что в установленных Р-Т условиях проходит граница устойчивости ставролита совместно с кварцем – он замещается парагенезисом гранат + силлиманит + + кварц. Верхний барический предел устойчивости кордиерита, равновесного с гранатами с  $X_{Mg}$  = = 0.1–0.3, ниже значений, определенных по кительским сланцам. Повышенные давления метаморфизма кительских сланцев подтверждаются и сосуществованием рутила и ильменита в парагенезисе с гранатом пироп-альмандинового ряда и силлиманитом (Bohlen et al., 1983). Таким образом, полученные значения температуры и давления соответствуют минеральным парагенезисам, наблюдаемым в кительских сланцах, объясняя и отсутствие кордиерита, индикаторного для метапелитов бьюкенской (андалузит-силлиманитовой)

Таблица 2. Результаты U-Pb изотопных исследований монацитов из сланцев Кительского гранатового месторождения (североладожский метаморфический комплекс)

					-					
№ п/п	Номер образца		Изотог	тные отно	шения		Возраст, млн лет			
		$^{206}{ m Pb}/^{204}{ m Pb}^{ m a}$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>6</sup>	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>6</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Rho	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
1	L14-06	3923 (2.0)	0.11357 (0.048)	1.2656 (0.790)	4.8501 (0.16)	0.31946 (0.14)	0.92	1793.6 ± 2.5	1787.1 ± 2.8	1801.3 ± 1.1
2	LK19-064	2862 (0.77)	0.11479 (0.042)	1.2840 (0.060)	4.8506 (0.14)	0.31967 (0.13)	0.97	1793.7 ± 2.4	1788.1 ± 2.5	$1800.2\pm0.6$

Примечание. <sup>а</sup>Изотопные отношения, скорректированные на бланк и фракционирование; <sup>6</sup>изотопные отношения, скорректированные на бланк, фракционирование и обычный Pb; Rho – коэффициент корреляции погрешностей отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U и <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U.



**Рис. 8.** Сопоставление результатов термобарометрических расчетов для образцов K26, A1, LK19-064 и LK19-064/1 (ТБД ВА06, IR = 4, включая *Ea*) для гранатовых сланцев Кителя с экспериментальными данными по устойчивости парагенезисов.

В прямоугольниках – номера образцов. Линии реакций (номера в кружках): (1) – PWS (солидус водонасыщенного плавления пелитов); (2) - гаплогранитный водонасыщенный солидус ( $Ab + Kfs + Q + H_2O = L$ ); (3) и (4) – солидус дегидратационного плавления пелитов по реакции Bt + Als + Pl + Qtz = Grt + Kfs + L (3 - C)для  $Bt_{56}$ , 4 — для  $Bt_{40}$ ); (5) — реакция дегидратации пелита  $(Pl + Qtz + Als + Bt = Grt + Kfs + H_2O);$  (6) – реакция разложения ставролита в присутствии кварца  $(St + Qtz = Alm + Als + H_2O); (7) - (9) - верхний предел$ устойчивости кордиерита в равновесии с Grt<sub>30</sub>, определяемый реакцией  $Crd = Grt_{30} + Als + Qtz$ : (7) – в системе с водным флюидом ( $X_{\rm H,O} = 1$ ), (8) – с водноуглекислотным флюидом ( $X_{H_2O} = 0.5$ ), (9) – с безводным флюидом ( $X_{\rm H,O} = 0$ ). Нижний индекс у символов биотита и граната – доля магниевого компонента в мол. %. Реакции (1)-(5) приведены по работе (Le Breton, Thompson, 1988), (6) – πο (Holdaway et al., 1995), (7) – по (Aranovich, Podlesskii, 1983), (8) и (9) – по (Martignole, Sisi, 1981).

фациальной серии, и появление в метапелитах рутила, обычного для метаморфических пород повышенных давлений (кианит-силлиманитового или барровианского типа).

