

СТАВРОЛИТСОДЕРЖАЩИЕ МЕТАБАЗИТЫ: *P-T-X* УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И СООТНОШЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ В НИХ КАК КРИТЕРИЙ ПОЯВЛЕНИЯ СТАВРОЛИТА

© 2023 г. Е. Б. Борисова^{a, b, *}, Ш. К. Балтыбаев^{a, b, **}, Дж. Конноли^c

^a Институт геологии и геохронологии докембра РАН, Санкт-Петербург, Россия

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

^c Earth Sciences Department, ETH, Zurich, Switzerland

*e-mail: jenyaborisova98@gmail.com

**e-mail: shauket@mail.ru

Поступила в редакцию 18.03.2022 г.

После доработки 12.05.2022 г.

Принята к публикации 18.05.2022 г.

Помимо широко распространенного железо-магнезиального ставролита, характерного для среднетемпературных высокоглиноземистых метапелитов, существует ряд находок магнезиального ставролита в метаморфизованных породах основного состава – метабазитах. На основе термодинамического моделирования и анализа закономерностей минералообразования выявлены наиболее значимые факторы, влияющие на образования ставролита в метабазитах. Для образования ставролита в метабазитах, в отличие от ставролита в низко- и среднебарических метапелитах, необходимы средне- и высокобарические условия метаморфизма. Увеличение доли углекислоты в составе водно-углекислотного флюида практически не влияет на *St*-образующие минеральные реакции, но приводит к их смещению в область более низких температур и повышенных давлений. Критическими петрогенными компонентами породы для образования магнезиального ставролита являются Al, Fe, Mg, Ca, содержания и соотношения которых в первую очередь определяют стабильность ставролита в метабазитах. Для понимания закономерностей минералообразования целесообразно разделить метабазиты на подгруппы преимущественно магнезиальных, железо-магнезиальных и железистых протолитов. Исходя из этого деления, предложено три петрохимических модуля в виде соотношения порообразующих компонентов: MgO/CaO, CaO/FM, Al₂O₃/FM, ориентируясь на которые можно прогнозировать появление ставролита в породе основного состава при достижении соответствующих *P-T* условий метаморфизма.

Ключевые слова: ставролит, петрохимический модуль, метаморфизм, минеральный парагенезис, термодинамическое моделирование, флюид, метабазит

DOI: 10.31857/S086959032301003X, **EDN:** BAAPSY

ВВЕДЕНИЕ

Применение петрохимических модулей Al₂O₃/SiO₂, CaO/FM¹, K₂O/FM, Na₂O/FM в виде соотношения главных компонентов породы позволяет определить потенциальную возможность образования железо-магнезиального ставролита в метапелитах в заданном интервале температур и давлений (Борисова, Балтыбаев, 2021).

Наряду с широко распространенным железо-магнезиальным ставролитом, характерным для среднетемпературных высокоглиноземистых метапелитов, существует ряд находок магнезиального ставролита в метаморфизованных породах основного состава – метабазитах (Ríos et al., 2014

и ссылки в ней). Метабазиты амфиболитовой фации метаморфизма состоят в основном из роговой обманки, плагиоклаза и ± кварца, однако они могут также содержать хлорит, гранат, минералы группы эпидота и, что более необычно, ставролит. В амфиболитах, богатых железом, обычно преобладают минеральные ассоциации ставролита с гранатом, тогда как более богатые магнием их аналоги содержат хлорит и кордиерит. Иногда ставролит в виде акцессорного минерала присутствует совместно с кианитом в корундовых амфиболитах.

Поскольку петрохимические модули в метапелитах показали свою перспективность в прогнозировании ставролитовых минеральных парагенезисов в определенных диапазонах температур и

¹ FM = FeO_t + MgO

давлений, естественным образом возник вопрос об использовании подобных модулей для прогнозирования ставролита в породах базитового состава. В настоящей работе путем термодинамического моделирования анализируется появление ставролита в метабазитах при изменении состава метаморфического флюида и вариациях содержания петрогенных оксидов в протолите. На основе анализа *P-T-X* (давление–температура–состав) условий ставролитового минералообразования предлагаются количественные соотношения петрогенных элементов в породе (петрохимические модули), благоприятные для появления преимущественно магнезиального ставролита в метабазитах.

Анализ литературных данных позволяет выделить ряд факторов, необходимых для образования в природных условиях ставролита в метабазитах.

Ставролит образуется как первичный минерал в богатых алюминием метабазитах амфиболитовой фации. Формирование ставролита и кианита (силлиманита) с роговой обманкой интерпретируется как результат особого валового состава породы (Spear, 1982; Purtscheller, Mogessie, 1984; Selverstone et al., 1984; Ward, 1984; Grew, Standiford, 1985) или специфических *P-T*-условий минералообразования (Selverstone et al., 1984; Helms et al., 1987). Ставролит может развиваться как вторичный минерал в высокобарических ассоциациях метабазитов по хлоритоиду, корунду или гранат-кианитовому парагенезису. Встречен он также в виде мелких включений в гранате (например, Enami, Zang, 1988).

Ставролитсодержащие амфиболиты могут образовываться как следствие метасоматического обмена на контакте пелитовых и известково-силикатных пород (Thompson, 1975; López, Soto, 1991; Ríos et al., 2008; Ríos, Castellanos, 2014). Также ставролитовые метабазиты могут быть связаны с существенно глиноземистыми и кремнистыми породами, о чем свидетельствуют минеральные ассоциации с кианитом, ставролитом и роговой обманкой в толщах, где диагностируются глинистые или богатые кальцием метаморфизованные осадки (Spear, 1982; Selverstone et al., 1984; Ward, 1984; Humphreys, 1993; Kuhns et al., 1994).

Учитывая множественность факторов, контролирующих появление ставролита, целью настоящей работы является выявление наиболее значимых петрогенных компонентов породы, определяющих образование магнезиального ставролита, а также уточнение *P-T-X* условий кристаллизации этого минерала в метаморфических породах основного состава. Предпринятое термодинамическое моделирование образования ставролита и вывод петрохимических модулей базируются на природных объектах, достаточно разносторонне и полно охарактеризованных в геологической литературе.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Основным методом анализа парагенезисов ставролита является компьютерное моделирование минералообразования методом минимизации энергии Гиббса с помощью программы PERPLEX v.6.91 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2021 г. www.perplex.ethz.ch). В расчетах используется база термодинамических данных минералов и твердых растворов hp62ver.dat (Holland, Powell, 2011), которая включает актуальные термодинамические параметры плагиоклаза, амфиболов, биотита, граната, шпинели, оливина, ортопироксена, омфацита, талька, хлоритов, светлых слюд, хлоритоида, ставролита, кордиерита, ильменита в системе MnNCKFMASH ($MnO-Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$).

Для выявления составов метабазитов, потенциально благоприятных для появления ставролита, были использованы амфиболиты (шесть образцов), в которых однозначно диагностирован ставролит (Purtscheller, Mogessie, 1984; Enami, Zang, 1988; Gil Ibarguchi et al., 1991; Tsujimori, Liou, 2004; Faryad, Hoinkes, 2006) и около 150 дополнительных составов, расширяющих диапазон реальных образцов амфиболитов (рис. 1). Эти дополнительные составы позволяют точно установить пороговые значения содержаний различных петрогенных компонентов, критичных для образования ставролита в тестируемой породе. Применимость такого подхода была апробирована нами ранее (Борисова, Балтыбаев, 2021).

Несмотря на то, что имеется большое количество публикаций, где отмечено присутствие ставролита в метабазитах, мы ограничили свой выбор породами, строго отвечающим понятию “метабазит”, т.е. химический состав должен отвечать составу основных пород, в которых содержание $SiO_2 < 52$ мас. %, $CaO > 5$ мас. %. Эти составы мы назвали “базовыми”.

Для установления диапазона составов протолитов метабазитов, в которых может образоваться ставролит, выбранные нами базовые составы модифицировались поочередным увеличением и уменьшением в них содержаний породообразующих элементов с переменным шагом до отклонения на 20% от их исходных значений. Для всех базовых и модифицированных составов пород моделировались псевдосечения в области $T = 500-800^\circ C$ при $P = 1-38$ кбар. Термодинамическое моделирование минералообразования с использованием широкого спектра химических составов образцов позволило выявить предельные содержания петрогенных компонентов, определяющих образование ставролитовых и бесставролитовых минеральных парагенезисов в заданной *P-T* области.

При моделировании фазовых минеральных равновесий с помощью программы PERPLEX (Con-

