

УДК 552.1(470.22)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПОЯВЛЕНИЯ СТАВРОЛИТА В МЕТАПЕЛИТАХ ПРИ СРЕДНЕТЕМПЕРАТУРНОМ МЕТАМОРФИЗМЕ НИЗКИХ И СРЕДНИХ ДАВЛЕНИЙ

© 2021 г. Е. Б. Борисова^{a, b, *}, Ш. К. Балтыбаев^{a, b, **}

^aИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^bСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: jenyaborisova98@gmail.com

**e-mail: shauket@mail.ru

Поступила в редакцию 26.12.2020 г.

После доработки 16.01.2021 г.

Принята к публикации 28.01.2021 г.

Закономерное появление и последующее исчезновение ставролита с ростом температуры в зонально-метаморфизованных комплексах используется для оценки выделения ставролитовой зоны, которая, наряду с другими метаморфическими зонами, отражает пространственное распределение температуры при формировании метаморфической зональности. Ставролитсодержащие парагенезисы минералов появляются в метапелитах благоприятного химического состава при температуре ~500–650°C. Достаточно узкий температурный диапазон устойчивости ставролита позволяет прогнозировать присутствие или отсутствие этого минерала при наличии представительных данных о составе протолита. Предложен способ определения потенциально ставролитсодержащих пород с помощью расчетных петрохимических модулей, значения которых откалиброваны на природных объектах и смоделированных составах пород, возможных в природе. Рассмотрены четыре петрохимических модуля в виде соотношения главных породообразующих компонентов: Al_2O_3/SiO_2 , CaO/FM (где $FM = FeO + Fe_2O_3 + MgO$), K_2O/FM и Na_2O/FM в метаморфических породах, которые можно использовать для оценки возможности появления ставролита при достижении определенного порога P - T параметров. Их применение позволит более достоверно выделять и устанавливать границы ставролитовой зоны, например, при составлении метаморфических карт.

Ключевые слова: ставролит, метаморфическая зональность, петрохимический модуль, метаморфизм, минеральный парагенезис

DOI: 10.31857/S0869590321040026

ВВЕДЕНИЕ

Железо-магнезиальный ставролит (Fe^{2+} , Mg, Zn)₂Al₉[(Si, Al)O₄]₄O₄(OH)₂ является типичным метаморфическим индекс-минералом высокоглиноземистых пород, в частности метапелитов, так как он имеет ограниченную P - T область устойчивости в среднетемпературных метаморфических комплексах (Barrow, 1893; Кориковский, 1979; Ballèvre et al., 1989; Chopin et al., 2003 и др.).

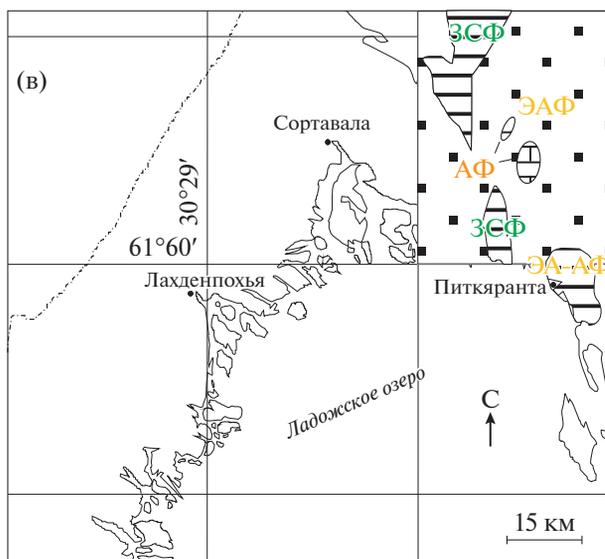
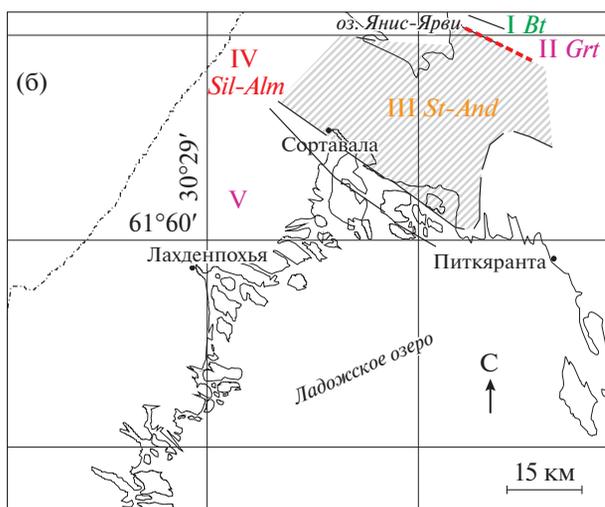
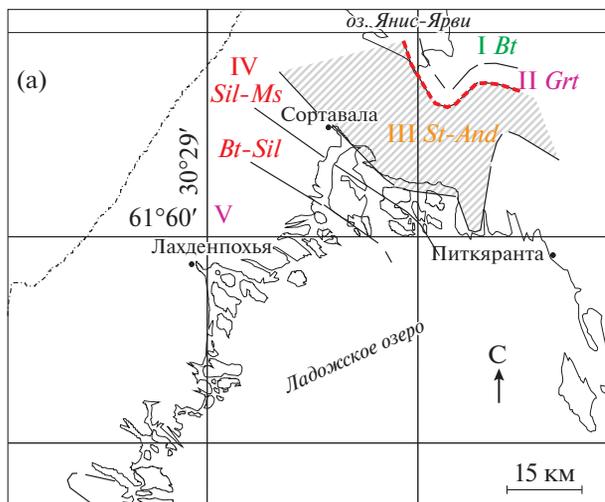
Изученные нами ставролитсодержащие породы распространены в Северном Приладожье, где развит зональный высокоградиентный региональный метаморфизм андалузит-силлиманитовой фациальной серии, выражающийся в смене минеральных парагенезисов от андалузитовых, ставролит-андалузитовых, силлиманит-мусковитовых, силлиманит-калишпатовых, кордиерит-калишпатовых и до высокотемпературных гра-

нат-кордиерит-калишпатовых (Нагайцев, 1974; Судовиков и др., 1970; Балтыбаев и др., 2000).

Изучению этого зонально-метаморфизованного комплекса было посвящено немало работ, начиная с середины прошлого столетия (Судовиков, 1954; Нагайцев, 1965, 1974; Кицул, 1963; Предровский и др., 1967; Судовиков и др., 1970; Велюков, 1972; Балтыбаев и др., 2000, 2009) и, несмотря на хорошую изученность региона с проведением детального площадного геологического картирования, выделение ставролитовой изограды в северной части метаморфического комплекса оказалось неоднозначным. В 70-е годы XX века были предложены различные варианты схем метаморфической зональности (рис. 1а, 1б), их отличия особенно ярко видны при определении низкотемпературной границы ставролитовой зоны (и, соответственно, фациальной принадлежности пород) на этой площади.

Рис. 1. Схемы метаморфической зональности Северного Приладожья.

(а) – по Ю.В. Нагайцеву (1965, 1974), (б) – по А.А. Предовскому с соавторами (1967), (в) – по (Геологическое ..., 1989ф). Название метаморфических зон: I – биотитовая, II – гранатовая, III – ставролит-андалузитовая, IV – силлиманит-мусковитовая (-альмандиновая) и биотит-силлиманитовая, V – ультраметаморфизма. Фации метаморфизма: ЗСФ – зеленосланцевая, ЭАФ – эпидот-амфиболитовая (зона ставролита), ЭА-АФ эпидот-амфиболитовая-амфиболитовая фации, нерасчлененные. На схеме (в) при выделении фаций метаморфизма использовалась схема фаций по Н.Л. Добрецову (1969), эпидот-амфиболитовая фация, по *P-T* параметрам соответствующая ставролитовой фации по С.П. Кориковскому (1979). Неоднозначность проведения низкотемпературной границы ставролитовой зоны отчетливо видна при сравнении рисунков (а) и (б).



----- Низкотемпературная граница ставролит-андалузитовой зоны

При картировании метаморфической зональности Ю.В. Нагайцевым (1965, 1974) и Д.А. Великославинским (1972) минеральные изограды были определены по данным петрографических исследований, т.е. наблюдались критические минеральные ассоциации при смене минеральных парагенезисов – мусковитовых – более высокотемпературными биотит-ставролитовыми:



А.А. Предовский с коллегами (1967), основываясь на наблюдениях геологического строения и вещественного состава толщ в этом регионе, установили границу появления ставролита севернее – в более низкотемпературной зоне (рис. 1б).

Более поздние полевые работы по ГДП-200, сопровождаемые составлением карты метаморфизма (Геологическое ..., 1989), также не внесли ясность в этот вопрос, однако привели к появлению еще одной схемы метаморфической зональности, в которой положение пород ставролитовой субфации отличается от указанных выше (рис. 1в).

Неоднозначная интерпретация положения ставролитовой изограды объясняется, с нашей точки зрения, некоторыми особенностями, связанными с появлением ставролита: кроме необходимых *P-T* условий для его образования, требуется также подходящий химический состав исходных пород. При отсутствии ставролита в породе ее могли отнести к зоне более низкотемпературного метаморфизма, считая, что температура здесь не достигала уровня появления ставролита.

¹ Символы минералов: *Alm* – альмандин, *Amph* – амфибол, *Als* – минералы с общей формулой Al_2SiO_5 , *An* – анортит, *And* – андалузит, *Bt* – биотит, *Chl* – хлорит, *Crd* – кордирит, *Fib* – фибролит, *Fsp* – полевошпат, *Grt* – гранат, *Ilm* – ильменит, *Kfs* – калиевый полевошпат, *Ku* – кианит, *Mgt* – магнетит, *Ms* – мусковит, *Orp* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Qtz* – кварц, *Ru* – рутил, *Sil* – силлиманит, *Sp* – шпинель, *St* – ставролит, *Ta* – тальк, *Tit* – титанит.