Важно отметить, что ранее для образцов ладожских гранат-биотитовых сланцев из южной части Руокоярвинской синформы (образцы A4044 и A779: Геология ..., 2000, рис. 4.4. на стр. 85 и табл. 4.2 на стр. 86–87) определены существенно меньшие *P-T* параметры (540–625°С и 3–6 кбар), отвечающие низкотемпературной части амфиболитовой фации низких давлений, т.е. относящиеся к обычному для Северного Приладожья метаморфизму бьюкенского типа. В пользу этого говорит и присутствие в обр. А779 кордиерита. Это подтверждает локальность проявления наложенного метаморфизма повышенных давлений, что обычно для полиметаморфизма. Сопоставление приводимых ре-



**Рис. 9.** Сопоставление результатов термобарометрических расчетов для сланцев месторождения Кителя с *P-T* трендами метаморфической эволюции главного метаморфизма в Северо-Ладожском метаморфическом ареале из работы (Геология..., 2000). Тренды эволюции: 1 – для Северного домена (среднетемпературные метаморфические зоны), 2 – для Южного домена (область гранулитового метаморфизма).

зультатов термобарометрии с трендами эволюции, выведенными для Северного и Южного доменов Приладожья, показывает резкое различие градиентов dP/dT в кительских сланцах и других породах североладожского комплекса (рис. 9). Значения давления, рассчитанные в настоящей работе по сланцам месторождения Кителя, выше даже максимальных давлений (6—7 кбар), установленных для наиболее высокотемпературной в Северном Приладожье гиперстеновой зоны метаморфизма в Южном домене (Балтыбаев и др., 2009).

Сравнение Р-Т условий метаморфизма кительских силлиманит-гранат-биотитовых сланцев с положением линий солидуса для метапелитов (рис. 8) показывает, что установленные температуры метаморфизма выше солилуса водонасышенных метапелитов и ниже солидуса в случае дегидратационного плавления биотита в метапелитах единственного водосодержащего минерала кительских сланцев. Таким образом, для плавления кительских сланцев было необходимо присутствие существенно водного флюида. На это также указывает отсутствие в породе (как лейкосоме, так и в мезосоме) ортоклаза или микроклина – продуктов дегидратационного плавления калиевых слюд. Важно, что температура плавления сланцев может значительно понижаться благодаря присутствию в них турмалина, так как В<sub>2</sub>О<sub>3</sub> выступает в качестве флюса для гранитных систем (Dingwell et al., 1996).

#### Реакции формирования силлиманита/фибролита

Появление силлиманита или фибролита при прогрессивном метаморфизме возможно за счет кордиерита (образование парагенезиса граната и силлиманита при компрессии), мусковита (дегидратация с образованием калиевого полевого шпата), ставролита (образование парагенезиса граната и силлиманита при росте температуры) при раскислении плагиоклаза (за счет анортитового компонента) и за счет глиноземистого компонента биотита – при его реакции с гранатом или ставролитом. Еще одна потенциально возможная реакция — окисление сидерофиллитового компонента биотита. В нашем случае разложение кордиерита не играет никакой роли, так как в североладожском метаморфическом комплексе кордиерит ассониирует с силлиманитом в высокотемпературных зонах метаморфической зональности андалузит-силлиманитового типа, но в кительских сланцах реликты кордиерита, которые могли бы свидетельствовать о его разложении, отсутствуют. Процессы дегидратации мусковита и окисления биотита тоже не реализуются, так как в этих случаях в парагенезисе с силлиманитом должен возникать калиевый полевой шпат, отсутствующий в кительских сланцах.

В обсуждаемом случае возможными представляются такие реакции:

• прогрессивное разложение ставролита с образованием граната:

 $3St + 25Qtz \rightarrow 8Alm + 46Sil + 12H_2O_2$ 

• снижение глиноземистости биотита при его реакции с гранатом или ставролитом:

$$3Sdp(Ea) + Alm(Prp) + 4Qtz \rightarrow 3Ann(Phl) + 4Sil,$$
$$8Sdp + St + 19Otz \rightarrow 8Ann + 26Sil + 4H_2O.$$

Ставролит весьма обычен для метапелитовых сланцев североладожского комплекса и почти отсутствует в кительских сланцах. Как раз в условиях их формирования, как следует из рис. 8, проходит линия реакции разложения ставролита. Поэтому реакция разложения ставролита представляется наиболее значимой. Однако фибролит часто ассоциирует с биотитом, причем имеющим низкую глиноземистость. Поэтому можно полагать, что реакция, ведущая к снижению глиноземистости биотита, наряду с реакцией разложения ставролита, также вносит вклал в формирование силлиманита в кительских сланцах. Роль реакции образования силлиманита за счет раскисления плагиоклаза (реакция (2)) в кительских сланцах, вероятно, незначительная по сравнению с другими, так как содержание анортитового компонента в плагиоклазе невелико, мало и содержание гроссулярового компонента в гранате.