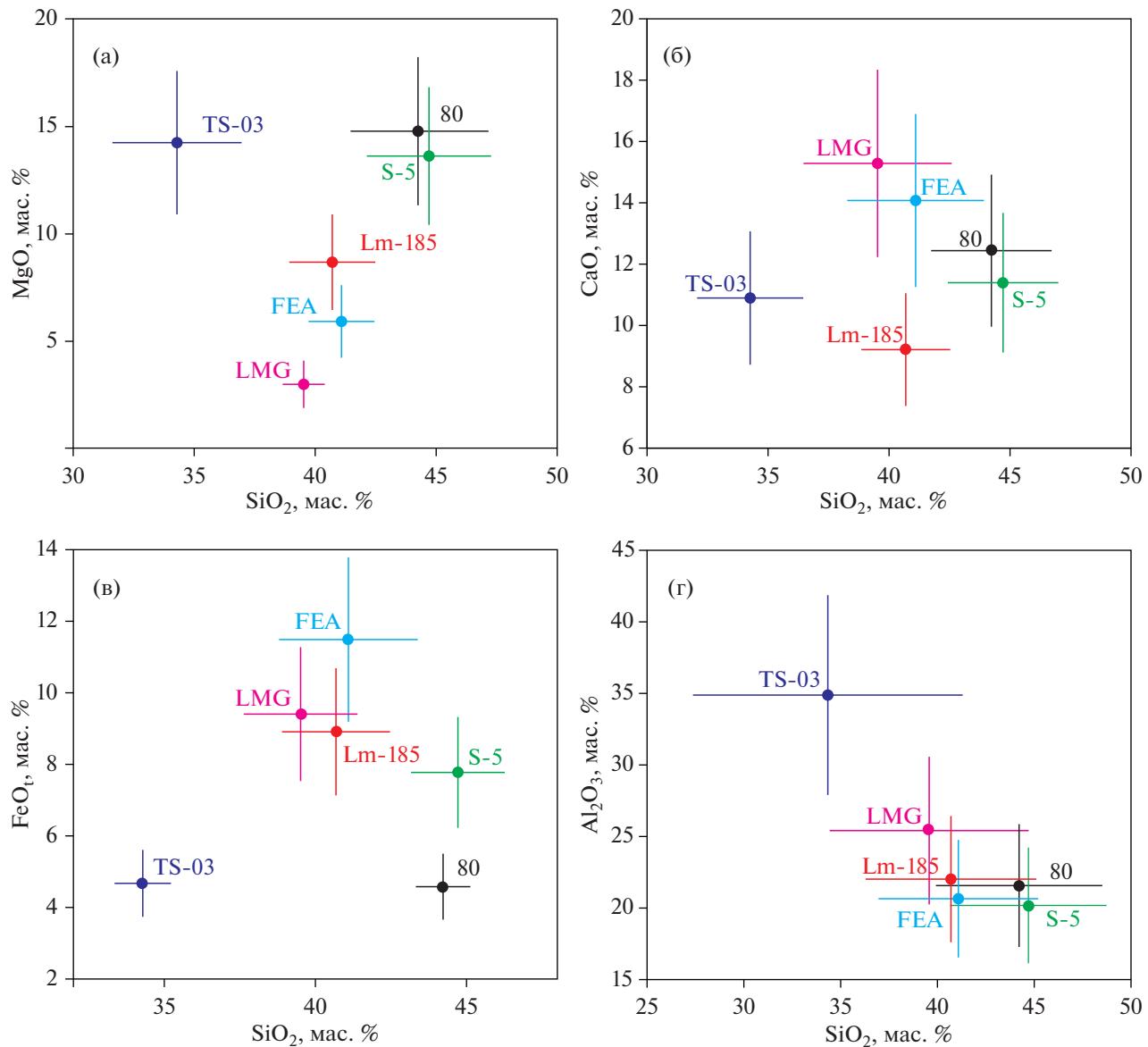


Рис. 1. Составы ставролитсодержащих метабазитов на диаграммах: (а) $\text{MgO}-\text{SiO}_2$, (б) $\text{CaO}-\text{SiO}_2$, (в) $\text{FeO}_t-\text{SiO}_2$, (г) $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. Точки соответствуют составам реальных пород, на основе которых получены теоретические составы, их диапазон показан вертикальными и горизонтальными линиями.

nolly, 1990) входными данными служили результаты химических анализов метабазитов (табл. 1). При решении прямой задачи моделирования, т.е. воспроизведения наблюдаемых в природе минеральных парагенезисов при заданном составе породы и P - T параметрах, предполагалось, что система содержит как чисто водный флюид, так и смесь воды и углекислоты. Во втором случае производились контрольные пересчеты фазовых диаграмм при пошаговом (по 0.2) добавлении CO_2 во флюид до максимальной мольной доли углекислоты 0.8. Выше этого значения ($X_{\text{CO}_2} > 0.8$) ставролит перестает образовываться в породах всего спектра изученных составов.

Характеристика пород

Ниже дается описание метабазитов, составы которых приняты как базовые. Отметим, что из литературных данных использованы составы амфиболитов, в которых присутствие ставролита установлено прямыми наблюдениями и подтверждается термодинамическим моделированием минералообразования. Разнообразие тектонических обстановок, в которых были обнаружены ставролитовые метабазиты, определило большой P - T диапазон их формирования.

Обр. Lm-185 (Faryad, Hoinkes, 2006) – высоко-глиноземистый амфиболит из комплекса Спейк в

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

Оксиды	Составы природных ставролитсодержащих метабазитов			Теоретические составы			
	1 группа (Fe/Mg ≪ 1)	2 группа (Fe/Mg ~ 1)	3 группа (Fe/Mg ≫ 1)	все	макс мин	только <i>St</i> -содержащие	макс мин
SiO ₂	42.55 4.13	40.88 0.20	43.80 4.29	40.73 3.09	48.73 27.31	40.88 3.06	48.73 30.79
Al ₂ O ₃	22.67 6.10	21.31 0.68	23.84 1.63	24.11 4.17	41.84 16.14	24.20 4.11	38.36 16.14
FeOt	6.19 1.57	10.21 1.29	10.19 0.79	7.80 2.18	13.80 3.66	7.60 2.16	11.50 3.66
MnO	0.15 0.05	0.21 0.05	0.18 0.07	0.16 0.05	0.25 0.07	0.16 0.05	0.25 0.07
MgO	13.61 0.46	7.84 1.10	3.49 0.89	9.95 3.33	16.60 3.50	10.05 3.29	15.21 3.50
CaO	12.06 0.91	11.64 2.44	9.91 5.38	12.22 1.81	18.35 7.36	12.14 1.83	18.35 7.36
Na ₂ O	0.90 0.42	1.52 0.32	0.83 0.08	1.12 0.45	2.21 0.12	1.08 0.43	2.21 0.12
K ₂ O	0.19 0.15	0.68 0.32	0.61 0.03	0.46 0.24	1.89 0.00	0.47 0.26	1.89 0.00
P ₂ O ₅	0.11 0.11	0.08 0.03	0.04 0.03	0.10 0.08	0.33 0.00	0.11 0.08	0.33 0.00
TiO ₂	0.32 0.27	0.77 0.01	0.76 0.26	0.45 0.27	0.78 0.02	0.44 0.28	0.78 0.02
Число проб	4	2	2	144		90	

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

Восточных Альпах, содержащий сосуществующие кианит, ставролит, гранат и кальциевый амфибол. Структурные особенности минералов, минеральная термобарометрия и термодинамическое моделирование указывают на проградный метаморфизм амфиболитовой фации высоких давлений ($P = 11\text{--}12$ кбар, $T = 580^\circ\text{C}$) с дальнейшей декомпрессией до 5 кбар. Эта порода была обнаружена в средней части метабазитового пояса комплекса Спейк, но неясно, имеет ли высокое содержание алюминия ее первичное происхождение или это результат гидротермального изменения породы до метаморфизма амфиболитовой фации. Если предполагать магматическое происхождение породы, то она соответствует составу габбро. Это крупнозернистая порода с крупными гранатовыми порфиробластами; в местах сдвиговых деформаций гранат отсутствует. Порода состоит из амфиболя (около 58 об. %), граната (14 об. %), клиноцизита (6 об. %), плагиоклаза (5 об. %),

маргарита + мусковита (8 об. %), хлорита (5 об. %), кианита (4 об. %) и акцессорного ставролита и других минералов в виде включений в гранате. Структурные взаимоотношения свидетельствуют о четырех стадиях минералообразования, одна из них проградная ($Grt^2 + Ky + St + Kfs? + Rt + Tur + Ap + Amp + Ep + Ms?$), остальные три – ретроградные. Отсутствие кордиерита в этой породе указывает на то, что максимальная температура при декомпрессии до 6.5 кбар была ниже 590°C (Faryad, Hoinkes, 2006).

Ставролит, обнаруженный в амфиболите, богат железом с $X_{\text{Mg}} = 0.21\text{--}24$. Содержание ZnO очень низкое, от 0.13 до 0.47 мас. %, что соответствует 0.013–0.046 а.е.м.³. Всегда присутствуют Mn и Ti в незначительных количествах, не превышающих 0.4 мас. %.

² Символы минералов по (Whitney, Evans, 2010).

³ а.е.м. – атомных единиц массы.

Обр. S-5 (Purtscheller, Mogessie, 1984) – ставролитсодержащий гранатовый амфиболит ($St + Hbl + Grt + Ky$) из пород Эцтальских Альп, подвергнутых герцинскому метаморфизму при $P = 3–4$ кбар, $T = 670^\circ\text{C}$. Считается, что протолит этих пород однозначно имел магматическое происхождение. В породе ставролит представлен мелкими игольчатыми кристаллами (2–10 нм) в виде включений как в роговой обманке, так и в гранате, но преимущественно на границе этих двух минералов. Магнезиальность ($X_{\text{Mg}} = 100 \text{ Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$) ставролита 0.32, что выше, чем у метапелитовых ставролитов ($X_{\text{Mg}} = 0.21$). По остальным характеристикам химического состава ставролиты из метабазитов и метапелитов не различаются. Хотя у нас существует сомнение, что авторы цитируемой статьи достоверно определили условия метаморфизма рассматриваемой породы, но состав данного образца используется для максимального охвата возможных составов протолитов, при метаморфизме которых возможно появление ставролита.

Обр. TS-03 (Enami, Zang, 1988) – гранат-корундовая порода, содержащая магнезиальный ставролит ($X_{\text{Mg}} = 0.68–0.74$), наблюдается в виде отдельных блоков в комплексе ультрамафических пород, интрудирующих докембрийские пелитовые гнейсы в районе Дунхай провинции Цзянсу в Восточном Китае. Порода преимущественно состоит из граната, корунда, некоторого количества цоизита и натриевого флогопита, а также вторичных: Mg-ставролита, хлорита, глиноземистого паргасита, клиноцизита и магнезиального алланита. В корунде отмечают включения мелкокристаллических агрегатов диаспора, маргарита, доломита и кальцита (<0.03 мм). Для первичной ассоциации равновесные условия определяются в $T = 800–850^\circ\text{C}$, $P = 11–30$ кбар. Mg-ставролит представляет собой игольчатые и/или призматические кристаллы и образует псевдоморфозы по гранату и корунду с хлоритом по реакции $Grt + Crd + \text{H}_2\text{O} = \text{Mg}-St + Chl$. Для ставролита равновесное давление составляет более чем 11 кбар, тогда как равновесная температура чуть ниже, чем у первичного парагенезиса.

Химический состав породы характеризуется очень высоким соотношением $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, низким содержанием FeO_t (4.7 мас. %), что делает этот состав близким к составу диаспорового боксита. Также в породе довольно высокие содержания MgO и CaO , которые авторы связывают с доломитами и известняками, ассоциирующими с бокситами. Рассматриваемые гранат-корундовые породы считаются метаморфизованными смесями бокситов и карбонатных пород. Химический состав данного образца так же, как и предыдущего, используется для максимального охвата воз-

можных составов протолитов, при метаморфизме которых возможно появление ставролита.

Обр. LMG, FEA (Tsujimori, Liou, 2004) – кианит-ставролитсодержащие эпидотовые амфиболиты из толщи метакумулата перевала Фуко пояса Оэяма, юго-запад Японии. Породы представляют собой лейкократовое метагаббро, преимущественно состоящее из клиноцизита и кианита с подчиненным количеством роговой обманки, маргарита, парагонита, ставролита, рутила, хлорита, цоизита и мусковита, в качестве аксессорий встречается ильменит и апатит. Для этих пород выделяют три стадии метаморфизма: реликтовая гранулитовая фация $Cpx + Pl + Spl \pm Opx$ (M1), высокобарическая эпидот-амфиболитовая фация $Hbl + Czo + Ky + St + Pg + Rt \pm Ab \pm Crn$ (M2), регрессивная, которая характеризуется псевдоморфозами маргарита, парагонита, мусковита, хлорита и иногда плагиоклаза (M3). Для M2 пик метаморфизма определяется при $P = 11–19$ кбар, $T = 550–800^\circ\text{C}$. Крупнокристаллический клиноцизит (до 15 мм) содержит все минералы M2 в виде включений. Ставролит имеет $X_{\text{Mg}} = 0.16–0.29$ и содержание $\text{ZnO} = 0.9–2.0$ мас. %. Образец FEA отличается от LMG большей рассланцовостью.