Ввиду того, что появление ставролитсодержащих парагенезисов зависит не только от температуры метаморфизма (~500–650°C в Fe–Mg метapelитовых системах), но и от химического состава протолита (благоприятны высокоглиноземистые протолиты, имеющие ряд особенностей), нами предлагается способ выявления потенциально ставролитсодержащих пород с помощью использования расчетных “петрохимических модулей”. Значения этих модулей рассчитаны таким образом, чтобы предсказывать присутствие ставролита в среднетемпературных метаморфических толщах, содержащих породы широкого химического состава.

Петрохимические модули в виде соотношения главных породообразующих компонентов могут служить объективными и количественно однозначными параметрами для метаморфизованных пород, ориентируясь на которые возможно определить появление ставролита при достижении определенного порога температуры и давления. Важно, что наличие метаморфического ставролита возможно только в весьма узком диапазоне температур, хотя при этом площади распространения ставролитсодержащих пород в зональных комплексах занимают десятки или первые сотни км². Предложенный способ, кроме уточнения границ зоны, должен помочь также при определении степени метаморфизма ставролитовой фации (субфации), даже если этот минерал не наблюдается. Очевидно, что ошибочное отнесение пород, не содержащих ставролит, к доставролитовой зоне повлияло на отражение границ зонально-метаморфизованного комплекса на метаморфических картах или схемах в Северном Приладожье в рассмотренных выше примерах (Нагайцев, 1965, 1974; Предовский и др., 1967; Великославинский, 1972; Геологическое ..., 1989).

Целью настоящей работы является определение и обоснование диапазонов соотношений ключевых петрогенных компонентов в метapelитах, используемых в качестве критериев при выделении ставролитовой зоны и фации метаморфизма, как в Северном Приладожье, так и других регионах, где развиты среднетемпературные метаморфические комплексы.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ, МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для выявления составов протолитов, потенциально благоприятных для появления ставролита, были использованы ставролитсодержащие метapelиты Северного Приладожья. Химические составы близкорасположенных к ним гнейсов и сланцев, не содержащих ставролит, использовались как эталонные образцы с петро- и геохимическими параметрами, исключаящими появле-

ние ставролита, несмотря на достижение условий ставролитовой фации метаморфизма.

Кроме того, базируясь на эмпирическом материале состав породы—наличие/отсутствие ставролита, проводилось компьютерное моделирование минералообразования. Нами получено 100-процентное соответствие наличия ставролита природным наблюдениям, а в породах, не содержащих ставролит, он не воспроизводился. Благодаря этому появилась возможность для компьютерного моделирования с использованием широкого диапазона состава протолитов и, соответственно, возможность предсказывать наличие или отсутствие этого минерала для различных “теоретических” составов протолитов, которые возможно генерировать на базе реальных составов метapelитов.

В работе использовано 74 образца ставролитсодержащих метapelитов из разных регионов, 22 — бесставролитовых пород в окружении ставролитсодержащих, а также 574 образца теоретических составов протолита, близких к метapelитовому составу. Из 47 образцов пород Северного Приладожья — 25 со ставролитовыми парагенезисами, 22 — без них. При выборе 27 образцов ставролитовых пород из 11 других регионов предпочтение отдавалось не количеству образцов из одного региона (они, как правило, близкого состава), а наоборот — региональному разнообразию, чтобы охватить как можно больший диапазон составов пород.

Нами не использовались ставролитовые парагенезисы из metabазитовых метаморфических комплексов (обычно это высококальциевые и высокомагнезиальные породы) и из высокobarических обстановок. Соответственно, диапазон применимости нижеизложенных петрохимических модулей ограничен метapelитовыми породами низко- и умеренно-барических метаморфических комплексов.

Компьютерное моделирование минеральных парагенезисов основано на минимизации энергии Гиббса. В настоящей работе моделирование фазовых равновесий выполнялось с помощью программы PERPLEX v. 6.88 и v. 6.90 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2020 г.) с базой термодинамических данных минералов и твердых растворов биотита, плагиоклаза, амфиболов, хлоритов, граната, шпинели, ортопироксена, светлых слюд, хлоритоида, ставролита, кордиерита, ильменита в системе MnNCKFMASH (MnO–Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–CO₂) hp02ver (Holland, Powell, 2011).

**МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ
ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНАТ-СТАВРОЛИТ-
БИОТИТОВЫХ СЛАНЦЕВ**

Для определения петрохимических модулей была отобрана коллекция основных разновидностей пород из среднетемпературной зоны Северного Приладожья: биотитовые, двуслюдяные, гранат-биотитовые, ставролит-биотитовые, гранат-ставролит-биотитовые и амфиболсодержащие гнейсы и сланцы. Вещественные характеристики были определены для всех, хотя ниже подробно описываются только породы со ставролитом.

Гранат-ставролит-биотитовые сланцы характеризуются лепидо- и порфиробластовой структурой с мелкозернистым матриксом и линейно-сланцеватой текстурой. Порфиробласты представлены крупными идиоморфными кристаллами ставролита и граната (рис. 2). Сланцеватость обусловлена однонаправленной ориентировкой зерен биотита, кварца, плагиоклаза и мусковита в основной массе.

Ставролит. Кристаллы ставролита имеют призматический уплощенный облик, размером до 1 см и более. Выделяются ситовидным строением, в центральной части насыщены включениями кварца, монацита, ильменита, по трещинам и слабым зонам развиваются вторичные минералы – мусковит, биотит, хлорит, плагиоклаз. Характеризуется относительно постоянной железистостью ($X_{Fe} = 0.85–0.90$), при этом от центра к краю понижается титанистость ($0.64–0.27$ мас. % TiO_2), неравномерно повышается содержание Zn ($0.09–0.56$ мас. % ZnO), содержание Mn варьирует ($0.0–0.16$ мас. % MnO).

Гранат. Порфиробласты минерала представлены крупными кристаллами ромбододекаэдрического габитуса (от 2 до 10 мм в поперечнике). Характерны S-образные структуры роста и перекристаллизации. Содержит небольшое количество мелких включений кварца, ильменита. Химический состав однородный, зональность проявлена крайне слабо. Содержание минералов: *альмандин* (86.00–88.93%), *спессартин* (0.00–1.83%), *пироп* (5.83–9.50%), *гроссуляр* (3.40–4.73%). Обычно ставролит и гранат не демонстрируют признаков реакционного замещения и обмена компонентами, хотя иногда на границе этих двух минералов встречается тонкая (~50 нм) кварцевая кайма с мелкими игольчатыми выделениями ильменита.

Биотит представлен пластинчатыми кристаллами (~0.2 × 0.03 мм), часто облекает порфиробласты граната. По железистости биотит на контакте с гранатом и биотит из матрикса не отличаются ($X_{Fe} = 0.58–0.62$), но при этом первый содержит меньше TiO_2 (0.87–1.48 мас. %), чем последний (1.50–1.72 мас. %).

Плагиоклаз. Присутствует в матриксе совместно с кварцем и биотитом, а также в зонах замещения

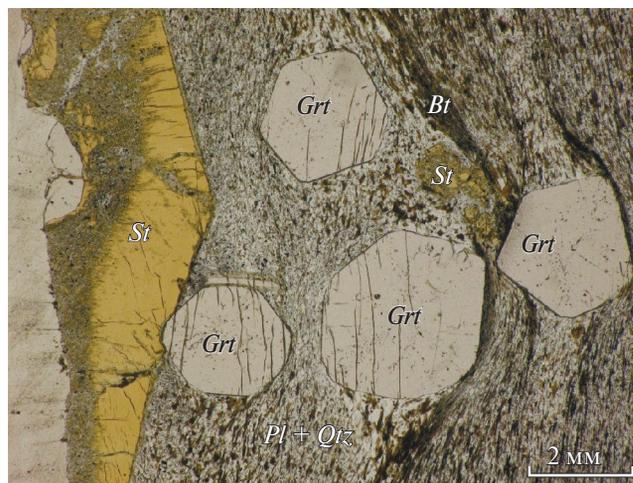


Рис. 2. Микрофотография шлифа гранат-ставролитового сланца. Обр. Б-05-177, увел. 40×, без анализатора.

ставролита в ассоциации с мусковитом, биотитом и кварцем. Представлен олигоклазом ($An_{13–17}$).

Мусковит. Имеет вытянутую пластинчатую форму, рассеян в матриксе, а также совместно с биотитом и плагиоклазом замещает ставролит. $(Si + Ti) = 2.76–2.86$ ат./ф.е., $(Fe + Mg) = 0.08–0.14$ ат./ф.е., $K/(Na + K) = 0.78–0.90$. Мусковит, образующийся в трещинах ставролита, характеризуется пониженным содержанием TiO_2 (0.10–0.24 мас. %).

Хлорит. Является вторичным минералом, образуется по биотиту в матриксе, а также в ассоциации с мусковитом, биотитом и плагиоклазом развивается по трещинам в ставролите.

Ильменит. Присутствует в виде изометричных и удлиненных зерен (до 50 нм) как в матриксе породы, так и в виде включений в ставролите и гранате. Содержит примесь Mn (0.31–0.52 мас. %).

Монацит. Представлен мелкими зернами, рассеянными в матриксе и в виде включений в ставролите и гранате.

**ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ
КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОД**

Составы метаморфических пород нанесены на треугольную диаграмму Н.П. Семененко (Ефремова, Стафеев, 1985) для их классификации и установления возможной первичной природы протолита (рис. 3).