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 3 2021

### Проблема полиморфных разновидностей силикатов алюминия

В двух из четырех образцов, для которых рассчитаны Р-Т значения (табл. 1, рис. 5), средние результаты лежат в поле устойчивости кианита, а не силлиманита, хотя кианит в породах отсутствует (не известен нигде в пределах североладожского метаморфического комплекса). Однако многочисленные наблюдения в зональных метаморфических комплексах, породы в которых содержат силикаты алюминия, показывают, что фибролит обычно появляется в высокотемпературной части поля кианита еще до достижения изограды силлиманита (Hollister, 1969; Kwak, 1971; Frey et al., 1980; Kerrick, 1990; Homam et al., 2002; Nagel et al., 2002 и др.). В таких случаях при картировании метаморфической зональности обычно выделяют изограды силлиманита-I (фибролита) и силлиманита-II (призматического силлиманита). Экспериментальные исследования полей устойчивости силикатов алюминия (Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>) продемонстрировали, что результаты экспериментов сильно различаются (Hemingway, 1992). Однако во многих исследованиях было установлено, что экспериментальная линия реакции Kv = Fbl смещена в сторону более низких температур (или более высоких давлений) по сравнению с линией реакции Ky = Sil (Anderson, Kleppa, 1969; Greenwood, 1972; Hariga, Arima, 1975; Salje, 1986). При постоянном давлении такое смешение может достигать 20-40°С. Причина этого смещения остается неясной. Большинство высказанных предположений были обоснованно отвергнуты: влияние примесей и превращение реакций полиморфного перехода из моновариантных в дивариантные (Albee, Chodos, 1969; Okrusch, Evans, 1970; Chinner et al., 1969; Holdaway, 1971; Cameron, Ashworth, 1972; Salje, 1986; Kerrick, Speer, 1988; Kerrick, Woodsworth, 1989), влияние упорядочения в силлиманите и фибролите (Salje, Werneke, 1982; Robie, Hemingway, 1984; Salje, 1986; Hemingway et al., 1991; Stebbins et al., 1993), вклад большей (у фибролита в сравнении с призматическим силлиманитом) поверхностной энергии (Hemingway et al., 1991) или дефектности (Kerrick, 1986). Однако в качестве возможной причины раннего формирования фибролита остается его метастабильная кристаллизация (Chinner et al., 1969; Holdaway, 1971; Vernon, 1979; Kerrick, 1987; Kerrick, Woodsworth, 1989; Hemingway et al., 1991), например, согласно правилу ступеней Оствальда (Holdaway, 1971).

Встает вопрос, насколько оправдано включение фибролита в парагенезис для термобарометрических расчетов, если он кристаллизуется метастабильно. Однако в пользу возможности его использования говорит хорошая сходимость реакций на приводимых TWQ-диаграммах. Без истонитового компонента в системе без силлиманита (с ильменитом и рутилом) есть только две независимые реакции. Однако при добавлении истонита в системе без силлиманита добавляется еще одна независимая реакция. Сходимость реакций с участием силлиманита с реакциями без силлиманита, наблюдаемая на представленных P-T диаграммах, показывает, что силлиманит, в том числе и фибролит, является парагенным с другими минералами. Такой вывод согласуется с тем, что P. Вернон (Vernon, 1975) установил структурное равновесие фибролита с основным минеральным парагенезисом породы для ряда гнейсов Австралии, а Т. Ларсон и З. Шарп (Larson, Sharp, 2003) показали, что в изучавшихся ими породах фибролит находится в изотопном равновесии с гранатом.