Обр. 80 (Gil Ibarguchi et al., 1991) – кианит-ставролитсодержащие ультрамафические породы найдены в виде линз размером до 10×1 м в эклогитах (состав близок к N-MORB) из комплекса Кабо Ортегал на северо-западе Испании. Условия метаморфизма эклогитовой фации оцениваются в $T = 800^\circ\text{C}$, $P > 17$ кбар. Кианит-ставролитсодержащие породы имеют минеральную линейность, характеризующуюся удлиненными кристаллами амфибала, цоизита и кианита, совпадающую с линейностью (удлиненные зерна омфацита) в эклогитах. Кроме роговой обманки, цоизита и кианита, в качестве первичных фаз выделяются гранат, ставролит и шпинель. Необычно, что в этой породе кианит и ставролит обогащены Cr – до 4.35 и до 6.4 мас. % соответственно. Магнезиальность ставролита варьирует от 0.58 до 0.74.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ ПО РЕАЛЬНЫМ И ТЕОРЕТИЧЕСКИМ СОСТАВАМ МЕТАБАЗИТОВ

Оценка влияние состава исходных пород

Результаты моделирования показали сильную зависимость минерального состава метабазитовых пород от исходного химического состава протолита. Выявлены различия как по количеству моделируемых P - T областей парагенезисов со ставролитом, так и по конфигурациям и размерам этих областей. С целью обобщения результатов и выявления главных закономерностей минералообразования составы метабазитов были сгруппи-

рованы по содержанию ключевых петрогенных компонентов, влияющих на устойчивость ставролита. Наиболее информативными оказались составы образцов 80, LMG, Lm-185, заметно отличающихся друг от друга соотношениями FeO_t/MgO , Al_2O_3/MgO . Ниже приводятся сведения об особенностях минералообразования как для исходных составов пород, так и для различных модификаций этих составов.

Обр. 80. Для исходного состава обр. 80 моделируются три области ставролитсодержащих минеральных парагенезисов (рис. 2, поля серого цвета): 1) первая область – самая высокобарическая – $P = 26–29$ кбар ($T = 630–690^\circ C$), характеризуется наличием таких высокобарных минералов, как омфацит и лавсонит, включая акцессорный рутил: $St + Grt + Amp + Cpx + Bt \pm Tlc \pm Chl \pm Ky \pm Lws \pm Zo \pm Rt$; 2) вторая область – сильно вытянута вдоль оси давления – $P = 11–20$ кбар ($T = 670–700^\circ C$), характеризуется преобладанием в составе талька и отсутствием высокобарных минералов, но появляется мусковит: $St + Grt + Amp + Zo \pm Bt \pm Tlc \pm Chl \pm Ms \pm Ky$; 3) третья область – наименьшая по площади – $P = 8–10$ кбар ($T = 690–730^\circ C$), характеризуется наличием плагиоклаза: $St + Grt + Amp + Pl \pm Chl \pm Ms$.

Влияние Al_2O_3 в породе на устойчивость ставролита (рис. 2а). В точке $P = 27$ кбар, $T = 660^\circ C$ при исходном составе породы больше всего граната и клинопироксена, подчиненное количество ставролита, кианита, биотита и цоизита (в об. %): $St 4.92, Grt 53.79, Cpx 30.38, Ky 4.73, Bt 4.43, Zo 1.94$. Ставролит преимущественно магнезиальный ($X_{Mg-Si} = 0.89$), железистая компонента составляет $X_{Fe-Si} = 0.06$, марганцовистая часть во всех ставролитах намного меньше 0.001. Гранат представлен пиропом с высоким содержанием гроссуляровой компоненты и небольшим альмандиновой ($Prp_{0.55}Grs_{0.29}Alm_{0.15}Sps_{0.002}$). Клинопироксен преимущественно представлен диопсидом (Ca-Mg пироксен) $X_{Di} = 0.71$ и в меньшей степени жадеитом (Na-Al пироксен) $X_{Ja} = 0.21$, геденбергитовой (Ca-Fe-Cpx) компоненты крайне мало $X_{Hed} = 0.01$. Биотит представлен флогопитом ($X_{Phl} = 0.77$) с небольшим содержанием истонита ($X_{Eas} = 0.08$), титанистого биотита ($X_{Ti-Bt} = 0.07$), еще меньше аннита ($X_{Ann} = 0.02$) и железо-магнезиального биотита ($X_{Fe-Mg}^{2+} = 0.04$).

При увеличении содержания Al_2O_3 (от $-10Al$ до $+20Al$) области стабильности ставролита сильно расширяются и объединяются в одну, при фиксированных параметрах ($P = 27$ кбар, $T = 660^\circ C$) в породе растет содержание граната (от 49 до 57 об. %), ставролита (до 7.4 об. %), уменьшается количество клинопироксена с 34 об. % до полного исчезновения с образованием амфибола (до 23 об. %), исчезает кианит и появляются цоизит и хлорит.

Увеличивается магнезиальность ставролита⁴ ($X_{Mg-Si} = 0.81–0.92$), в гранате, наоборот, уменьшается (до $Prp_{0.45}$). При уменьшении содержания Al_2O_3 на 10% от исходного состава область стабильности ставролитсодержащих парагенезисов сильно уменьшается и при дальнейшем уменьшении ставролит не образуется.

Таким образом, изменение содержания Al_2O_3 резко влияет на конфигурацию $P-T$ области устойчивости ставролита в породе базитового состава и является важнейшим критерием стабильности ставролита.

Влияние FeO_t в породе на устойчивость ставролита (рис. 2б). В точке $P = 27.15$ кбар, $T = 635^\circ C$ при исходном составе породы в высокобарической области большую часть минералов образуют гранат и клинопироксен, много биотита, талька, цоизита и хлорита. Ставролита достаточно много (в об. %): $St 7.99, Grt 44.48, Cpx 25.61, Bt 4.32, Tlc 5.42, Zo 9.71, Chl 2.48$. Ставролит магнезиальный – $X_{Mg-Si} = 0.89, X_{Fe-Si} = 0.07$. Гранат представлен пиропом с высоким содержанием гроссуляровой компоненты и небольшим альмандиновой ($Prp_{0.52}Grs_{0.30}Alm_{0.18}Sps_{0.003}$). Клинопироксен преимущественно Ca-Mg состава $X_{Di} = 0.61, X_{Ja} = 0.19, X_{Hed} = 0.01$. Биотит представлен флогопитом $X_{Phl} = 0.80, X_{Eas} = 0.06, X_{Ann} = 0.02$.

Увеличение железистости породы приводит к уменьшению количества ставролита в высокобарической области (от 8 до 3 об. %) с небольшим уменьшением его магнезиальности (X_{Mg-Si} от 0.89 до 0.85). Количество граната, наоборот, возрастает с 44 до 53 об. % без заметного изменения его состава. При $+10Fe$ появляется хлоритоид и при увеличении содержания FeO_t возрастает его содержание в породе (до 7.8 об. %).

При уменьшении железистости породы количество ставролита в породе остается около 8 об. %, тогда как при уменьшении FeO_t на 20% его количество резко уменьшается до 1.5 об. %, при этом магнезиальность ставролита также резко снижается от 0.89 до 0.83. Количество граната плавно уменьшается от 44 до 30 об. % при его неизменном составе. То же самое происходит с клинопироксено, его количество уменьшается от 26 до 15 об. %, растет содержание магнезиального талька от 5 до 23 об. %, а также цоизита от 10 до 24 об. %. Также при $-20Fe$, видимо за счет освободившейся глиноzemистой, появляется кианит.

С уменьшением железистости породы снижается количество ставролита при $P = 11–20$ кбар (до полного исчезновения), граната от 17 до 7 об. %, амфибола от 57 до 44 об. %, исчезает биотит. При этом растет содержание талька, цоизита, появля-

⁴ Особенности сопряженного изменения магнезиальности минералов будут рассмотрены ниже.

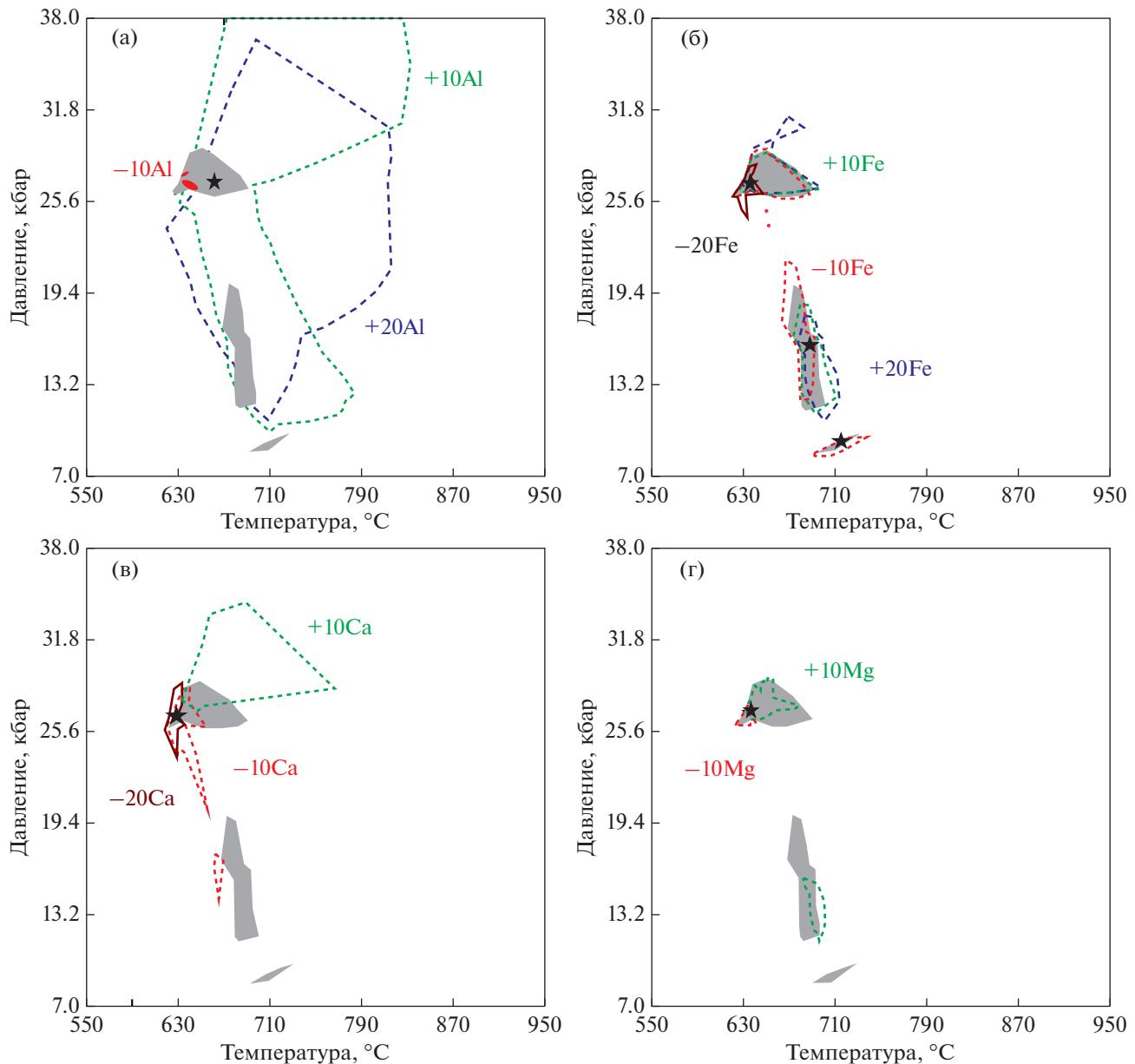


Рис. 2. Изменение конфигурации областей стабильности ставролитовых парагенезисов на P – T диаграммах при изменении содержания петрогенных компонентов в протолите. За базовый состав метабазита принят состав обр. 80. (а) – Al_2O_3 , (б) – FeO_t , (в) – CaO , (г) – MgO . Где “+10”, “+20”, “–10”, “–20” означают увеличение или уменьшение соответствующего компонента на 10 или 20% от исходного состава породы соответственно. Серым цветом показаны St -области при исходном составе породы, зелеными линиями оконтурены поля при добавлении 10% компонента, синими – 20%, красными – при убавлении компонента на 10%, коричневыми – на 20%.