Нами были выделены 5 групп пород, отражающих разновидности ладожской серии. Большинство составов метаморфических пород принадлежит алюмосиликатным и железисто-магнезиально-алюмосиликатным полям (рис. 3), в основном концентрируясь на границе этих двух полей. За-

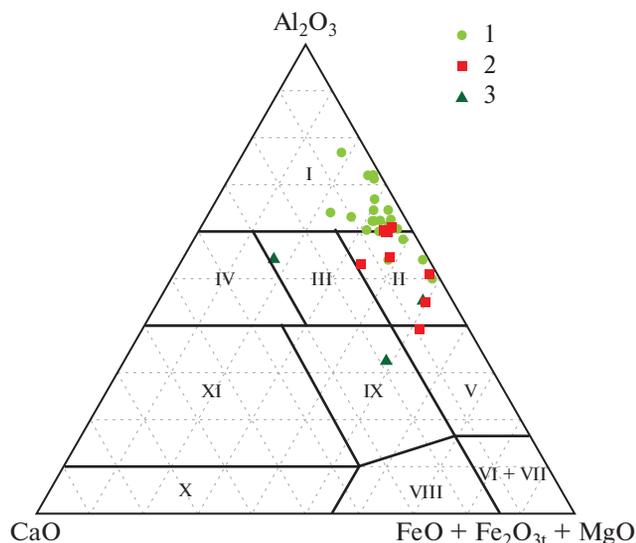


Рис. 3. Диаграмма A–C–FM для пород среднетемпературной зоны метаморфизма Северного Приладожья.

1 – *Bt* и *Grt-Bt*, *Bt-Ms* сланцы, 2 – *St*, *St-Grt* сланцы, 3 – *Amph* сланцы. Название полей по Н.П. Семененко (Ефремова, Стафеев, 1985): I – алюмосиликатные, II – железисто-магнезиально-алюмосиликатные, III – щелочноземельно-алюмосиликатные ортояда, IV – известково-алюмосиликатные, V – глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистые, VI – железисто-кремнистые, VII – магнезиальные ультраосновные, VIII – щелочноземельно-малоглиноземистые ультраосновного ортояда, IX – щелочноземельно-глиноземистые основного ортояда, X – известково-карбонатные, XI – глиноземисто-известковые породы.

метно выбиваются из общего распределения амфиболовые и ставролитовые сланцы.

У амфиболовых сланцев, отличающихся повышенной известковистостью, скорее всего, протолит содержал большее количество вулканогенного материала основного состава, источником которого могли быть продукты разрушения палеопротерозойских вулканитов базитового состава сортавальской серии, залегающей на архейских породах (Ладожская ..., 2020).

Ставролитовые сланцы, как и большинство парагнейсов и парасланцев региона, интерпретируются как метаморфизованные толщи палеопротерозойских турбидитов ладожской серии, перекрывающей метавулканиты сортавальской серии (Ладожская ..., 2020).

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

При моделировании фазовых минеральных равновесий с помощью программы PERPLEX (Connolly, 1990) входными данными служили результаты химических анализов метапелитов (табл. 1). При решении прямой задачи моделирования, т.е. по-

иске наблюдаемых в природе минеральных парагенезисов при заданном составе породы и P - T параметрах, предполагалось, что система содержит водно-углекислотный флюид, мольная доля углекислоты в котором принята равной 0.3, по данным изучения флюидных включений в синметаморфических кварцевых жилах из метапелитов (Балтыбаев и др., 2000). Производились контрольные пересчеты для части фазовых диаграмм при CO_2 в водно-углекислотном флюиде с мольными долями углекислоты, равными 0.1 и 0.6, но существенного изменения фазовых минеральных соотношений в рассматриваемой среднетемпературной области диаграмм не обнаружилось.

Рассмотрим минеральные равновесия на примере одного из типичных расчетов метапелитового состава (обр. Б-05-177).

На P - T диаграмме низкотемпературная ($<500^\circ\text{C}$) область представлена ассоциацией $Qtz \pm Bt + Pl + Ms + Chl \pm Ilm \pm Tit \pm Ru$, а высокотемпературная (500 – 700°C) характеризуется появлением *Crd*, *St*, *Grt*. Самые высокотемпературные парагенезисы содержат *Opx*, *Sil*, в них исчезают водосодержащие минералы, появляется расплав за счет анатексиса пелитов (рис. 4).

Ставролит появляется при $T = 510$ – 635°C , $P > 2$ кбар (рис. 4а, 4б). С увеличением P - T параметров возникает $Qtz + Bt + St + Pl + Ilm + Grt$ парагенезис, устойчивый в области: $T = 550$ – 630°C , $P > 3.5$ кбар. С увеличением P - T параметров: в $Qtz + Bt + St + Pl + Crd + Chl + Ilm$ парагенезисе сначала исчезает *Chl*, появляется *Grt* (при 540 – 550°C) с последующим исчезновением *Crd*; а при давлении выше 3.5–4 кбар в парагенезисе $Qtz + Bt + St + Pl + Ilm + Chl + And$ сначала исчезает *And*, появляется *Grt*, а затем исчезает *Chl*.

Одним из критичных параметров, определяющих появление *St*, является магнезиальность системы: $X_{Mg} = \text{Mg}/(\text{Fe} + \text{Mg})$. Учитывая, что в ладожских метапелитах содержания MgO и FeO широко варьируют (табл. 1), были проанализированы бинарные диаграммы, которые демонстрируют минеральные парагенезисы в зависимости от X_{Mg} породы (рис. 5). Приведенная для примера диаграмма показывает ставролитсодержащие парагенезисы в координатах T - X_{Mg} при $P = 4$ кбар, предполагаемом для этих пород (Балтыбаев и др., 2000).

На бинарной диаграмме положение образца Б-05-177 с $X_{Mg} = 0.18$ показано на оси X_{Mg} стрелкой. Для этого состава с ростом температуры наблюдается смена парагенезисов: $Qtz + Bt + Pl + Ms + Chl + Ilm \pm Ru \pm Tit \rightarrow + St (560^\circ\text{C}) \rightarrow - Ms (565^\circ\text{C}) \rightarrow + Grt (550$ – $570^\circ\text{C}) \rightarrow - Chl (580^\circ\text{C}) \rightarrow + Crd, - St, + Sil (620^\circ\text{C}) \rightarrow$ частичное плавление ($>670^\circ\text{C}$).

Если бы состав протолита определялся породой другого состава, например с $X_{Mg} = 0.3$, то область

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов в породах группы метапелитов (мас. %)

Оксиды	Реальные составы пород из ставролит-андалузитовой зоны				Теоретические составы			
	(Материалы ..., 1964)	(Предовский и др., 1967)	данные авторов по Северному Приладожью	другие регионы	все	<u>max</u> <u>min</u>	только <i>St</i> -содержащие	<u>max</u> <u>min</u>
SiO ₂	<u>56.65</u> 6.87	<u>58.94</u> 3.58	<u>58.96</u> 4.21	<u>57.14</u> 7.51	<u>57.92</u> 4.69	<u>70.21</u> 40.15	<u>58.27</u> 4.58	<u>70.21</u> 40.15
Al ₂ O ₃	<u>18.39</u> 2.81	<u>19</u> 2.03	<u>16.89</u> 1.93	<u>21.25</u> 3.91	<u>20.55</u> 3.34	<u>37.60</u> 9.95	<u>20.55</u> 3.23	<u>37.60</u> 12.98
FeO _t	<u>9.19</u> 2.35	<u>7.84</u> 0.87	<u>10.07</u> 2.30	<u>8.53</u> 2.37	<u>8.72</u> 2.28	<u>23.50</u> 1.25	<u>8.72</u> 1.93	<u>23.20</u> 2.42
MnO	<u>0.12</u> 0.06	<u>0.09</u> 0.04	<u>0.06</u> 0.07	<u>0.10</u> 0.03	<u>0.10</u> 0.04	<u>0.32</u> 0.01	<u>0.10</u> 0.04	<u>0.32</u> 0.01
MgO	<u>4.04</u> 1.08	<u>3.27</u> 0.56	<u>3.28</u> 0.65	<u>2.84</u> 1.13	<u>2.75</u> 0.94	<u>5.63</u> 0.20	<u>2.85</u> 0.91	<u>5.63</u> 0.41
CaO	<u>1.81</u> 0.94	<u>1.51</u> 0.68	<u>1.82</u> 1.05	<u>0.93</u> 0.68	<u>1.44</u> 0.91	<u>6.28</u> 0.00	<u>1.31</u> 0.77	<u>5.37</u> 0.00
Na ₂ O	<u>2.35</u> 0.84	<u>1.8</u> 0.96	<u>1.66</u> 0.71	<u>1.33</u> 0.85	<u>1.66</u> 0.68	<u>7.53</u> 0.00	<u>1.63</u> 0.66	<u>6.90</u> 0.00
K ₂ O	<u>3.25</u> 0.62	<u>3.67</u> 0.46	<u>3.03</u> 0.39	<u>3.39</u> 1.28	<u>3.52</u> 0.81	<u>7.30</u> 0.00	<u>3.45</u> 0.79	<u>5.99</u> 0.00
P ₂ O ₅	<u>0.16</u> 0.08	<u>0.11</u> 0.03	<u>0.10</u> 0.05	<u>0.15</u> 0.08	<u>0.93</u> 0.15	<u>3.00</u> 0.00	<u>0.94</u> 0.15	<u>2.00</u> 0.00
TiO ₂	<u>1.08</u> 0.22	<u>0.87</u> 0.13	<u>1.05</u> 0.28	<u>1.04</u> 0.28	<u>0.14</u> 0.06	<u>0.46</u> 0.03	<u>0.14</u> 0.06	<u>0.46</u> 0.03
Число проб	7	10	8	27	574		514	

Примечание. Для образцов в числителе дается среднее арифметическое значение, а в знаменателе – среднеквадратичное отклонение; для теоретических составов курсивом дается в числителе максимальное содержание компонента, в знаменателе – минимальное.