### Проблема полиметаморфизма в Северном Приладожье

Деформационные структуры и текстуры в кительских сланцах указывают на синхронность метаморфизма, анатексиса (частичного плавления) и деформаций. Плойчатость связана с начальной стадией развития новой сланцеватости. Таким образом, можно полагать, что метаморфизм барровианского типа (повышенных давлений) проявлен в Северном Приладожье локально и приурочен к зонам поздних деформаций. Тогда можно понять, почему процессы анатексиса проявляются в кительских сланцах вне зоны мигматитов, выделяемой в Северо-Ладожском метаморфическом ареале. Установленные ранее в центральной части Раахе-Ладожской зоны (Korsman, Glebovitsky, 1999) отдельные проявления барровианского метаморфизма, накладывающегося на предшествующий метаморфизм бьюкенского типа (низких давлений), немногочисленны, и уровень метаморфизма в них гораздо ниже: парагенезисы повышенных давлений там представлены кианит-пирофиллитовой ассоциацией, т.е. относятся к уровню зеленосланцевой фации. Метаморфизм в районе Кителя является среднетемпературным и переходным к высокотемпературному, о чем свидетельствует начальная стадия частичного плавления в метапелитах. Можно ожидать дальнейших находок проявлений барровианского метаморфизма в Северном Приладожье, поскольку соответствующие "молодые" (~1800 млн лет) изотопные возрасты выявлены в метаморфических породах разных частей Северного домена (Балтыбаев и др., 2005, 2009). В этом случае проявления метаморфизма повышенных давлений в Северном Приладожье должны быть довольно многочисленны. Отсутствие находок таких проявлений можно объяснить тем, что в наиболее обычных для ладожской серии биотитовых, гранат-биотитовых и ставролит-гранат-биотитовых сланцах давление может быть определено только с использованием термобарометрических исследований — эти парагенезисы

устойчивы как при низких, так и при повышенных давлениях. В то же время геологические и изотопные соотношения указывают, что метаморфизм повышенных давлений проявлен в Приладожье на заключительных стадиях эволюции Свекофеннского орогена. В Южном домене Приладожья и в Южной Финляндии в период ~1800 млн лет формируются уже постколлизионные интрузии (Konopelko, Eklund, 2003; Andersson et al., 2006). Таким образом, это метаморфическое событие не соотносится с предполагаемым Ю.Л. Гульбиным (Гульбин, 2014) в Северном Приладожье ранним метаморфизмом повышенных давлений, который должен предшествовать низкобарному метаморфизму. Никаких минеральных ассоциаций, указывающих на ранний метаморфизм барровианского типа, в североладожском метаморфическом комплексе не установлено.

#### Низкотемпературные преобразования

В кительских сланцах проявлены поздние изменения, выражающиеся в хлоритизации и каолинитизации (иногда довольно интенсивные) гранат-биотитовых сланцев. Они могли бы быть связаны как с низкотемпературной частью ретроградной ветви позднесвекофеннского метаморфизма, так и с низкотемпературными преобразованиями каледонского возраста, известными в Северном Приладожье (Шурилов и др., 2013; Балтыбаев и др., 2017). Однако, учитывая отсутствие пирофиллита, чье поле устойчивости расположено между полями безводных силикатов алюминия и глинистых минералов группы каолинита, и развитие каолинита исключительно по биотиту, а не по силлиманиту, второй вариант более вероятен. В этом случае можно утверждать, что поздние преобразования происходили при температуре не выше 300°С – верхнего предела устойчивости каолинита в присутствии кварца (Hemley et al., 1980; Anovitz et al., 1991).

#### выводы

1. В районе Кительского месторождения гранатов в североладожском метаморфическом комплексе (Раахе-Ладожская зона, Северное Приладожье) выявлено метаморфическое событие повышенных давлений (метаморфизм барровианского типа). Это событие сопровождается ранней стадией анатексиса в метапелитах.

2. *P-T* условия метаморфизма кительских парасланцев, определенные методом мультиравновесной термобарометрии (TWEEQU), составляют  $610-700^{\circ}$ С и 6-8 кбар, т.е. относятся к среднетемпературному метаморфизму повышенных давлений с переходом к высокотемпературному метаморфизму. 3. В установленном диапазоне *P-T* параметров анатексис в метапелитах происходил в водонасыщенных условиях. Водонасыщенный характер частичного плавления подтверждается отсутствием в породах новообразованного калиевого полевого шпата, возникающего при дегидратации слюд.

4. Возраст кительского метаморфического события, определенный по U-Pb системе монацита методом ID-TIMS, составляет 1800 млн лет (позднесвекофеннский этап).

5. В кительских сланцах проявлены низкотемпературные преобразования (каолинитизация и хлоритизация) биотита, температура которых не превышала 300°С. Отсутствие пирофиллита и изменений силлиманита указывает, что это не заключительные ретроградные преобразования позднесвекофеннского метаморфизма, а наложение оторванных во времени низкотемпературных (возможно, каледонских) процессов.