ются мусковит, кианит и кварц. В гранате уменьшается содержание Prp .

При $P = 8$ –10 кбар парагенезис состоит из амфибола с подавляющим количеством плагиоклаза (анортита), граната и ставролита. Ставролит заметно железистый ($X_{\text{Mg-}St} = 0.76$). При уменьшении FeO_t на 10% появляется мусковит.

С увеличением содержания FeO_t (от –10Fe до +20Fe) от высоких значений давления к средним

St -области испытывают небольшое смещение относительно исходных положений, а при низких давлениях ставролит исчезает при +10Fe. В целом изменение содержания FeO_t на положение и размеры областей устойчивости ставролита не так сильно сказывается в сравнении с изменением содержания глиноzemса.

Влияние CaO в породе на устойчивость ставролита (рис. 2в). В точке $P = 28.5$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$ при исходном составе породы развит следующий

парагенезис (в об. %): *St* 3.64, *Grt* 55.43, *Cpx* 24.00, *Lws* 12.07, *Bt* 4.32, *Tlc* 0.54.

При увеличении содержания CaO на 10% в парагенезисе исчезают тальк и лавсонит, появляются хлорит и цоизит. Сильно уменьшается содержание ставролита от 3.4 до 0.4 об. %, состав становится менее магнезиальным с 0.88 до 0.84. Увеличивается количество граната, при этом возрастает содержание гроссуляровой компоненты от 0.28 до 0.36. Уменьшается содержание клинопироксена от 24 до 17 об. %, сильно уменьшается диопсидовая составляющая от 0.57 до 0.29.

При уменьшении содержания CaO на 10% количество ставролита снижается от 3.6 до 1.1 об. %, также уменьшается его магнезиальность от 0.88 до 0.82. Количество граната и омфацита тоже снижается, возрастает количество лавсонита и талька.

В целом изменение содержания в породе CaO заметно сказывается на конфигурации областей устойчивости ставролита. При незначительном увеличении содержания кальция *St*-область расширяется в интервале высоких давлений, но с определенного порога содержания кальция ставролит престает образовываться. Снижение содержания кальция менее критично для изменения устойчивости ставролита, хотя намечается тенденция к исчезновению *St* в низкобарической части *P-T*диаграммы.

Влияние MgO в породе на устойчивость ставролита (рис. 2г). В точке $P = 27.3$ кбар, $T = 635^\circ C$ при исходном составе большую часть породы слагают гранат и клинопироксен, значительную роль играют биотит, тальк, цоизит. Ставролита образуется достаточно много (в об. %): *St* 11.11, *Grt* 45.50, *Cpx* 30.14, *Bt* 4.37, *Tlc* 3.68, *Zo* 5.20. Ставролит магнезиальный с $X_{Mg-St} = 0.90$, $X_{Fe-St} = 0.06$. Гранат представлен пиропом с высоким содержанием гроссуляровой компоненты и небольшим альмандиновой ($Prp_{0.52}Grs_{0.30}Alm_{0.18}Sps_{0.003}$). Клинопироксен преимущественно Ca-Mg состава $X_{Di} = 0.70$, $X_{Jd} = 0.20$, $X_{Hed} = 0.01$. Биотит представлен флогопитом $X_{Phl} = 0.80$, $X_{Eas} = 0.07$, $X_{Ann} = 0.02$.

При увеличении содержания MgO на 10% сильно снижается количество ставролита в породе: от 11 до 3 об. %, при этом падает его магнезиальность от 0.9 до 0.86. Также уменьшается количество клинопироксена, исчезает тальк, за счет повышенной магнезиальности развивается хлорит до 16 об. %. При дальнейшем увеличении MgO ставролит не образуется, уменьшается количество граната и омфацита, количество хлорита сильно возрастает до 32 об. %. При этом уменьшается магнезиальность граната, содержание *Prp* снижается от 0.51 до 0.39, также сильно уменьшается диопсидовая составляющая в клинопироксene от 0.50 до 0.24.

При уменьшении содержания MgO на 10% количество ставролита резко падает от 11 до 0.6 об. %, также сильно уменьшается его магнезиальность до 0.81. Со снижением количества клинопироксена в парагенезисе появляется лавсонит. Количество и состав граната практически не изменяется. При дальнейшем уменьшении MgO в породе ставролит не образуется, уменьшается количество граната от 42 до 32 об. %, а количество лавсонита возрастает до 31 об. %, появляется мусковит. Содержание пироповой компоненты в гранате снижается от 0.51 до 0.46.

В целом и уменьшение и увеличение содержания MgO в породе на 10% приводит к заметному уменьшению областей стабильности ставролита и его количественного содержания. При $-20Mg$, $+20Mg$ ставролит в породе не образуется.

Обр. LMG. Для состава образца амфиболита LMG (Tsujimori, Liou, 2004) область ставролитсодержащих минеральных парагенезисов наблюдается при высоких давлениях ($P = 25-37$ кбар, $T = 610-720^\circ C$), она характеризуется наличием таких высокобарных минералов как омфацит, лавсонит и кианит: *St* + *Grt* + *Cpx* + *Ms* + *Rt* \pm *Bt* \pm *Lws* \pm *Amp* \pm *Crn* \pm *Zo* \pm *Ky* (рис. 3а-3г).

Влияние Al_2O_3 в породе на устойчивость ставролита (рис. 3а). В точке $P = 30$ кбар, $T = 670^\circ C$ при исходном составе породы большую часть породы слагают гранат и цоизит, в меньшем количестве присутствуют клинопироксен, мусковит, ставролит (в об. %): *St* 3.96, *Grt* 61.19, *Zo* 19.65, *Cpx* 8.00, *Ms* 6.78, *Rt* 0.42. В ставролите магнезиальная часть преобладает над железистой $X_{Mg-St} = 0.68$, $X_{Fe-St} = 0.23$. Гранат представлен гроссуляром, в меньшем количестве альмандином и пиропом, спессартина практически нет ($Prp_{0.23}Grs_{0.46}Alm_{0.31}Sps_{0.003}$). Клинопироксен представлен жадеитом $X_{Jd} = 0.80$, диопсидовой составляющей сильно меньше $X_{Di} = 0.11$.

Увеличение содержания Al_2O_3 на 10% от исходного состава породы приводит к увеличению содержания ставролита в породе от 4 до 7 об. % и появлению корунда. При этом не наблюдается изменений состава минералов в парагенезисе. При дальнейшем увеличении Al_2O_3 ставролит в породе не образуется, также исчезает мусковит, вместо них развиваются биотит и корунд. Уменьшение содержания Al_2O_3 на 10% приводит к исчезновению ставролита, при этом в породе появляются лавсонит и коэсит.

Влияние FeO в породе на устойчивость ставролита (рис. 3б). В точке $P = 29.5$ кбар, $T = 640^\circ C$ при исходном составе породы развит следующий парагенезис, где большую часть занимает гранат и цоизит (в об. %): *St* 4.06, *Grt* 61.16, *Zo* 19.60, *Cpx* 8.01, *Ms* 6.73, *Rt* 0.42, *Bt* 0.01. Гранат преимущественно представлен гроссуляром с меньшим количеством альмандина и пиропа. Ставролит магнези-

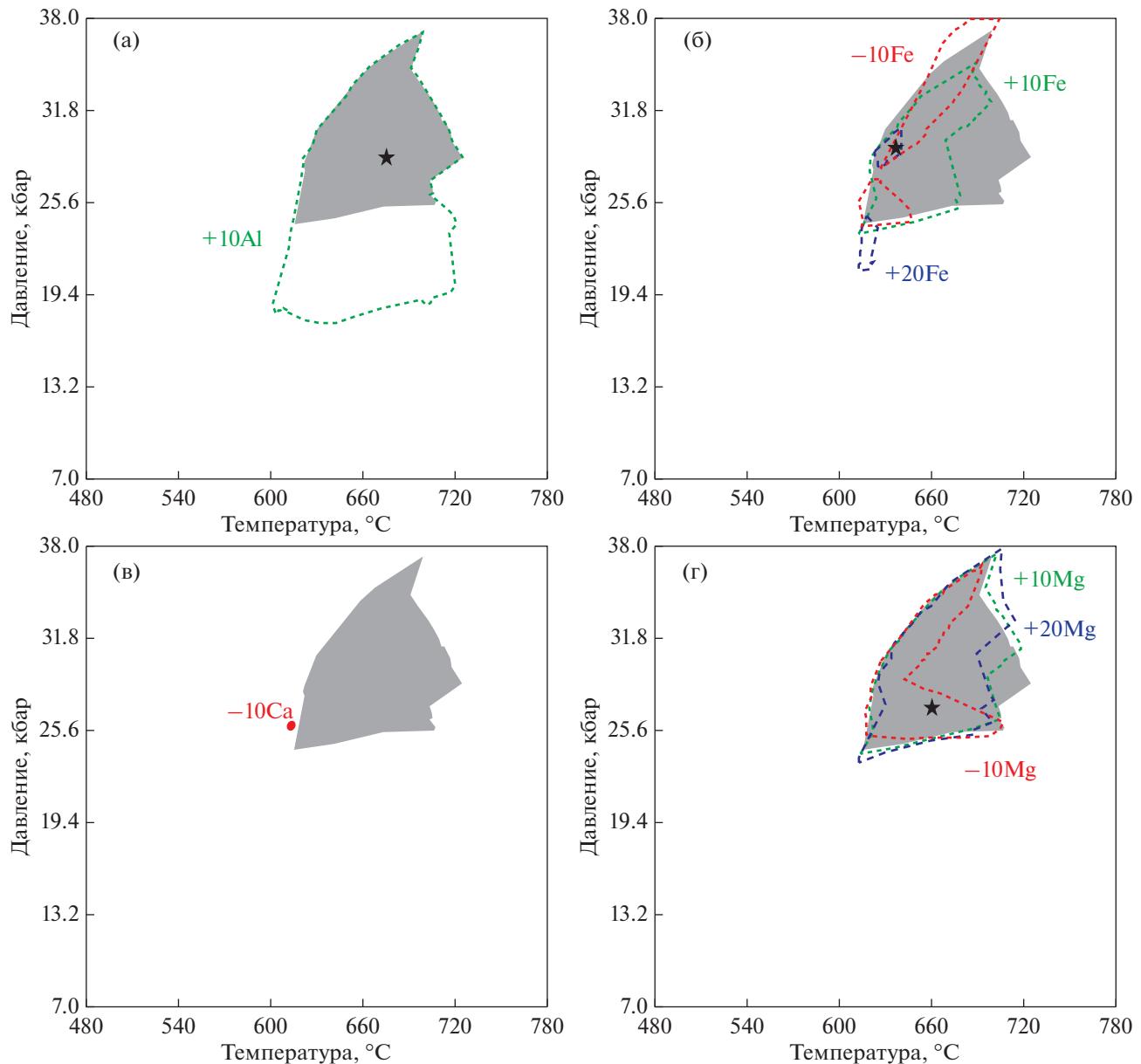


Рис. 3. Изменение конфигурации областей стабильности ставролитовых парагенезисов на P – T диаграммах при изменении содержания петрогенных компонентов в протолите. За базовый состав метабазита принят состав обр. LMG. (а) – Al_2O_3 , (б) – FeO_t , (в) – CaO , (г) – MgO . Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

альный – $X_{\text{Mg-Si}} = 0.69$. Клинопироксен представлен жадеитом.