устойчивости ставролита сильно бы сузилась, а исчезновение *Chl* и последующее появление *Grt* происходило бы в более высокотемпературной области и с ростом температуры не появлялся бы *Als*.

Для протолита более железистого состава (например, с $X_{Mg} = 0.1$) с ростом температуры наблюдается смена парагенезисов: *Qtz + Bt + Pl + Ms + Chl + Plm* → *+ Grt, -Chl* (550–555°C) → *+ St, -Ms* (560–565°C) → *-St, + Sil* (600–605°C) → частичное плавление (>660°C). При данном составе область устойчивости ставролита наиболее широкая, хотя магнезиальность породы для образования *Crd* недостаточна.

Для протолитов, состав которых определялся разными значениями X_{Mg} , в *P–T* координатах наблюдается близкая к прямоугольной форме область устойчивости ставролита ($0 < X_{Mg} < \sim 0.3$) в

узком диапазоне температур от ~550 до ~605°C (рис. 5). С ростом магнезиальности породы $X_{Mg} > 0.3$ область устойчивости ставролита довольно быстро сужается и выклинивается.

Для всех протестированных образцов ладожской серии термодинамическое моделирование хорошо воспроизвело наблюдаемые минеральные составы в среднетемпературной области: ставролит появляется при $T = 510–635^\circ\text{C}$, $P > 2$ кбар. Если бы метаморфизм протекал при более высоких температурах, то вместо ставролитовых пород появились бы кордиеритсодержащие, а при более низких – слюдяные сланцы с хлоритом.

В литологических пачках, содержащих бесставролитовые породы (биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и сланцы и др.), моделирование последовательности метаморфического минера-

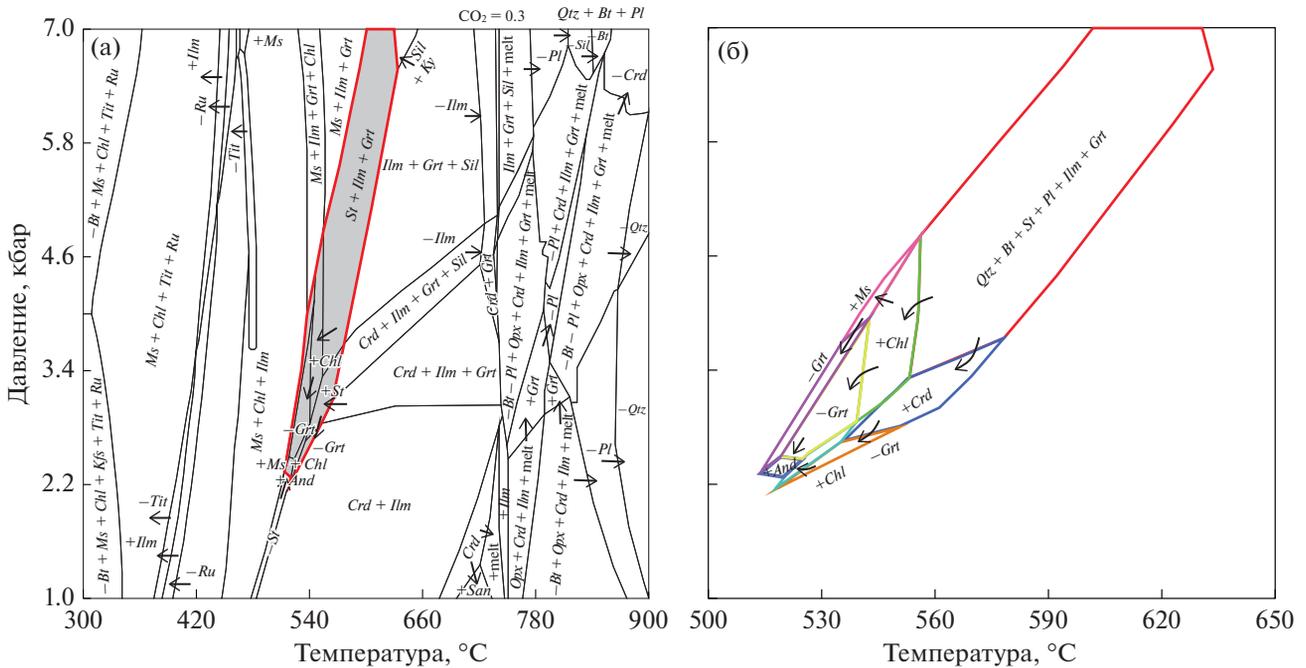


Рис. 4. Результаты компьютерного моделирования минеральных составов метапелитов, обр. Б-05-177. (а) – P – T диаграмма полей устойчивости минералов (для состава обр. Б-05-177, в мас. %: $\text{SiO}_2 = 67.25$, $\text{TiO}_2 = 1.08$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.98$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9.85$, $\text{MnO} < 0.01$, $\text{MgO} = 2.22$, $\text{CaO} = 0.45$, $\text{Na}_2\text{O} = 1.52$, $\text{K}_2\text{O} = 2.84$, $\text{P}_2\text{O}_5 < 0.05$). Красной линией выделена область присутствия ставролита; (б) – детализация области существования ставролитсодержащих парагенезисов. Знаками “+” и “–” показано присутствие или отсутствие указанной стрелкой минеральной фазы в данной области.

лообразования показало хорошую воспроизводимость реальных парагенезисов: при тех же P – T условиях в этих породах (с отличающимся валовым составом) ставролит не образуется. Например, для Bt гнейса выявлен парагенезис $Qtz + Bt + Fsp + Ilm + Chl$, а для Grt – Bt сланца – $Qtz + Fsp + Grt + Ilm \pm Crd \pm Sil$.

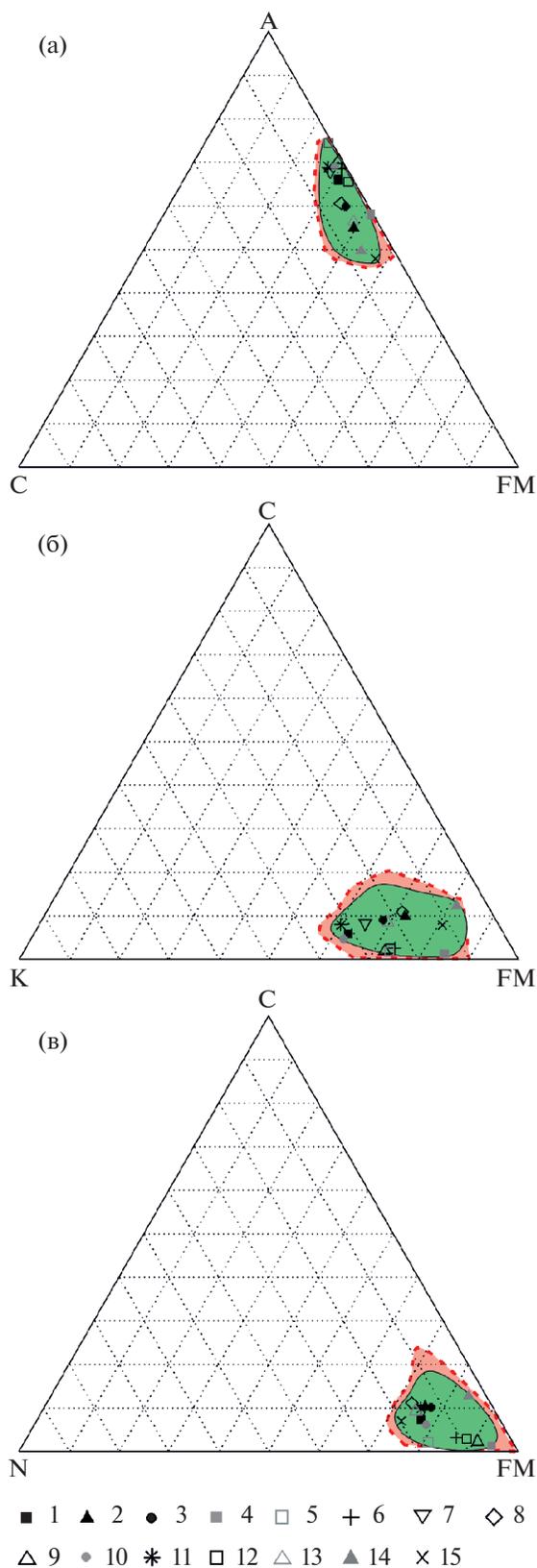
Термодинамическое моделирование позволило определить точный состав протолитов, определяющий появление ставролита. Сначала была протестирована выборка всех существующих составов метапелитов. Затем составы ладожских метапелитов, названные нами “базовыми составами”, модифицировались поочередным изменением в них содержаний и соотношений элементов. При модификации базовых составов метапелитов пределы изменяемых петрогенных компонентов определялись по неравномерным сеткам с шагом 0.1–0.5 мас. % на соответствующих прямоугольных и треугольных диаграммах, чтобы точнее определить составы ставролитовых и бесставролитовых пород. Для всех базовых составов моделировались различные псевдосечения в среднетемпературной области 500–650°C при 2–10 кбар. Обработка реальных и теоретических химических составов образцов позволила уточнить предельные содержания петрогенных компонентов, определяющих вероятность образования став-

ролитовых и бесставролитовых минеральных парагенезисов в заданной P – T области.

ВЕРИФИКАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ НА ДРУГИХ ОБЪЕКТАХ СО СТАВРОЛИТОВЫМИ ПОРОДАМИ

Ставролитовые породы из некоторых регионов мира прошли проверку на соответствие описанных в них ставролитовых парагенезисов результатам компьютерного моделирования. Фигуративные точки составов этих пород нанесены на рис. 6.