Благодарности. Авторы благодарены Д.В. Доливо-Добровольскому (ИГГД РАН) за помощь в фотографировании монацита, а также рецензентам А.Л. Перчуку и О.Г. Сафонову за полезные замечания, улучшившие статью.

Источники финансирования. Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН № 0132-2019-0013 и гранта РФФИ № 17-05-00265.

# СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Глебовицкий В.А. и др. Полихронная природа метаморфической зональности по данным U-Pb, Pb-Pb датирования метаморфических пород (Южная Карелия, Балтийский щит) // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 4. С. 496–499.

(Перевод: Baltybaev Sh.K., Levchenkov O.A., Glebovitsky V.A., Levskii L.K., Makeev A.F., Yakovleva S.Z. Polychronous nature of metamorphic zoning: Evidence from U-Pb and Pb-Pb dating of metamorphic rocks (Southern Karelia, Baltic Shield) // Dokl. Earth Sci. 2005. V. 401. № 3. P. 361–363)

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

Балтыбаев Ш.К., Овчинникова Г.В., Глебовицкий В.А. и др. Каледонское время образования золотосодержащих сульфидных руд в раннепротерозойских габброидах Северного Приладожья // Докл. АН. 2017. Т. 476. № 2. С. 181–185.

https://doi.org/10.7868/S0869565217260139

(Перевод: Baltybaev Sh.K., Ovchinnikova G.V., Glebovitskii V.A., Alekseev I.A., Vasil'eva I.M., Risvanova N.G. Caledonian formation of gold-bearing sulfide depositions in Early Proterozoic gabbroids in the northern Ladoga region // Dokl. Earth Sci. 2017. V. 476. № 1. Р. 992–996)

https://doi.org/10.7868/S0869565217260139

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких

давлений (на примере Северо-Байкальской и Северо-Ладожской областей развития метаморфической зональности). Л.: Наука, 1972. 190 с.

Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд. СПбГУ, 2000. 200 с.

*Глебовицкий В.А.* Минеральные фации как критерии оценки *Р-Т* параметров метаморфизма // Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977. С. 5–39.

*Гульбин Ю.Л. Р-Т* тренды и моделирование эволюции минерального состава метапелитов Северного Приладожья в системе MnNCKFMASH // Записки РМО. 2014. Ч. 143. Вып. 6. С. 34–53.

Доливо-Добровольский Д.В. О комбинационном подходе в геотермобарометрии. 2006а. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/o-kombinacionnom-podhode-v-geotermobarometrii

(Перевод: *Dolivo-Dobrovolsky D*. About permutational approach in geothermobarometry. 2006а. URL: http://www. dimadd.ru/en/Programs/about-permutational-approach-geothermobarometry)

Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ\_Comb. Версия 1.2.0.4. 20066. URL: http://www. dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb

(Перевод: *Dolivo-Dobrovolsky D.* The computer program TWQ\_Comb. Version 1.2.0.4. 2006b. URL: http://www.di-madd.ru/en/Programs/twqcomb)

Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ\_View. Версия 1.2.0.22. 2006в. URL: http://www.di-madd.ru/ru/Programs/twqview

(Перевод: *Dolivo-Dobrovolsky D*. The computer program TWQ\_View. Version 1.2.0.22. 2006с. URL: http://www.di-madd.ru/en/Programs/twqview)

Киевленко Е.Я., Чупров В.И., Драмшева Е.Е. Декоративные коллекционные минералы. М.: Недра, 1987. 223 с.

Котова Л.Н., Котов А.Б., Глебовицкий В.А. и др. Источники и области сноса метатерригенных пород ладожской серии (Свекофеннский складчатый пояс, Балтийский щит): результаты геохимических и Sm-Nd изотопно-геохимических исследований // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 1. С. 3–22.

(Перевод: Kotova L.N., Kotov A.B., Glebovitskii V.A., Podkovyrov V.N., Savatenkov V.M. Source rocks and provenances of the Ladoga Group siliciclastic metasediments (Svecofennian Foldbelt, Baltic Shield): Results of geochemical and Sm-Nd isotopic study // Stratigr. Geol. Correl. 2009. V. 17. № 1. P. 1–19)

https://doi.org/10.1134/S0869593809010018

Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) // Отв. ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.

(Перевод: Proterozoic Ladoga Structure (Geology, Deep Structure and Mineral Genesis) // Ed. N.V. Sharov. Petrozavodsk: KarSC RAS, 2020. 435 р.)