Увеличение содержания FeO_t на 10% приводит к увеличению количества ставролита от 4 до 6.5 об. %, при этом уменьшается его магнезиальность от 0.69 до 0.63. Практически до полного исчезновения уменьшается количество биотита, но при этом появляется корунд. В гранате снижается содержание пиропа (от 0.23 до 0.18), увеличивается доля гроссуляра (от 0.46 до 0.49) и альмандин (от 0.31 до 0.33). В пироксене уменьшается количество диопсидовой составляющей, возрастает жадеито-

вая. При дальнейшем увеличении содержания FeO_t на 20% количество ставролита сильно уменьшается до 0.12 об. %, но увеличивается количество граната до 70 об. %. Других критических качественных и количественных изменений в парагенезисе нет.

При уменьшении содержания FeO_t на 10% количество ставролита в породе снижается от 4 до 0.6 об. %, также уменьшается количество граната, исчезает биотит и появляется лавсонит. Магнезиальность ставролита и граната немного возрастает.

При дальнейшем уменьшении содержания FeO_t в породе ставролит не образуется.

Влияние CaO в породе на устойчивость ставролита (рис. 3в). При увеличении содержания CaO на 10% (от 15.3 до 16.8 мас. %) ставролит не образуется, в точке $P = 30.6$ кбар, $T = 650^\circ\text{C}$ развит следующий бесставролитовый парагенезис (в об. %): $\text{Grt} (66.1) + \text{Cpx} (7.8) + \text{Bt} (6.7) + \text{Zo} (31.1) + \text{Rt} (0.4) + \text{Crn} (3.1)$. Здесь возрастает количество цоизита и содержание кальция в гранате, также вместо мусковита образуется биотит.

При уменьшении содержания CaO на 10% (до 13.76 мас. %) ставролит практически исчезает из породы, остается только “точка” со следующим парагенезисом: $\text{St} + \text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Ms} + \text{Rt} \pm \text{Bt} + \text{Lws} + \text{Zo}$ при $P = 25.8$ кбар, $T = 610^\circ\text{C}$. При дальнейшем уменьшении известковистости породы ставролит не образуется.

Влияние MgO в породе на устойчивость ставролита (рис. 3г). В точке $P = 26.6$ кбар, $T = 660^\circ\text{C}$ при исходном составе развит парагенезис, где большую часть занимает гранат и цоизит (в об. %): $\text{St} 2.25, \text{Grt} 53.22, \text{Zo} 29.15, \text{Cpx} 8.15, \text{Ms} 3.95, \text{Rt} 0.38, \text{Bt} 2.90$. Гранат преимущественно представлен гроссуляром с меньшим количеством альмандина и пиропа. Ставролит магнезиальный — $X_{\text{Mg}-\text{St}} = 0.69$. Клинопироксен представлен жадеитом.

Увеличение содержания MgO на 10% приводит к небольшому увеличению количества ставролита до 3.7 об. %, уменьшению количества биотита и исчезновению мусковита. Изменений в составе минералов практически нет. При увеличении MgO на 20% от исходного также немного возрастает количество ставролита, появляется амфибол, в клинопироксene не становится больше жадеитовой компоненты.

Обр. Lm-185. Для состава образца метабазита Lm-185 моделируется область ставролитосодержащих парагенезисов при $P = 25\text{--}32$ кбар, $T = 610\text{--}680^\circ\text{C}$. В точке $P = 26$ кбар, $T = 630^\circ\text{C}$, приблизительно отвечающей центральной части St -области, наблюдается (в об. %): $\text{St} (2.3) + \text{Grt} (63.3) + \text{Cpx} (18.5) + \text{Ms} (12.2) + \text{Ky} (2.5) + \text{Rt} (<1)$ (рис. 4а–4г).

Влияние Al_2O_3 в породе на устойчивость ставролита (рис. 4а). В точке $P = 28.0$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$ при исходном составе большую часть породы слагают гранат, клинопироксен и мусковит, в меньшем количестве присутствуют ставролит, кианит и рутил (в об. %): $\text{St} 1.04, \text{Grt} 65.38, \text{Cpx} 17.47, \text{Ms} 12.24, \text{Ky} 3.17, \text{Rt} 0.69$. Ставролит преимущественно магнезиальный ($X_{\text{Mg}-\text{St}} = 0.76$), в гранате больше пиропа, гроссуляровой и альмандиновой компонент примерно: $\text{Prp}_{0.42}\text{Grs}_{0.30}\text{Alm}_{0.28}\text{Sps}_{0.008}$. Клинопироксен имеет состав $X_{\text{Di}} = 0.06, X_{\text{Jd}} = 0.19, X_{\text{Hed}} = 0.008, X_{\text{Om}} = 0.67$. Слюдя представлена преимущественно мусковитом $X_{\text{Ms}} = 0.65, X_{\text{Pg}} = 0.33, X_{\text{Cel}} = 0.23$.

При увеличении содержания Al_2O_3 на 10% в породе сильно возрастает количество ставролита, появляется биотит и исчезает кианит (в об. %): $\text{St} 13.92, \text{Grt} 57.64, \text{Cpx} 16.08, \text{Bt} 8.17, \text{Ms} 3.68, \text{Rt} 0.51$. Гранат становится менее магнезиальным: $\text{Prp}_{0.34}\text{Grs}_{0.35}\text{Alm}_{0.30}\text{Sps}_{0.009}$, в ставролите магнезиальность также немного снижается $X_{\text{Mg}-\text{St}} = 0.74$. При дальнейшем увеличении глинозема на 20% в породе становится еще больше ставролита, сильно уменьшается содержание омфацита за счет развития амфибала, исчезает мусковит (в об. %): $\text{St} 17.37, \text{Grt} 52.19, \text{Cpx} 4.23, \text{Amp} 14.41, \text{Bt} 11.37, \text{Rt} 0.43$. Продолжает уменьшаться магнезиальность ставролита и граната: $\text{Prp}_{0.27}\text{Grs}_{0.41}\text{Alm}_{0.30}\text{Sps}_{0.01}, X_{\text{Mg}-\text{St}} = 0.72$, биотит преимущественно магнезиальный $X_{\text{Phl}} = 0.50, X_{\text{Eas}} = 0.23, X_{\text{Ann}} = 0.06$.

При уменьшении содержания Al_2O_3 от исходного состава на 10% ставролит не образуется, вместо этого развиваются тальк, лавсонит, появляется кварц (в об. %): $\text{Grt} (49.85) + \text{Cpx} (18.85) + \text{Ms} (11.73) + \text{Lws} (11.0) + \text{Tlc} (6.39) + \text{Ky} (0.66) + \text{Qz} (0.84), \text{Rt} (0.67)$.

В целом при увеличении содержания Al_2O_3 в породе сильно растет содержание ставролита (от 1 до 17.4 об. %), содержание граната и клинопироксена, наоборот, уменьшается, исчезает кианит и появляется биотит. При дальнейшем росте Al_2O_3 в породе исчезает мусковит, но при этом образуется амфибол. Уменьшается магнезиальность ставролита ($X_{\text{Mg}-\text{St}} = 0.76\text{--}0.72$) и граната ($\text{Prp} = 0.42\text{--}0.27$). При уменьшении содержания Al_2O_3 в породе ставролит не образуется, вместе с лавсонитом и тальком появляется кварц.

Влияние FeO_t в породе на устойчивость ставролита (рис. 4а). В точке $P = 28.0$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$ при исходном составе большую часть породы слагают гранат, клинопироксен и мусковит, в меньшем количестве присутствуют ставролит, кианит и рутил (в об. %): $\text{St} 1.04, \text{Grt} 65.38, \text{Cpx} 17.47, \text{Ms} 12.24, \text{Ky} 3.17, \text{Rt} 0.69$. Гранат имеет состав $\text{Prp}_{0.42}\text{Grs}_{0.30}\text{Alm}_{0.28}\text{Sps}_{0.008}$, а магнезиальность ставролита: $X_{\text{Mg}-\text{St}} = 0.76$.

При увеличении содержания FeO_t на 10% образуется большее количество ставролита, при этом уменьшается количество мусковита и исчезает кианит (в об. %): $\text{St} 5.47, \text{Grt} 65.37, \text{Cpx} 16.48, \text{Ms} 8.87, \text{Rt} 0.63$. Немного уменьшается магнезиальность граната и ставролита: $\text{Prp}_{0.38}\text{Grs}_{0.31}\text{Alm}_{0.30}\text{Sps}_{0.008}, X_{\text{Mg}-\text{St}} = 0.74$. При дальнейшем увеличении содержания FeO_t продолжает возрастать количество ставролита, при уменьшении клинопироксена и мусковита появляется биотит (в об. %): $\text{St} 7.13, \text{Grt} 64.80, \text{Cpx} 15.52, \text{Bt} 8.17, \text{Ms} 3.83, \text{Rt} 0.56$. Тенденция к уменьшению магнезиальности граната и ставролита сохраняется: $\text{Prp}_{0.35}\text{Grs}_{0.32}\text{Alm}_{0.32}\text{Sps}_{0.008}, X_{\text{Mg}-\text{St}} = 0.73$. Биотит в основном магнезиальный: $X_{\text{Phl}} = 0.59, X_{\text{Eas}} = 0.14, X_{\text{Ann}} = 0.05, X_{\text{Ti-Bt}} = 0.09$.