Ставролитовые сланцы пояса Табо. Метаморфический пояс является одним из четырех панафриканских метаморфических поясов Синайского полуострова, образующих северное продолжение Восточно-Африканского орогена. Критические метаморфические минеральные ассоциации в метапелитах свидетельствуют о региональном метаморфизме в условиях амфиболитовой фации и образуют зональность: $(Qtz + Pl + Ilm) + Grt + Bt \pm Ms \rightarrow St + Grt + Bt \pm Ms \rightarrow Sil/And + St + Grt + Bt \rightarrow Crd + St + Grt + Bt \pm Ms \pm And$. Пиковый метаморфизм в регионе определяется условиями: $T \approx 590$ – 640°C и $P = 5$ – 6 кбар, а регрессивный этап: $T = 560$ – 590°C и $P = 4.5$ – 5 кбар (Abu El-Enen et al., 2004).



Метапелиты толщи Торрокс пояса Бетик-Риф (Южная Испания). Данные метапелиты содержат минеральные ассоциации: (1) $St + Bt + Grt + And \pm Crd$ для андалузитовых; (2) $St + Bt + Grt + Fib + And \pm Crd$ для фибролитовых; (3) $St + Bt + Grt + Ky + Fib + And \pm Crd$ для кианитовых сланцев. Метаморфизм связан с процессом растяжения коры в P_3-N_1 и последующей быстрой изотермической декомпрессией, в результате которой минеральные ассоциации высоких давлений заменялись ассоциациями низких. Пиковые условия метаморфизма – $600^\circ C$, 6–8 кбар (García-Casco, Torres-Roldan, 1999).

Парагнейсы Монте-Роза. Гнейсы слагают один из верхних покровов Западных Альп, состоящий из высокоградных метапелитовых гнейсов по осадочному протолиту, которые на позднеальпийской стадии метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. $P-T$ условия определены как: 9–12 кбар и $595-755^\circ C$ (Keller et al., 2005).

Докембрийские ставролитсодержащие сланцы района Кишангарх (Индия). Породы, метаморфизованные в ставролит-кианитовой зоне амфиболитовой фации, представляют собой отдельную литологическую единицу и ассоциируют со слюдястыми кварцитами, кальцикатами, графитовыми сланцами с мрамором, амфиболитами и некоторыми другими породами (Lal, Shukla, 1970). Предполагаемые условия образования ставролита – $500-675^\circ C$ при умеренных давлениях.

Метапелиты комплекса Вутай. Комплекс расположен в средней части Транс-Северо-Китайского орогена, в основном состоит из метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород и позднеархейских гнейсов тоналит-трондземитовой серии. Здесь выделяют тренд метаморфизма (1.97–1.80 млрд лет назад) по часовой стрелке: от 3–7 кбар и $T = 570-630^\circ C$ через 9–10 кбар и 615–

←
Рис. 6. Диаграммы CAFM ($CaO-Al_2O_3-(FeO_t + MgO)$), KCFM ($K_2O-CaO-(FeO_t + MgO)$), NCFM ($Na_2O-CaO-(FeO_t + MgO)$) для ставролитовых пород Северного Приладожья и других регионов мира. Средние составы метапелитов ладожской серии: 1 – по данным авторов, 2 – (Материалы ..., 1964), 3 – (Предовский, 1967). Составы метапелитов в других регионах: 4 – (Lal, 1970) Индия, 5, 6 – (Baltzis, 1979) Шотландия, 7 – (García-Casco, 1999) Испания, 8 – (Abu El-Enen, 2004) Египет, 9 – (Keller, 2005) Западные Альпы, 10 – (Corrie, 2008) Северная Каролина, США, 11 – (Pattison, 2009) Британская Колумбия, 12 – (Moynihan, 2012) Юкон, США, 13 – (Ugwuonah, 2017) Нигерия, 14 – (Wang, 2018) Южный Китай, 15 – (Liu, 2020) Северный Китай. Светло-розовым цветом показано поле для теоретических составов пород (514 образцов), в которых возможно появление ставролита при достижении $P-T$ условий его образования; область точек с реальными составами ставролитовых пород Северного Приладожья и других регионов мира (74 образца) выделена полем темно-зеленого цвета.

660°C до 6–9 кбар и 655–680°C. Метапелиты преимущественно состоят из *Grt*, *St*, *Bt*, *Fib*, *Pl* и *Qtz* (Liu et al., 2020).

Метапелиты юго-востока Юкона. Метапелиты области Хайленд Ривер, входят в состав толщ, состоящих из обширной группы сланцев и гнейсов, покрывающих батолит Логан и восточную сторону батолита горы Биллингс. Метапелиты данной группы содержат: $Qtz + Pl + Bt + Ilm + St + Als$ (*Sil* и/или *And*) $\pm Ms \pm Grt \pm Sp$. Условия формирования пород: $T \approx 550\text{--}575^\circ\text{C}$, $P = 3\text{--}4$ кбар (Moynihan, 2012).

Ставролитсодержащие метапелиты в ореоле батолита Нельсона. Указанный батолит – юрское крупное интрузивное тело на юго-востоке Британской Колумбии, окруженное контактовым ореолом шириной 0.7–1.8 км, развитым в графитовых глинистых породах. Контрастные прогрессивные последовательности минеральных ассоциаций развиваются вокруг ореола, закономерно отражая изменение давления. Ставролитсодержащие метапелиты развиты в широкой зоне, для них оценены *P-T* условия: 3.5–4 кбар и 500–650°C (Pattison, Vogl, 2005; Pattison, Tinkham, 2009).

Метапелиты района Кеффи (Нигерия). Метаморфические комплексы, содержащие метапелиты, являются частью Панафриканского Транссахарского пояса и принадлежат к так называемому Большому сланцевому поясу Нигерии. Для ставролитсодержащих сланцев ($Grt + Bt + St + Ms + Pl + Qtz + Ilm$) условия метаморфизма оценены как: 6.4–7.7 кбар и 570–615°C, что близко к пиковым условиям (Ugwuonah et al., 2017).

Метапелиты архейской группы Янпо. Данные метапелиты относятся к недавно выделенному комплексу Чжунсян (Южный Китай) и являются продуктом разрушения пород кратона Янцзы. Метапелиты состоят из минеральных ассоциаций амфиболитовой фации с постоянным минеральным составом, включая *Qtz*, *Bt*, *Pl*, *Kfs* и меньшее количество *Sil*, *Grt*, *St* и *Ms*. Точные *P-T* параметры метаморфизма не приводятся, но, судя по минеральным парагенезисам, они соответствуют низам амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии (Wang et al., 2018).

Определение в вышеперечисленных породах минеральных парагенезисов с помощью программы PERPLEX показало для *P-T* диапазона 500–650°C и <9 кбар однозначное соответствие с реальными парагенезисами – во всех этих объектах ставролитовые парагенезисы воспроизводились.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ МОДУЛИ ДЛЯ МЕТАПЕЛИТОВ

Анализ области устойчивости ставролитовых парагенезисов для широкого диапазона состава метапелитов показал, что наиболее информатив-

ными при описании особенностей химических составов являются соотношения оксидов главных петрогенных элементов: Al_2O_3/SiO_2 , CaO/FM (где $FM = FeO + Fe_2O_3 + MgO$), K_2O/FM , Na_2O/FM (рис. 6).

Для уточнения пределов значений этих соотношений все имеющиеся химические составы ставролитсодержащих пород рассматривались как некие базовые составы. Базовые составы нами модифицировались путем добавления до 10 мас. % каждого петрогенного компонента в тех или иных рассматриваемых проекциях составов. Таким способом был искусственно расширен диапазон возможных составов метапелитов, чтобы в каждом из таких составов путем моделирования определить возможность появления ставролита. Если ставролит не воспроизводился моделированием, то состав протолита менялся таким способом, чтобы найти предельное содержание компонента, влияющего на появление/исчезновение этого минерала. Величина прибавки не более 10 мас. % для каждого компонента выбрана для того, чтобы новые валовые составы протолита не выходили за пределы, характерные для группы метапелитов.

Анализ результатов моделирования показал, что ставролит может образовываться только в таких метаморфических породах пелитового состава, в которых соотношения (мас. %) оксидов петрогенных элементов находятся в следующих диапазонах (рис. 6):

1. $Al_2O_3/SiO_2 = 0.19\text{--}0.92$, при том, что сумма $FeO + Fe_2O_3 + MgO$ находится в диапазоне 7–17 мас. %;
2. $CaO/FM = 0.01\text{--}0.44$;
3. $K_2O/FM = 0.07\text{--}0.83$;
4. $Na_2O/FM = 0.02\text{--}0.34$.

Также следует учитывать, что сумма щелочей не должна превышать 6–6.5 мас. %, что обычно для метапелитов.

Можно расширить список таких применяемых модулей, используя, например, соотношения компонентов CaO/K_2O , CaO/Na_2O или Al_2O_3/FM и т.д., но эти соотношения уже будут линейно зависимыми между собой и принципиально новых результатов не дадут.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Природные данные (Кориковский, 1979; Ballèvre et al., 1989; Chopin et al., 2003 и др.), а также экспериментальные калибровки (Comodi et al., 2002 и др.) дают информацию о стабильности ставролитсодержащих парагенезисов в интервале давлений от 1–2 до ~32 кбар и температур от 450 до ~700°C. Температурная область устойчивости ставролита и его парагенезисов наиболее широкая в интервале от 3 до 8 кбар, а при повышении

до более 10–11 кбар она быстро сужается, и состав минерала сдвигается в сторону магнезиального члена этого твердого раствора. Именно благодаря узкой *P-T* области устойчивости ставролита, этот минерал удобно использовать при геологическом картировании метаморфических комплексов, составлении карт и схем метаморфической зональности. Собственно, по этой причине еще в конце XIX века появилось такое понятие, как ставролитовая зона метаморфизма (Barrow, 1893).