*Рундквист Н.Д., Москалева Г.П.* О кительских альмандинах // Записки ВМО. 1985. Ч. 114. Вып. 5. С. 581– 585.

Шурилов А.В., Полеховский Ю.С., Тарасова И.П. Радиоактивная минерализация Импилахтинского полигона геологического факультета СПбГУ (Северное Приладожье). СПб.: Изд. СПбГУ, 2013. 88 с.

Albee A.L., Chodos A.A. Minor element content of coexistent Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> polymorphs // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. № 3. P. 310–316.

https://doi.org/10.2475/ajs.267.3.310

*Anderson P.A.M., Kleppa O.J.* The thermochemistry of the kyanite-sillimanite equilibrium // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. № 3. P. 285–290.

https://doi.org/10.2475/ajs.267.3.285

Andersson U.B., Eklund O., Fröjdö S., Konopelko D. 1.8 Ga magmatism in the Fennoscandian shield: lateral variations in subcontinental mantle enrichment // Lithos. 2006. V. 86.  $\mathbb{N}$  1. P. 110–136.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.04.001

Anovitz L.M., Perkins D., Essene E.J. Metastability in nearsurface rocks of minerals in the system  $Al_2O_3$ -SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O // Clays & Clay Minerals. 1991. V. 39. No 3. P. 225–233. https://doi.org/10.1346/CCMN.1991.0390301

Aranovich L. Ya., Berman R.G. Optimized standard state and solution properties of minerals. II. Comparisons, predictions, and applications // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126.  $\mathbb{N}$  1–2. P. 25–37.

https://doi.org/10.1007/s004100050233

*Aranovich L. Ya., Podlesskii K.K.* The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: experiments and applications // Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions // Ed. S.K. Saxena. Adv. Phys. Geochem. V. 3. N.Y.: Springer, 1983. P. 173–198.

https://doi.org/10.1007/978-1-4612-5587-1\_6

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

https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445

*Berman R.G.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.

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

https://doi.org/10.4095/223228

*Berman R.G., Aranovich L.Ya.* Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>-SiO<sub>2</sub> // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126.  $\mathbb{N}$  1–2. P. 1–24. https://doi.org/10.1007/s004100050232

Berman R.G., Aranovich L.Ya., Rancourt D.G., Mercier P.H.J. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg-Fe-Al biotite // Amer. Mineral. 2007. V. 92. № 1. P. 139–150.

https://doi.org/10.2138/am.2007.2051

Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.L. Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O // Amer. Mineral. 1983. V. 68.  $\mathbb{N}$  11-12. P. 1049-1058.

*Cameron W.E., Ashworth J.R.* Fibrolite and its relationship to sillimanite // Nat. Phys. Sci. 1972. V. 235. P. 134–136. https://doi.org/10.1038/physci235134a0

Chinner G.A., Smith J.V., Knowles C.R. Transition metal contents of  $Al_2SiO_5$  polymorphs // Amer. J. Sci. 1969. Schairer V. 267A. P. 96–113.

*Dingwell D.B., Pichavant M., Holtz F.* Chapter 8: Experimental studies of boron in granitic melts // Boron: Mineral. Petrol. Geochem. Rev. Mineral. Geochem. 1996. V. 33. P. 331–386.

https://doi.org/10.1515/9781501509223-010

*Essene E.J.* The current status of thermobarometry in metamorphic rocks // Eds. J.S. Daly, R.A. Cliff, and B.W.D. Yardley. Evolution of Metamorphic Belts. Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 43. P. 1–44. https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.043.01.02

*Frey M., Bucher K., Frank E.* Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso: a review // Eclogae Geol. Helv. 1980. V. 73. № 2. P. 527–546. https://doi.org/10.5169/seals-164971

*Greenwood H.J.* Al<sup>IV</sup>–Si<sup>IV</sup> disorder in sillimanite and its effect on phase relations of the aluminum silicate minerals // Studies in Earth and Space Sciences: Geol. Soc. Amer. Mem. 1972. V. 132. P. 553–571. https://doi.org/10.1130/MEM132-p553

*Hariga Yu., Arima M.* Kyanite–sillimanite transition with excess quartz and corundum // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. 1975. Ser. IV. V. 16.  $\mathbb{N}$  4. P. 357–366.