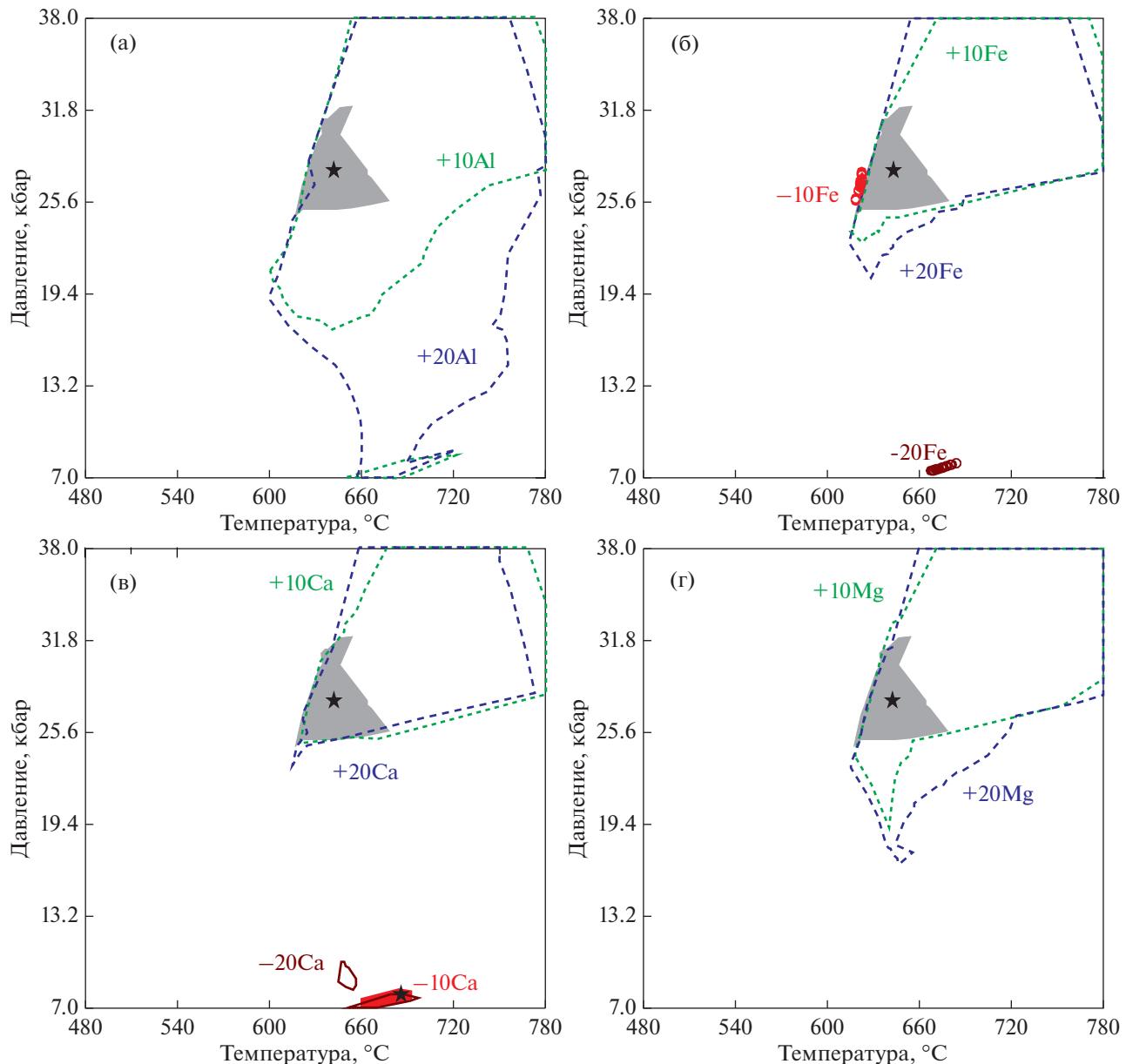


Рис. 4. Изменение конфигурации областей стабильности ставролитовых парагенезисов на P – T диаграммах при изменении содержания петрогенных компонентов в протолите. За базовый состав метабазита принят состав обр. Lm-185. (а) – Al_2O_3 , (б) – FeO_t , (в) – CaO , (г) – MgO . Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Таким образом, при увеличении в породе содержания FeO_t увеличивается количество ставролита (от 1 до 7 об. %) за счет исчезновения кианита и уменьшения доли мусковита. Также немного уменьшается магнезиальность граната и ставролита. При значительном увеличении FeO_t в породе развивается биотит. При уменьшении FeO_t область ставролитсодержащих парагенезисов сильно уменьшается, развивается амфибол, появляются плагиоклаз и кварц.

Влияние CaO в породе на устойчивость ставролита (рис. 4в). В точке $P = 28.0$ кбар, $T = 640^\circ\text{C}$

при исходном составе большую часть породы слагают гранат, клинопироксен и мусковит и меньшую ставролит, кианит и рутил (в об. %): St 1.04, Grt 65.38, Cpx 17.47, Ms 12.24, Ky 3.17, Rt 0.69. Состав граната $Prp_{0.42}Grs_{0.30}Alm_{0.28}Sps_{0.008}$, с ним равновесен ставролит с $X_{\text{Mg}-St} = 0.76$.

При увеличении содержания CaO в породе на 10% увеличивается количество ставролита, исчезает кианит и появляется биотит (в об. %): St 6.11, Grt 64.30, Cpx 16.98, Ms 7.73, Bt 4.27, Rt 0.61. Гранат становится менее пироповым, а состав ставролита не меняется $Prp_{0.37}Grs_{0.35}Alm_{0.28}Sps_{0.008}$, $X_{\text{Mg}-St} = 0.76$.

При дальнейшем повышении содержания CaO в породе на 20% немного увеличивается количество ставролита, исчезает мусковит и появляется цоизит (в об. %): *St* 7.79, *Grt* 61.22, *Cpx* 16.13, *Bt* 11.75, *Zo* 2.60, *Rt* 0.50. Гранат становится менее магнезиальным так же, как и ставролит *Prp*_{0.32}*Grs*_{0.39}*Alm*_{0.28}*Sps*_{0.009}, *X*_{Mg-*St*} = 0.74.

Таким образом, при увеличении содержания CaO увеличивается область стабильности парагенезисов и увеличивается количество ставролита от 1 до 7.8 об. %, исчезает кианит, биотит и появляется цоизит. Ставролит становится менее магнезиальным, в гранате уменьшается количество пиропа за счет увеличения гроссуляра. При уменьшении содержания CaO область ставролитсодержащих парагенезисов стабильна при низких давлениях, где развиты парагенезисы с преимущественным содержанием амфибола и плагиоклаза (анортита) и меньшим содержанием граната. Ставролит в низкобарической области заметно более железистый: *X*_{Mg-*St*} = 0.46.

Влияние MgO в породе на устойчивость ставролита (рис. 4г). В точке *P* = 28.0 кбар, *T* = 640°C при исходном составе большую часть породы слагают гранат, клинопироксен и мусковит, вместе с которыми присутствуют ставролит, кианит и рутил (в об. %): *St* 1.04, *Grt* 65.38, *Cpx* 17.47, *Ms* 12.24, *Ky* 3.17, *Rt* 0.69. Гранат имеет состав *Prp*_{0.42}*Grs*_{0.30}*Alm*_{0.28}*Sps*_{0.008}, ставролит состава: *X*_{Mg-*St*} = 0.76.

При увеличении содержания MgO в породе на 10% увеличивается количество ставролита, исчезает кианит и появляется биотит (в об. %): *St* 6.76, *Grt* 63.42, *Cpx* 17.29, *Ms* 6.41, *Bt* 5.53, *Rt* 0.58. В гранате немного уменьшается количество пиропа, составы остальных минералов практически не меняются. При увеличении содержания MgO на 20% от исходного исчезает мусковит, но при этом развивается хлоритоид (в об. %): *St* 5.02, *Grt* 60.84, *Cpx* 16.38, *Ctd* 5.57, *Bt* 11.66, *Rt* 0.53. За счет повышенной магнезиальности породы магнезиальность хлоритоида *X*_{Mg-*Ctd*} = 0.86, хотя в гранате немного уменьшается пироповая компонента: *Prp*_{0.38}*Grs*_{0.33}*Alm*_{0.28}*Sps*_{0.009}. В ставролите слегка увеличивается магнезиальность *X*_{Mg-*St*} = 0.77. Биотит также магнезиальный *X*_{*Phl*} = 0.64, *X*_{*Eas*} = 0.13, *X*_{*Ann*} = 0.04, *X*_{Ti-*Bt*} = 0.09. При уменьшении содержания MgO в породе на 10% ставролит не образуется, но появляются лавсонит и тальк.

Таким образом, при увеличении содержания MgO в породе увеличивается количество ставролита (от 1 до 5–6 об. %), исчезает кианит, появляются биотит и, что существенно, – магнезиальный хлоритоид (до 5.6 об. %). Уменьшается содержание пиропа в гранате, а состав ставролита практически не меняется. При уменьшении содержания MgO в породе ставролит не образуется.

Минеральные парагенезисы, последовательность минералообразования и изменение магнезиальности минералов

Общая характеристика минеральных парагенезисов и их смены с изменением температуры и давления приведена ниже на примере состава амфиболита, в котором содержания железа и магния примерно равны (обр. Lm-185, рис. 5а–5в). Смена минеральных парагенезисов рассмотрена для *P-T* диапазона, проходящего через ставролитовую область (рис. 5б). Для данного псевдосечения моделируется появление фазы ставролита после исчезновения таких Fe-Mg минералов, как хлорит, амфибол. Несколько раньше исчезает тальк, что затем знаменуется появлением кианита. При этом в ставролитовом парагенезисе присутствует значительное количество граната, мусковита (рис. 5б).

Характерно, что магнезиальность ставролита выше, чем у граната (рис. 5в), что соответствует ранее приведенным данным о таком соотношении при высоких давлениях (Koch-Müller, 1997). Отмечается слабая отрицательная корреляционная зависимость между магнезиальностью ставролита и магнезиальностью клинопироксена и граната, а также содержанием селадонитовой молекулы в мусковите (рис. 5в).

Таким образом, из рассмотренного примера следует, что повышенная магнезиальность ставролита в амфиболитах закономерно наследуется от высокомагнезиальных минералов, разложение которых привело к его появлению.

Оценка влияния состава метаморфического флюида на образование ставролитовых парагенезисов

Для оценки влияния состава флюида было произведено термодинамическое моделирование минералообразования при разном соотношении *H*₂*O* и *CO*₂ во флюиде. Состав флюида менялся от чистого водного до водно-углекислотного путем добавления *CO*₂ с шагом 0.2: *X*_{*CO*₂} = 0.0–0.8. При этом анализе использовались составы образцов метабазитов: 80 (Gil Ibarguchi et al., 1991), LMG (Tsujiomori, Liou, 2004) и Lm-185 (Faryad, Hoinkes, 2006), которые, кроме высокого содержания глиноzemата, существенно отличаются друг от друга значением отношения Fe/Mg, что оказалось критичным для образования ставролита.