Метаморфические зональные комплексы, в которых встречается ставролит, широко описаны в литературе и известны во многих местах (Abu El-Enen et al., 2004; Baltatzis, 1979; Corrie, Kohn, 2008; Garcia-Casco, Torres-Roldan, 1999; Keller et al., 2005; Lal, Shukla, 1970; Liu et al., 2020; Moynihan, 2012; Pattison, Vogl, 2005; Pattison, Tinkham, 2009; Ugwuonah et al., 2017; Wang et al., 2018 и др.). Учитывая, что метаморфизму подвергаются породы различного состава, возникает проблема соотношения выделяемых зон метаморфизма с его степенью. В этой связи важно найти критерии для достижения тех или иных *P-T* параметров, несмотря на отсутствие каких-то индикаторных минералов, в частности ставролита. Узкая температурная область устойчивости этого минерала, с одной стороны, и хорошие возможности современного термодинамического моделирования, с другой стороны, позволяют успешно применять критерии для оценки возможности появления/отсутствия ставролита для установления границ распространения пород ставролитовой фации (или субфации) метаморфизма.

Образование ставролита может происходить за счет разложения хлоритоида по реакции $Cld + Qtz = St + Grt + H_2O$ (Whitney et al., 1996). При наличии хлорита также протекает реакция $Grt + Chl + Ms = St + Bt + Qtz + H_2O$, которая продолжается до тех пор, пока не будет израсходован один из трех реагентов (Yardley, 1989). В случае расходования, например, фазы граната, реакция прекращается, и в дальнейшем ставролит может быть получен путем непрерывной реакции с участием оставшихся фаз: $Chl + Ms = St + Bt + Qtz + H_2O$ при более высокой температуре по сравнению с вышеуказанной прерывистой реакцией (Yardley, 1989). Однако хлоритоид может и не появиться, если устойчив *Grt-Chl* парагенезис при более низких температурах. Этому способствует, например, повышенное содержание в породе Mn, расширяющее область устойчивости граната при низких температурах (Karabinos, 1985).

Хлоритоид описан во многих метаморфических комплексах, в которых он появляется в метапелитах при низких и средних давлениях как в обедненных, так и обогащенных Al породах. В метапелитах при высоких давлениях породы часто отличаются и более высоким содержанием Mg.

P-T условия стабильности хлоритоидсодержащих метапелитов варьируют от зеленосланцевой фации до средней части амфиболитовой фации ставролит-кианитовой зоны. В фации зеленых сланцев хлоритоид является обычным минералом, связанным с хлоритом и мусковитом в породах, содержащих железа и алюминия больше, чем необходимо для стабильности парагенезиса *Chl-Ms* (Turner, Verhoogen, 1960; Albee, 1983; Johnson et al., 2003).

Типичен хлоритоид для метапелитов, подвергшихся HP-NT метаморфизму. На ранних стадиях субдукции этот минерал образуется совместно с хлоритом, тальком и/или кианитом за счет распада карфолита в условиях нижней фации голубых сланцев при 12–16 кбар и 450–550°C (Bucher, 2005; Palin, Dyck, 2021). При увеличении степени метаморфизма до эклогитовой фации (>20 кбар и >600°C) хлоритоид распадается с образованием магнезиального граната (пирропа) и кианита, также может происходить образование магнезиального ставролита в особенно богатых алюминием протолитах (Palin, Dyck, 2021).

По мнению большинства исследователей, хлоритоидсодержащие породы представляют собой переотложенные и метаморфизованные продукты древних кор выветривания латеритного (или каолинитового) типа (например, Franceschelli et al., 2003). Подобный метаморфизм характеризуется образованием пиррофиллита из каолинита при температуре около 300°C, а в ассоциациях, богатых хлоритом, пиррофиллит может, в свою очередь, замещаться хлоритоидом, и окончательное разложение пиррофиллита до кианита происходит при 400°C. Приблизительно при 500°C разложение хлоритоида приводит к образованию ставролита и граната, что знаменует переход к амфиболитовой фации (Bucher, Grapes, 2011).

В системе KFMASH существуют характерные прогрессивные последовательности минеральных ассоциаций в зависимости от химического состава протолита. Железистая серия характеризуется сменой парагенезисов: *Chl + Cld*, *Grt + Cld*, *Grt + St*, *Grt + Ky*, *Grt + Sil*, без развития *Bt*. В магнезиальных породах – *Chl + Prl*, *Chl + Ky*, *Bt + Ky*, *Bt + Sil*, при этом не развиваются гранат, ставролит или хлоритоид. Самой железистой ассоциацией с биотитом является *Grt + St + Bt*, где $X_{Fe}(max) = 0.88$. При этом низкотемпературная граница стабильности этих фаз (560°C) на 10°C выше максимальной температуры стабильности хлоритоида (Richardson, 1968; Bucher, Grapes, 2011). На петрогенетических сетках парагенезис с хлоритоидом (зона хлоритоидов) при определенных условиях может рассматриваться как в зоне, аналогичной зоне биотита (Spear, 1993). В системе KFMASH хлоритоид + биотит стабильны в узком температурном интервале при относительно

низком давлении (Harte, Hudson, 1979), хотя другие исследователи (Spear, Cheney, 1989; Wang, Spear, 1991) указывают значительно больший диапазон P - T параметров в качестве условий стабильности.

Влияние парциального давления кислорода на появление ставролита по реакции $Cld + O_2 \leftrightarrow St + Mgt + Qtz$ показало, что повышение давления кислорода от величины, создаваемой Ni–NiO буфером, до величины, создаваемой магнетит-гематитовым буфером, снижает температуру образования ставролита от 635 ± 15 до $580 \pm 10^\circ\text{C}$ при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}} = 10$ кбар (Ganguly, 1968; Ganguly, Newton, 1968).

Область устойчивости ставролита в системе Fe–Al–Si–O–H при гидротермальном синтезе в присутствии кварц-фаялит-магнетитового буфера установлена при $P > 1.5$ – 3.0 кбар и 530 – 700°C (Richardson, 1967, 1968). Получены близкие условия образования ставролита: 540°C при 4 кбар и 565°C при 7 кбар в ходе реакции $Chl_{40} + Ms \leftrightarrow St + Bt + Qtz + H_2O$ в присутствии кварц-фаялит-магнетитового буфера при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ (Hoschek, 1969). А верхний температурный предел устойчивости ставролита в присутствии мусковита и кварца в реакции $St + Ms + Qtz \leftrightarrow Als + Bt + H_2O$ определен как 575°C при 2 кбар и 675°C при 5.5 кбар (Hoschek, 1969). Естественно, что в условиях, когда $P_{\text{общ}} > P_{\text{H}_2\text{O}}$, температура образования и разложения ставролита (поскольку реакции идут с высвобождением воды) будет снижаться. Так, по расчету Г. Хошека (Hoschek, 1969), при давлении на твердые фазы 5 кбар температура образования ставролита при $P_{\text{общ}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$ снизится примерно на 100°C и составит около 450°C (Нагайцев, 1974).

В Северном Приладожье в метапелитах до-ставролитовой зоны (биотитовой) не встречен хлоритоид (Великославинский, 1972). Ранее считалось, что образование ставролита в зональных метаморфических комплексах происходит только за счет хлоритоида, однако Г. Хошек (Hoschek, 1969) показал, что хлоритоидные породы имеют еще более узкие вариации химических составов, чем ставролитовые, а ставролит возникает не только за счет ассоциации $Cld + Qtz + Ms + Chl$, но и за счет ассоциации $Qtz + Ms + Bt + Chl$. На треугольных диаграммах состав–парагенезис АКФ, АСФ и АФМ Г. Хошека с полями хлоритоид- и ставролитсодержащих пород составы ставролитовых пород Северного Приладожья не попадают в поле состава хлоритоида. Таким образом, можно считать, что причиной отсутствия хлоритоида в Северном Приладожье является неподходящий состав пород, при этом основное отличие их от хлоритоидных пород заключается в повышенном содержании магния и кальция (Великославинский, 1972).

При термодинамическом моделировании в программе PERPLEX (Connolly, 1990) в низко- и среднетемпературном диапазоне ($< 520^\circ\text{C}$) для составов пород ладожской серии подтверждается отсутствие хлоритоида. Хотя для наиболее железистых и глиноземистых составов метапелитов других регионов хлоритоид воспроизводится. При компьютерном моделировании с использованием широкого диапазона теоретических составов установлено, что для появления хлоритоида благоприятны более глиноземистые и менее магниевые составы протолита с соотношениями (мас. %) оксидов $Al_2O_3/MgO > 10$ и $FeO/MgO > 5$.

Выделение ставролитовой фации метаморфических пород определяется совокупностью критических минеральных ассоциаций ставролитовой зоны метаморфизма, ограниченной от соседних зон другими индекс-минералами или их парагенезисами. Каждая фация метаморфизма может быть пространственно сопоставлена с определенной зоной или зонами в метаморфической зональности. В составе метаморфической фации, как правило, выделяется несколько минеральных субфаций, такая схема была предложена, в частности, С.П. Кориновским (1979), который выделял ставролитовую фацию метаморфизма в самостоятельный ранг. Авторы настоящей работы придерживаются указанной схемы фаций метаморфизма.

Положение ставролитсодержащих пород в схеме метаморфических фаций обсуждалось неоднократно. Г. Рамберг (Ramberg, 1952) и Г.Х. Френсис (Francis, 1956) относят ассоциацию $St + Qtz$ к эпидот-амфиболитовой фации, с замещением ее андалузитовыми и кианитовыми ассоциациями при усилении метаморфизма. Н.Г. Судовиков (1964), А.А. Предовский (1967), Ю.В. Нагайцев (1974) относят ставролит-андалузитовую субфацию совместно с силлиманит-альмандиновой к амфиболитовой фации. По данным В.С. Соболева (Фации ..., 1970), ставролитовые породы при невысоких давлениях устойчивы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, а при высоких – в фации кианитовых сланцев (аналоге эпидотовых амфиболитов).