*Hemingway B.S.* On the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> triple point and the natural occurrence of two Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> polymorphs under the same *P*-*T* conditions // U.S. Geol. Surv. Open-File Report 92–298. 1992. 13 p.

*Hemingway B.S., Robie R.A., Evans H.T., Kerrick D.M.* Heat capacities and entropies of sillimanite, fibrolite, and alusite, kyanite, and quartz and the  $Al_2SiO_5$  phase diagram // Amer. Mineral. 1991. V. 76. No 9–10. P. 1597–1613.

Hemley J.J., Montoya J.W., Marinenko J.W., Luce R.W. Equilibria in the system  $Al_2O_3$ -SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O and some general implications for alteration/mineralization processes // Econ. Geol. 1980. V. 75. No 2. P. 210–228. https://doi.org/10.2113/gsecongeo.75.2.210

*Holdaway M.J.* Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // Amer. J. Sci. 1971. V. 271. No 2. P. 97–131.

https://doi.org/10.2475/ajs.271.2.97

Holdaway M.J., Mukhopadhyay B., Dutrow B.L. Thermodynamic properties of stoichiometric staurolite  $H_2Fe_4Al_{18}O_{48}$ and  $H_6Fe_2Al_{18}Si_8O_{48}$  // Amer. Mineral. 1995. V. 80. No 5–6. P. 520–533.

*Holland T.J.B., Powell R.* An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // J. Metamorphic Geol. 2011. V. 29. № 3. P. 333–383. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x

*Hollister L.S.* Metastable paragenetic sequence of andalusite, kyanite, and sillimanite, Kwoiek area, British Columbia // Amer. J. Sci. 1969. V. 267. № 3. P. 352–370. https://doi.org/10.2475/ajs.267.3.352

Homam S.M., Boyle A.P., Atherton M.P. Syn- to post-kinematic fibrolite-biotite intergrowths in the Ardara aureole, NW Ireland // J. Sci., Isl. Rep. Iran. 2002. V. 13.  $\mathbb{N}_{2}$  4. P. 327–337.

*Kerrick D.M.* Dislocation strain energy in the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> polymorphs // Phys. Chem. Mineral. 1986. V. 13. № 4. P. 221–226.

https://doi.org/10.1007/BF00308272

*Kerrick D.M.* Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland // Amer. Mineral. 1987. V. 72. № 3–4. P. 240–254.

*Kerrick D.M.* The  $Al_2SiO_5$  polymorphs // Rev. Mineral. 1990. V. 22. 406 p.

*Kerrick D.M., Speer J.A.* The role of minor element solid solution on the andalusite-sillimanite equilibrium in metapelites and peraluminous granitoids // Amer. J. Sci. 1988. V. 288.  $\mathbb{N}$  2. P. 152–192.

https://doi.org/10.2475/ajs.288.2.152

*Kerrick D.M., Woodsworth G.J.* Aluminum silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia // J. Metamorphic Geol. 1989. V. 7. № 5. P. 547–563. https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1989.tb00617.x

Konopelko D., Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // Precambr. Res. 2003. V. 120. № 1. P. 37–53. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(02)00141-9

*Korsman K., Glebovitsky V.* (Eds.). Raahe–Ladoga Zone structure-lithology, metamorphism and metallogeny: A Finnish–Russian cooperation project 1996–1999. Map 2: Metamorphism of the Raahe–Ladoga Zone 1 : 1000000 // Geol. Surv. Finland. 1999.

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

*Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. № 3. P. 485–494.

https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90213-5

*Kwak T.A.P.* Justification for both ionic and thermal reactions in Grenville Province pelitic rocks near Sudbury, Ontario, Canada // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. № 11. P. 1333–1354.

https://doi.org/10.1139/e71-124

Larson T.E., Sharp Z.D. Stable isotope constraints on the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> "triple-point" rocks from the Proterozoic Priest pluton contact aureole, New Mexico, USA // J. Metamorphic Geol. 2003. V. 21. № 8. P. 785–798.

https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00481.x

Le Breton N., Thompson A.B. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 99. No 2. P. 226–237.

https://doi.org/10.1007/BF00371463

ПЕТРОЛОГИЯ том 29 № 3 2021

*Ludwig K.R.* PBDAT for MS-DOS: A computer program for IBM-PC compatibles for processing raw Pb-U-Th isotope data, version 1.00a // U.S. Geol. Surv. Open-File Report 88–542. 1991. 35 p.

https://doi.org/10.3133/ofr88542

*Ludwig K.R.* ISOPLOT/Ex: A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkley Geochron. Center Special. Publ. 1999. No 1a. 49 p.