Для обр. 80 минеральные парагенезисы с участием чистого водного флюида были охарактеризованы выше (см. рис. 2). С повышением во флюиде доли углекислоты до 0.8 области стабильности ставролитсодержащих парагенезисов сильно расширяются и смешаются в сторону низких температур и давлений (рис. 6а). Например, при повышении *X*_{*CO*₂} на 0.2 происходит смещение границ *St*-областей на 20–30°C и ~1 кбар. Стоит отме-

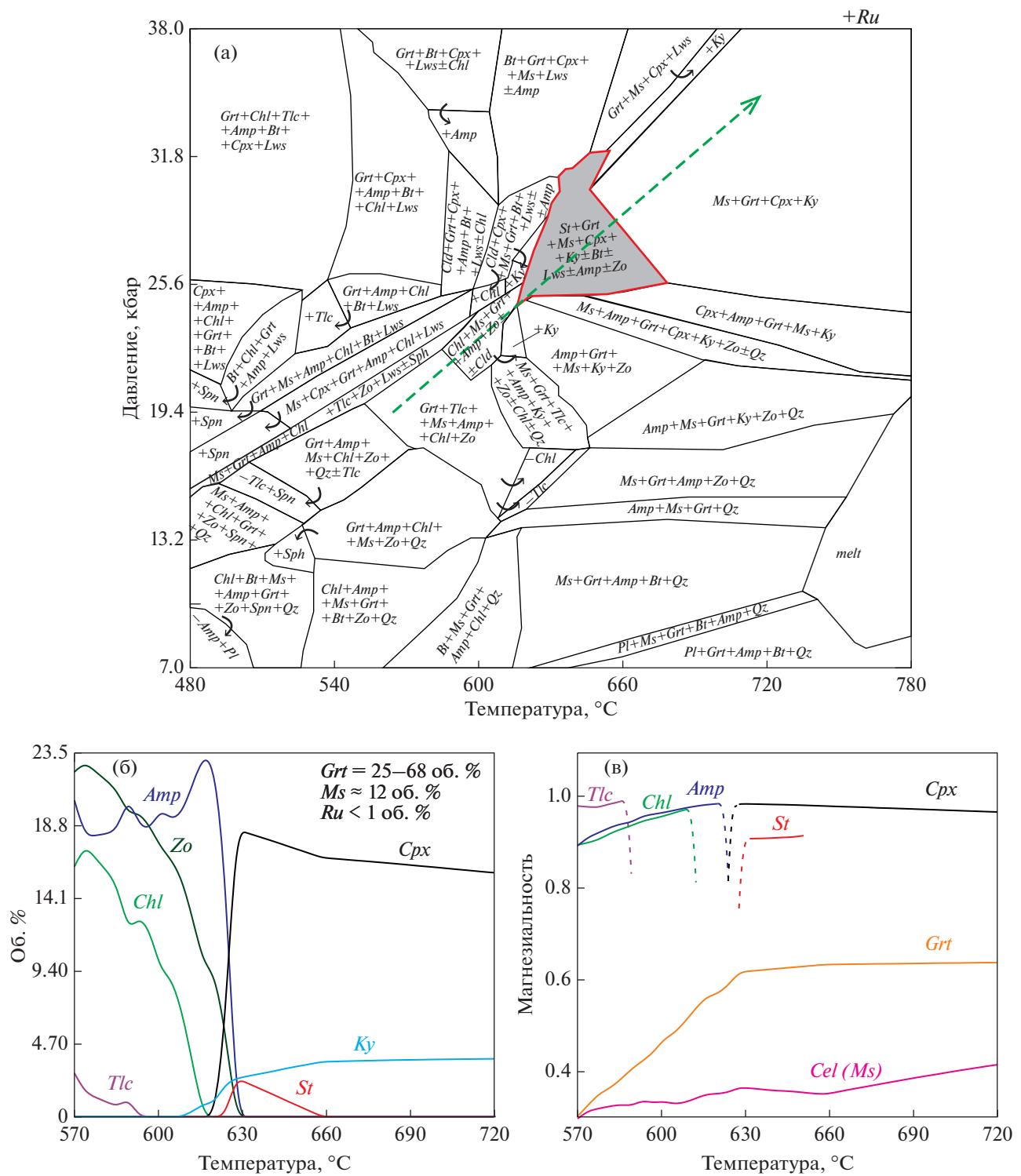
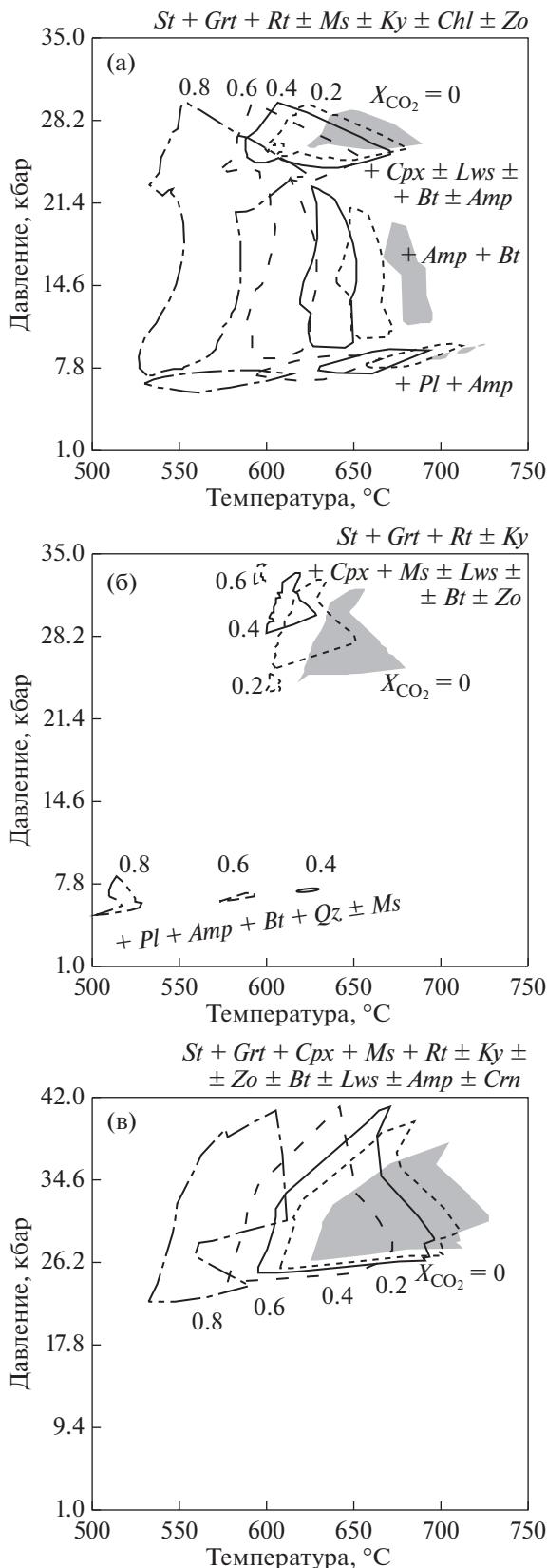


Рис. 5. Диаграммы, характеризующие минеральные парагенезисы, последовательность минералообразования и изменение магнезиальности минералов для выбранного $P-T$ диапазона и тренда.
 (а) – $P-T$ диаграмма (псевдосечение) полей устойчивости минералов для состава обр. Lm-185. Красной линией оконтурена St -область. Знаками “+” и “–” показано наличие или отсутствие минеральной фазы в указанной стрелкой области. Зеленой пунктирной линией показан $P-T$ тренд, по которому анализируется изменение содержания минералов и их магнезиальность (рис. 5б, 5в); (б) – содержание минералов (об. %) в породе для выбранного $P-T$ тренда; (в) – изменение магнезиальности железо-магнезиальных минералов по указанному $P-T$ тренду.



тить, что при $X_{\text{CO}_2} = 0.6$ высокобарическая и среднебарическая области сливаются в одну, которая максимально расширяется при $X_{\text{CO}_2} = 0.8$ в точке $P = 7.6\text{--}30$ кбар, $T = 530\text{--}630$ °C. Качественных минеральных изменений при этом не наблюдается.

Для образца амфиболита LMG, в котором при водном флюиде моделируется довольно широкая $P\text{-}T$ область ставролитсодержащих минеральных парагенезисов (рис. 6б), при повышении доли X_{CO_2} St -область смещается в сторону более низких температур, расширяясь по оси давления. При $X_{\text{CO}_2} = 0.8$ ставролит стабилен в диапазоне $P = 20\text{--}41$ кбар, $T = 520\text{--}610$ °C, однако при $P = 23\text{--}26$ кбар область сильно сужается по оси температуры: $T = 540\text{--}560$ °C. Качественных минеральных изменений не наблюдается.

Для обр. Lm-185 наблюдается сильная разница между положением областей устойчивости ставролитсодержащих парагенезисов при чистом водном флюиде и водно-углекислотном (рис. 6в). При $X_{\text{CO}_2} = 0.2$ область стабильности ставролитсодержащих парагенезисов смещается на ~ 1.5 кбар в сторону более высоких давлений и на ~ 20 °C в сторону низких температур. При $X_{\text{CO}_2} = 0.4$ высокобарическая область уменьшается и смещается в сторону более высоких давлений и низких температур. Также появляется небольшая низкобарическая область при $P = 6\text{--}6.5$ кбар, $T = 620\text{--}635$ °C, где развиты парагенезисы ставролита с амфиболом, пластиоклазом и кварцем. При $X_{\text{CO}_2} = 0.6$ высокобарическая St -область сильно уменьшается и смещается в сторону высоких давлений $P = 32\text{--}34$ кбар и низких температур $T = 580\text{--}600$ °C. Низкобарическая область, наоборот, расширяется и смещается в сторону более низких P и T . При $X_{\text{CO}_2} = 0.8$ остается только низкобарическая область, которая расширяется и смещается в сторону низких температур: $P = 4.5\text{--}8$ кбар, $T = 500\text{--}530$ °C.

Таким образом, с повышением доли углекислоты в водно-углекислотном флюиде области стабильности ставролитовых парагенезисов систематически смещаются в сторону более низких температур. Для части метабазитов (обр. 80 и LMG) с увеличением X_{CO_2} области стабильности ставролита расширяются как по оси давления, так и по оси температуры, тогда как в случае с обр. Lm-185 высокобарическая область, наоборот, уменьшается, сильно смещаясь вверх по оси дав-

Рис. 6. Изменение конфигурации полей стабильности ставролитовых парагенезисов в зависимости от доли CO_2 в водно-углекислотном флюиде.

Серым цветом показано положение St -области при чистом водном флюиде, различными линиями – при вариации X_{CO_2} во флюиде от 0.2 до 0.8. (а) – моделирование для состава обр. 80, (б) – для обр. Lm-185, (в) – для обр. LMG.

ления. Низкобарическая область, где развиты парагенезисы ставролита с *Amp*, *Pl*, *Qz*, появляется только при $X_{\text{CO}_2} = 0.4$, а при дальнейшем увеличении доли углекислоты во флюиде расширяется.