Одна из новейших петрогенетических решеток для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH была разработана И.И. Лихановым с соавторами (Лиханов и др., 2005). Установлено, что средне- и высокотемпературные области большинства известных диаграмм для метапелитов практически идентичны, отличия же проявляются на низких и средних ступенях метаморфизма при $T < 570^\circ\text{C}$. Причина противоречий возникновения тех или иных минеральных ассоциаций состоит, главным образом, в определяющем влиянии химического состава метапелитов (например, Hoschek, 1969), при этом большую роль играют железистость и глиноземистость сосуществующих минералов. Согласно петрогенетической решетке (Лиханов

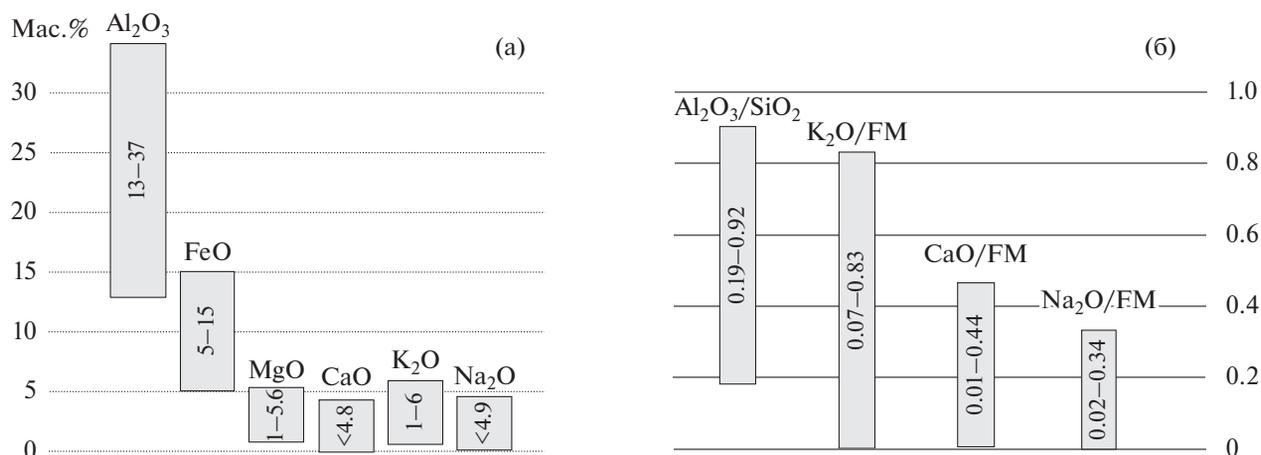


Рис. 7. Диаграммы состава протолита, определяющего появление ставролита, при 500–650°C и умеренных и низких давлениях. (а) — диапазоны возможных содержаний компонентов в оксидной форме, (б) — пределы величин петрохимических модулей.

и др., 2005), область устойчивости ассоциаций *St + Bt* и *Bt + Als* характеризуется узким интервалом температуры, при этом минеральный парагенезис *St + Bt* сменяется *Bt + Als* парагенезисом с ростом температуры, который в свою очередь сменяется *Grt + Bt + Als* ассоциацией, устойчивой в широком диапазоне давлений.

В Северном Приладожье ставролитсодержащие сланцы пространственно тесно связаны с диопсидовыми мраморами и андалузитовыми сланцами, которые относят к амфиболитовой фации (Кицул, 1963; Нагайцев, 1974). Это позволяет считать более правильным вывод Н.Г. Судовикова (1964), что появление ставролита при прогрессивном метаморфизме находится вблизи высокотемпературной границы эпидот-амфиболитовой, хотя в основном область его устойчивости лежит в низкотемпературной части амфиболитовой фации (Предовский, 1967). Отметим, что, несмотря на некоторые различия в подходах, все исследователи указывают на прямую связь выделяемых метаморфических зон с соответствующими им фациями и субфациями метаморфизма. Следует добавить, что проблема соотношения линий изотерм с линиями появления минералов в настоящей работе не обсуждается.

Для модельных построений с учетом состава протолитов важное значение имеет степень сохранности пород при наложенном метаморфизме. Для ладожских гнейсов и сланцев проводились методические работы с целью изучения влияния различной степени метаморфизма на исходный химический состав дометаморфических пород (Лобач-Жученко и др., 1972; Ронов и др., 1977). При площадном отборе по определенной сетке и анализе материала, охватывающем все зоны метаморфизма в Северном Приладожье, было установ-

лено, что породы ладожской серии (формации) имеют практически идентичные составы. Это интерпретируется как отражение изохимического характера метаморфизма в отношении главных химических компонентов.

Редкие элементы в протолитах и их роль в составе и строении ставролита рассматривались в ряде работ. Например, было показано, что содержание Li обычно не коррелирует с модальным количеством ставролита в породе (Dutrov et al., 1986). В метаморфических породах пелитового состава с повышенным содержанием бора (с турмалином) не наблюдалось заметного изменения в свойствах и *P-T* параметрах возникающих ставролитовых парагенезисов в метапелитах (Henry, 1985).

Ставролит подвержен изменениям на посткристаллизационной стадии. Замещение ставролита, например, мусковитом описано в некоторых работах (например, Grew, Sandiford, 1984). Этот процесс зафиксирован на регрессивном этапе метаморфизма при $T = 300\text{--}370^\circ\text{C}$, $P = 3\text{--}5$ кбар, когда вместе с мусковитом в ставролит-талк-хлорит-корундовой породе появляются клиноцоизит, маргарит, пумпелиит (Grew, Sandiford, 1984). В Северном Приладожье, например, ставролит местами замещается кварц-мусковитовой минеральной ассоциацией до образования почти полных псевдоморфоз. Обычно не составляет труда распознать замещение ставролита наложенными минералами по характерным структурным и текстурным признакам.

Таким образом, ставролит является весьма информативным минералом для решения широкого круга задач. Выявленные закономерности его появления повышают достоверность определения фациальной принадлежности пород, помогают обоснованно провести границы между зонами с

разной степенью метаморфизма. Разнообразие возможных составов протолитов можно использовать для оценки возможности появления ставролита при достижении определенного порога P - T параметров (рис. 7). Графическое (рис. 6) или расчетное представление петрохимических модулей в виде соотношения главных породообразующих компонентов: Al_2O_3/SiO_2 , CaO/FM (где $FМ = FeO + MgO$), K_2O/FM , Na_2O/FM — позволяет оценить потенциальную возможность появления ставролита при среднетемпературном низко- и умеренно-барическом метаморфизме метапелитов. Вопрос о существовании аналогичных простых критериев для протолитов базитового состава, а также для высокобарических ставролитсодержащих пород нуждается в дальнейшей проверке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе природных и теоретических составов протолитов метапелитов существует возможность количественно охарактеризовать диапазон содержаний петрогенных элементов, указывающих на появление ставролита в заданном интервале температур и давлений. Предложенные четыре петрохимических модуля Al_2O_3/SiO_2 , CaO/FM , K_2O/FM , Na_2O/FM представляют собой соотношения главных породообразующих компонентов в метапелитах, значения которых определяют потенциальную возможность образования ставролита.

Петрохимические модули являются объективными параметрами состава протолита, ориентируясь на которые можно прогнозировать минеральные парагенезисы для определенного порога температур и давлений и уточнять границы низко- и среднетемпературных метаморфических зон (фаций и субфаций) при составлении метаморфических карт или схем.

Благодарности. Авторы признательны Д.В. Довливо-Добровольскому (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) за предварительное ознакомление со статьей и высказанные замечания и ценные советы. Мы также весьма признательны И.И. Лиханову (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за тщательное рецензирование статьи и советы по ее улучшению и дополнению.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН (№ 132-2019-0013) Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб: СПбГУ, 2000. 198 с.

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

Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений. Л.: Наука, 1972. 190 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Северо-Восточного Приладожья // Объединенный отчет по Импилахтинскому объекту ПГО "Севзапгеология" и объекту 13 ЦОМЭ ВСЕГЕИ за 1984–89 гг., отв. исп. Н.А. Артамонова, А.А. Духовский. Л., 1989 (фонды).

Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 511 с.

Кицул В.И. Петрология карбонатных пород ладожской формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.

Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.

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

Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Минеральные равновесия и P - T диаграмма для железисто-глиноземистых метапелитов в системе KFMASH // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 81–92.

Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Афанасьева Л.И. Химический состав Ладожской формации Балтийского щита и вопрос о балансе вещества при метаморфизме и ультраметаморфизме // Геохимия. 1972. № 3. С. 355–362.

Материалы к изучению минералогии метаморфических пород северо-западного Приладожья // Ред. В.И. Лебедев, Ю.В. Нагайцев, В.Е. Потоцкая и др. Минералогия и геохимия. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1964. Вып. I. С. 131–156.

Нагайцев Ю.В. К характеристике зональности метаморфизма ладожской формации. Л.: Вестн. ЛГУ, 1965. Вып. 3. № 18. С. 25–33.

Нагайцев Ю.В. Петрология метаморфических пород ладожского и беломорского комплексов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1974. 160 с.

Предовский А.А., Петров В.П., Беляев О.А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л.: Наука, 1967. 139 с.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Лобач-Жученко С.Б. Проблемы эволюции химического состава осадочных пород и региональный метаморфизм // Геохимия. 1977. № 2. С. 163–186.

Судовиков Н.Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации // Тр. ЛАГЕД АН СССР. 1954. Вып. 4. 198 с.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). М.: Изд-во АН СССР, 1970. 228 с.