*Martignole J., Sisi J.C.* Cordierite–garnet–H<sub>2</sub>O equilibrium: A geological thermometer, barometer and water fugacity indicator // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 77. № 1. P. 38–46.

https://doi.org/10.1007/BF01161500

*Mukherjee S.* Deformation Microstructures in Rocks. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. 111 p. https://doi.org/10.1007/978-3-642-25608-0

*Nagel T., De Capitani C., Frey M.* Isograds and *P-T* evolution in the eastern Lepontine Alps (Graubunden, Switzerland) // J. Metamorphic Geol. 2002. V. 20. № 3. P. 309–324.

https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2002.00368.x

*Okrusch M., Evans B.W.* Minor element relationships in coexisting and alusite and sillimanite // Lithos. 1970. V. 3.  $N_{\odot}$  3. P. 261–268.

https://doi.org/10.1016/0024-4937(70)90078-2

*Robie R.A., Hemingway B.S.* Entropies of kyanite, and alusite, and sillimanite: additional constraints on the pressure and temperature of the  $Al_2SiO_5$  triple point // Amer. Mineral. 1984. V. 69. No 3–4. P. 298–306.

Salje E. Heat capacities and entropies of andalusite and sillimanite: The influence of fibrolitization on the phase diagram of the  $Al_2SiO_5$  polymorphs // Amer. Mineral. 1986. V. 71. Nº 11–12. P. 1366–1371.

Salje E., Werneke Chr. The phase equilibrium between sillimanite and andalusite as determined from lattice vibrations // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 79. № 1. P. 56–67. https://doi.org/10.1007/BF00376961

*Stebbins J.F., Burnham C.W., Bish D.L.* Tetrahedral disorder in fibrolitic sillimanite: Comparison of 29Si NMR and neutron diffraction data // Amer. Mineral. 1993. V. 78. № 3–4. P. 461–464.

*Vernon R.H.* Microstructural interpretation of some fibrolitic sillimanite aggregates // Mineral. Mag. 1975. V. 40. № 311. P. 303–306.

https://doi.org/10.1180/minmag.1975.040.311.10

*Vernon R.H.* Formation of late sillimanite by hydrogen metasomatism (base-leaching) in some high-grade gneisses // Lithos. 1979. V. 12. № 2. P. 143–152.

https://doi.org/10.1016/0024-4937(79)90045-8

АЗИМОВ, РИЗВАНОВА

# The Manifestation of Late-Svecofennian Elevated Pressure-Typed Metamorphism in the Zonal North-Ladogian Metamorphic Complex (The South-Eastern Fennoscandian Shield)

# P. Ya. Azimov<sup>1</sup> and N. G. Rizvanova<sup>1</sup>

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

At the Kitelä garnet deposit (the North-Ladogian Metamorphic Complex, the south-eastern Fennoscandian Shield) metapelites consist of the mineral assemblage  $Pl + Bt + Qtz + Grt + Sil + Ilm + Rt \pm St$  (without cordierite). This assemblage is corresponded to the Barrovian (elevated pressure-type) medium-temperature to high-temperature metamorphism. The *P*-*T* conditions of this metamorphism were calculated using the TWEEQU multiequilibrium thermobarometry technique. The *P*-*T* values of this metamorphism are 610–700°C and 6–8 kbar. The metamorphic event was accompanied by rock deformations and anatexis (partial melting). This partial melting happened in the water-saturated system. The U-Pb age of monazite from the Kitelä schists is 1800 Ma (the final stage of the Svecofennian orogeny). The revealed metamorphic event was developed locally in high-strain zones among schists with low-moderate pressure mineral assemblages usual for the North-Ladogian metamorphic complex and the Svecofennian Orogen as whole (the Buchan-type metamorphism). The temperature of the retrograde transformations in the Kitelä schists was lower than 300°C. It was not final stage of the Late Svecofennian metamorphic event but resulted from the more young low-temperature fluid event.

*Keywords:* polymetamorphism, elevated pressure-typed metamorphism (Barrovian metamorphism), the North-Ladogian metamorphic complex, multiequilibrium thermobarometry, TWEEQU, monazite