- Фации метаморфизма // Ред. Н.Л. Добрецов, В.В. Ревердатто, В.С. Соболев и др. М.: Недра, 1970. Т. 1. 432 с.
- Abu El-Enen M.M., Will T.M., Okrusch M.* P-T evolution of the Pan-African Taba metamorphic belt, Sinai, Egypt: Constraints from metapelitic mineral assemblages // *J. African Earth Sci.* 2004. V. 38. P. 59–78.
- Albee A.L.* Metamorphism of Pelitic Schists: Reaction relations of chloritoid and staurolite // *Geolog. Soc. Amer. Bull.* 1983. V. 11. P. 3249–3268.
- Ballèvre M., Pinardon J.L., Kiénast J.R., Vuichard J.P.* Reversal of Fe-Mg partitioning between garnet and staurolite in eclogite-facies metapelites from the Champtoceaux nappe (Brittany, France) // *J. Petrol.* 1989. V. 30. P. 1321–1349.
- Baltatzis E.* Staurolite-forming reactions in the eastern Dalradian rocks of Scotland // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1979. V. 69. P. 193–200.
- Barrow G.* On an intrusion of muscovite-biotite gneiss in the southeast Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism // *Quarterly J. Geol. Soc. London.* 1893. V. 19. P. 33–58.
- Bucher K.* Metamorphic rocks. Facies and Zones/Encyclopedia of Geology. Amsterdam: Elsevier, 2005. P. 402–409.
- Bucher K., Grapes R.* Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2011. 428 p.
- Chopin C., Goffé B., Ungaretti L., Oberti R.* Magnesio-staurolite and zinco-staurolite: mineral description with a petrogenetic and crystal-chemical update // *Eur. J. Mineral.* 2003. V. 15. P. 167–176.
- Comodi P., Montagnoli M., Zanazzi P.F., Ballaran T.B.* Isothermal compression of staurolite: A single-crystal study // *Amer. Mineral.* 2002. V. 87. P. 1164–1171.
- Connolly J.A.* Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290. P. 666–718.
- Corrie S.L., Kohn M.J.* Trace-element distributions in silicates during prograde metamorphic reactions: Implications for monazite formation // *J. Metamorph. Geol.* 2008. V. 26. P. 451–464.
- Dutrow B.L., Holdaway M.J., Hinton R.W.* Lithium in staurolite and its petrologic significance // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 94. P. 496–506.
- Franceschelli M., Puxeddu M., Gattiglio M.* Geochemistry and origin of chloritoid schists from the Alpi Apuane, Italy: Evidence of a prevailing lateritic signature // *Eur. J. Mineral.* 2003. V. 15. P. 575–588.
- Francis G.H.* Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional metamorphism // *Canadian Mineral.* 1956. V. 93. № 5. P. 353–368.
- Ganguly J.* Analysis of the stabilities of chloritoid and staurolite and some equilibria in the system FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–O₂ // *J. African Earth Sci.* 1968. V. 266. № 4. P. 277–298.
- Ganguly J., Newton R.S.* Thermal stability of chloritoid at high pressure and relatively high oxygen fugacity // *J. Petrol.* 1968. V. 9. № 3. P. 444–466.
- Garcia-Casco A., Torres-Roldan R.L.* Natural metastable reactions involving garnet, staurolite and cordierite: Implications for petrogenetic grids and the extensional collapse of the Betic–Rif Belt // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 136. P. 131–153.
- Grew E.S., Sandiford M.* A staurolite-talc assemblage in tourmaline-phlogopite-chlorite schist from northern Victoria Land, Antarctica, and its petrogenetic significance // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 87. P. 337–350.
- Harte B., Hudson N.* Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in E. Scotland // *Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1979. V. 8. P. 323–337.
- Henry D.J.* Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine // *Amer. Mineral.* 1985. V. 70. P. 1–15.
- 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. Metamorph. Geol.* 2011. V. 29. P. 333–383.
- Hoschek G.* The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1969. V. 22. № 3. P. 208–232.
- Johnson T.M., Brown M., Solar G.S.* Low-pressure subsolidus and suprasolidus phase equilibria in the MnNCKFMASH system: Constraints on conditions of regional metamorphism in western Maine, northern Appalachians // *Amer. Mineral.* 2003. V. 88. P. 624–638.
- Karabinos P.* Garnet and staurolite producing reactions in a chlorite-chloritoid schist // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 90. P. 262–275.
- Keller L.M., Abart R., Schmid S.M., De Capitani C.* Phase relations and chemical composition of phengite and paragonite in pelitic schists during decompression: A case study from the Monte Rosa Nappe and Camughera–Moncucco Unit, Western Alps // *J. Petrol.* 2005. P. 1–22.
- Lal R.K., Shukla R.S.* Paragenesis of staurolite in pelitic schists of Kishangarh, District Ajmer, India // *Mineral. Mag.* 1970. V. 37. № 289. P. 561–567.
- Liu J.-H., Zhang Q.W.L., Lia Zhen M.G. et al.* Metamorphic evolution and U-Pb geochronology of metapelite, north-eastern Wutai Complex: Implications for Paleoproterozoic tectonic evolution of the Trans-North China Orogen // *Precamb. Res.* 2020. V. 350. P. 1–13.
- Moynihan D.P.* A preliminary assessment of low pressure, amphibolite-facies metamorphism in the upper Hyland River area (NTS 105H), southeast Yukon // *Yukon Explor. Geol.* 2012. P. 99–114.
- Palin R.M., Dyck B.* Metamorphism of pelitic (Al-rich) rocks // *Encyclopedia Geol. (Second Edition).* Oxford: Academic Press, 2021. P. 445–456.
- Pattison D. R. M., Tinkham D. K.* Interplay between equilibrium and kinetics in prograde metamorphism of pelites: An example from the Nelson aureole, British Columbia // *J. Metamorph. Geol.* 2009. V. 27. P. 249–279.
- Pattison D.R.M., Vogl J.J.* Contrasting sequences of metapelitic mineral-assemblages in the aureole of the tilted Nelson batholith, British Columbia: Implications for phase equilibria and pressure determination in andalusite-sillimanite-type settings // *Canad. Mineral.* 2005. V. 43. P. 51–88.

- Ramberg H.* The origin of metamorphic and metasomatic rocks. Chicago: Univ. Chicago Press, 1952. 317 p.
- Richardson S.W.* Staurolite stability in a part of the system Fe–Al–Si–O–H // *J. Petrol.* 1968. V. 9. P. 467–488.
- Richardson S.W.* The stability of Fe-staurolite + quartz. Washington: Carnegie Institution of Washington Yearbook, 1967. V. 66. P. 398–402.
- Spear F.* Metamorphic phase equilibria and pressure–temperature–time paths // *Mineral. Soc. Amer.* 1993. 799 p.
- Spear F., Cheney J.* A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂–Al₂O₃–FeO–MgO–K₂O–H₂O // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 101. P. 149–164.
- Turner F.J., Verhoogen J.* Igneous and Metamorphic Petrology. N.Y., USA: McGrawHill Book Co., 1960.
- Ugwuonah E.N., Tsunogae T., Obiora S.Ch.* Metamorphic P–T evolution of garnet-staurolite-biotite pelitic schist and amphibolite from Keffi, north-central Nigeria: Geothermobarometry, mineral equilibrium modeling and P–T path // *J. African Earth Sci.* 2017. V. 129. P. 1–16.
- Wang K., Dong S., Li Z.-X., Han B.* Age and chemical composition of Archean metapelites in the Zhongxiang Complex and implications for early crustal evolution of the Yangtze Craton // *Lithos.* 2018. V. 320–321. P. 280–301.
- Wang P., Spear F.S.* A field and theoretical analysis of garnet + chlorite + chloritoid + biotite assemblages from the tristate MA, CT, NY area, U.S.A. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 106. P. 217–235.
- Whitney D.L., Mechum T.A., Kuehner S.M., Dilek Y.R.* Progressive metamorphism of pelitic rocks from protolith to granulite facies, Dutchess County, N.Y., USA: Constraints on the timing of fluid infiltration during regional metamorphism // *J. Metamorph. Geol.* 1996. V. 14. № 2. P. 163–181.
- Yardley B.W.D.* An introduction to metamorphic petrology // *Geol. Mag.* 1989. V. 127. № 1. P. 81–82.

Petrochemical Criteria for Staurolite Appearance in Metapelites at Medium Temperature Metamorphism of Low and Medium Pressures

E.B. Borisova^{1,2} and S.K. Baltybaev^{1,2}

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

²*St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia*

The natural appearance and then disappearance of staurolite with increasing temperature in zonal-metamorphosed complexes is used to distinguish the staurolite zone. Along with other metamorphic zones this zone reflects the configuration of the paleotemperature distribution during the metamorphic zoning formation. Staurolite-bearing parageneses appear in metapelites of appropriate chemical composition at metamorphic temperatures of ~500–650°C. The narrow temperature range of the staurolite existence makes it possible to predict the presence or absence of this mineral if there are representative data on the composition of the protolith. We propose a method for identifying potentially staurolite-bearing rocks using computational petrochemical modules, the values of which are calibrated on natural objects and modeled rock compositions that are possible in nature. Four petrochemical modules are proposed in the form of the main rock-forming chemical components ratio: Al₂O₃/SiO₂, CaO/FM (where FM = FeO_t + MgO), K₂O/FM and Na₂O/FM, in metamorphic rocks, which can be used as criteria for the presence or absence of staurolite when a certain temperature (and pressure) is reached. These modules allow select and set more reliably boundaries of staurolite zone, for example, for the compilation of metamorphic maps.

Keywords: staurolite, metamorphic zoning, petrochemical module, metamorphism, mineral paragenesis