Отмеченные особенности изменения конфигурации ставролитовых областей при разном содержании CO_2 во флюиде можно объяснить изменением активности воды во флюиде, уменьшение которой с ростом X_{CO_2} приводит к сокращению температурной стабильности водосодержащих минералов, вместо которых образуются “сухие” минеральные виды, включая ставролит.

Оценка влияния $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в породе на стабильность ставролита

Ранее при моделировании процессов минералообразования было выявлено (White et al., 2000), что при анализе устойчивости ставролита необходимо учитывать содержание трехвалентного железа в породе. Хотя часто затруднительно достоверно судить о величине $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ в породе на этапе минералообразования, но если предположить, что $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в базитах было равным 0.15 (Brooks, 1976) или 0.20–0.25 (Hughes, Hussey, 1979), то выявляется некоторое небольшое увеличение области стабильного существования ставролита по сравнению с составом, где $\text{FeO}_t = \text{FeO}$. Однако, учитывая слабую изученность термодинамических свойств силикатов, содержащих трехвалентное железо, следует с осторожностью относиться к результатам таких расчетов. По этой причине мы придерживались схемы расчетов без учета Fe^{3+} .

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ МОДУЛЕЙ

Широкое разнообразие природных минеральных ассоциаций в метабазитах указывает на сильную зависимость числа фаз и их соотношений от *P-T* условий, валового химического состава горных пород и состава флюида (рис. 6а–6в, рис. 7). Содержание Al в породе имеет решающее значение и контролирует возникновение роговой обманки и ставролита. Такой вывод согласуется с данными Дж. Арнольда с соавторами (Arnold et al., 2000) о том, что в породе с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 = 35$ мас. % от общего количества $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$, ставролит образуется при температурах выше 550°C, а роговая обманка – выше 595°C. При этом X_{Mg} ставролита находится в диапазоне от 0.2 до 0.7. Термодинамическое моделирование в программе THERMOCALC (Powell, Holland, 1988) показало, что парагенезисы со ставролитом и роговой обманкой могут возникать в диапазоне давлений 4–10 кбар при темпе-

ратурах 560–650°C. В таких породах, за исключением более глиноземистых и богатых железом составов, ставролитовые парагенезисы занимают узкое окно давления–температуры (Arnold et al., 2000). Аналогично, Т. Цуджимори и Ж. Лиу (Tsujimori, Liou, 2004) считают, что ассоциация *Hbl* + *Czo* + *Ky* ± *St* + *Pg* + *Ab* ± *Crn* в богатых алюминием метабазитах характерна для метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации высокого давления.

Хотя присутствие ставролита в “типичных” амфиболитах может указывать на метаморфизм при относительно высоком давлении, в более глиноземистых составах их интерпретация менее однозначна. Из-за высокой вариативности ставролитсодержащих ассоциаций последовательность формирования минералов во время метаморфизма неясна (Arnold et al., 2000; Faryad, Hoinkes, 2006).

Затруднения с определением места ставролита в минеральных парагенезисах метабазитов связаны с тем, что этот минерал описан в них много реже, чем в метапелитах. Одним из объяснений (Purtscheller, Mogessie, 1984) этого является сложность идентификации *St*-фазы в амфиболитах из-за небольшого размера зерен.

Хотя ставролит и кианит встречаются в породах амфиболитовой фации и обычно ассоциируются с парагонитом и гранатом, однако амфибол может отсутствовать в некоторых богатых Al метабазитах (Faryad, Hoinkes, 2006). Присутствие ставролита задокументировано в метабазитовых породах, содержащих ортоамфибол – жедрит (Spear, 1977, 1978, 1980).

Из сказанного выше следует, что появление *St* в породах метабазитового состава контролируется многими факторами, а не только высокой глиноземистостью. На образование ставролита и кианита сильно влияет содержание в породе Fe и Mg (Arnold et al., 2000; Faryad, Hoinkes, 2006). Иногда заметную роль играет и K_2O . Низкое содержание K_2O сдерживает образование калиевого полевого шпата, в таком случае, при наличии избыточного Al , который ограниченно входит в состав плагиоклаза, при высоком содержании Fe возникают условия, благоприятные для появления ставролита.

Данные из работы (Faryad, Hoinkes, 2006) показывают, что ставролит в высокоглиноземистых метабазитах может образовываться при $T = 570^\circ\text{C}$, $P > 10$ кбар с клиноцизитом или при $T = 540$ – 450°C , $P = 7$ – 8 кбар с плагиоклазом. Отсутствие хлоритоидов в изученных авторами образцах предполагает либо его полное замещение, либо *P-T* тренд прогрессивного метаморфизма вне поля хлоритоидов (Faryad, Hoinkes, 2006).

Для метабазитов характерен более магнезиальный ставролит по сравнению со ставролитами из метапелитов. В 1980-х годах в метаморфических

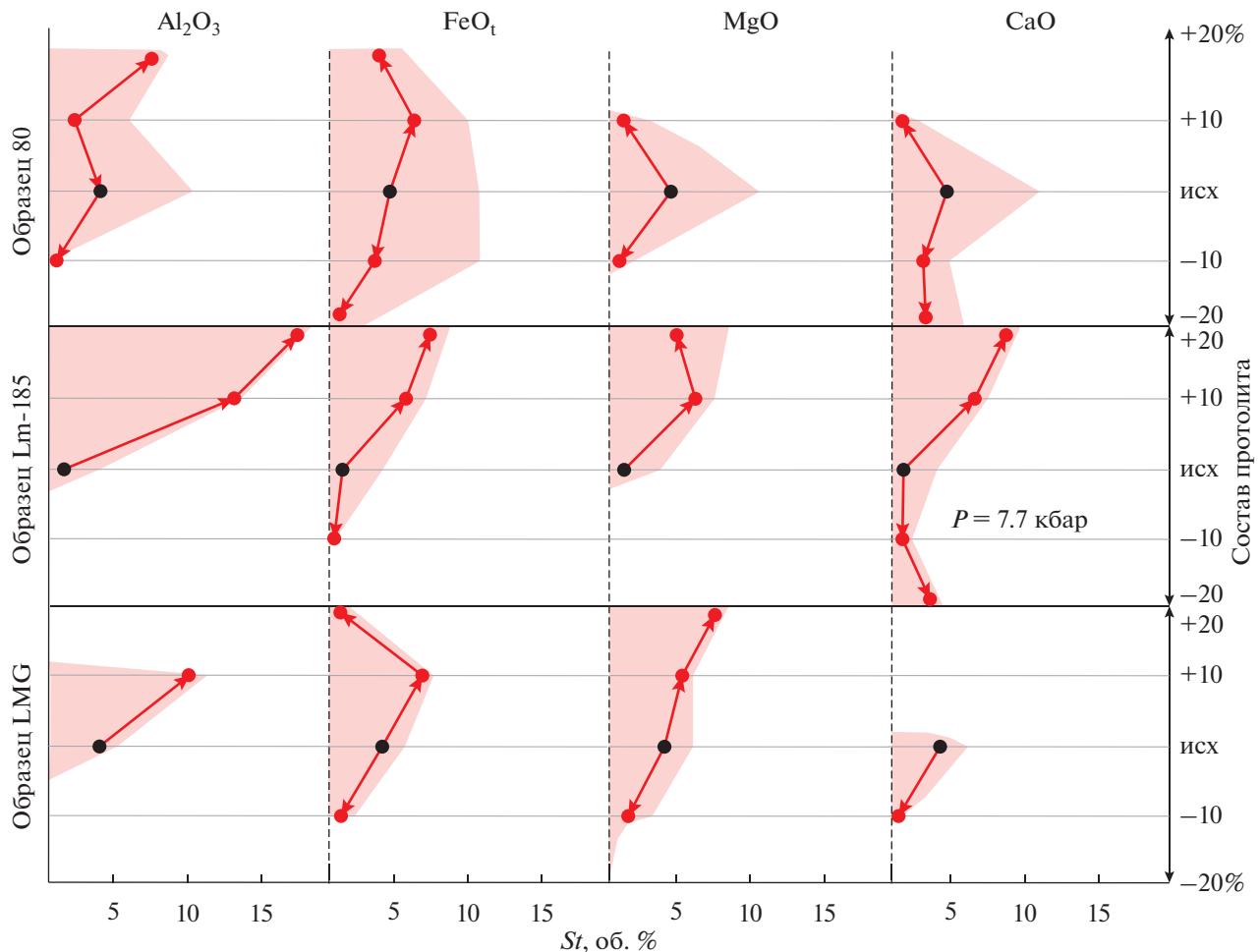


Рис. 7. Изменение содержания ставролита (об. %) в метабазитах в зависимости от изменения содержания петrogenических компонентов (Al_2O_3 , FeO_t , MgO , CaO) на ± 10 и $\pm 20\%$ для различных исходных составов протолита.

породах высокого давления впервые был обнаружен ставролит, в котором значительное количество Fe^{2+} замещается магнием (Schreyer et al., 1984). Затем были выявлены и другие находки магнезиального ставролита в метабазитовых породах (например, Enami, Zang 1988; Gil Ibarguchi et al., 1991). Один из первых исследованных магнезиальных ставролитов ($X_{\text{Mg}} = 0.965$) из массива Дора-Майра в Западных Альпах (Simon et al., 1997; Simon, Chopin, 2001) характеризуется высоким содержанием H^+ , и считается, что он был образован при метаморфизме сверхвысокого давления при $T = 700^\circ\text{C}$ и $P = 30$ кбар (Simon et al., 1997; Simon, Chopin 2001).

Ставролиты с X_{Mg} до ~ 0.4 – 0.6 были обнаружены в различных типах пород, метаморфизованных при высоких давлениях (Schreyer et al., 1984; Ward, 1984, Grew, Sandiford, 1984; Niccollet, 1986). Часто богатые магнием ставролиты существуют с корундом. Это указывает на то, что недонасыщенная кремнеземом среда является одним из факторов

образования богатых магнием ставролитов (например, Schreyer, 1967; Grew, Sandiford, 1985). Однако важно учесть, что эти наблюдения магнезиального ставролита относятся к специфическим по составу метапелитам, недосыщенным калием (см. Кориковский, 1979), в которых вместе со ставролитом устойчивы амфиболы ряда жедрит–антофиллит, Al_2SiO_5 , кордиерит, гранат, ортопироксен и другие минералы. Установлено, что магнезиальность ставролита нелинейно зависит от изменения величины давления, о чем дополнительно будет сказано ниже. Следует иметь в виду, что детальное изучение ставролита позволило выявить, что изоморфные замещения железа у этого минерала возможны не только магнием, но и кобальтом, цинком, марганцем и, предположительно, кальцием (Федькин, 1975). Как такие изоморфные примеси влияют на устойчивость ставролита методами термодинамического моделирования пока невозможно установить в силу слабой изученности свойств таких ставролитов.

Таблица 2. Петрохимические модули для трех групп метабазитов, отличающихся по соотношению FeO/MgO

Метабазиты	FeO/MgO	MgO/CaO	CaO/FM^*	$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FM}$	
1 группа	≥ 1	0.33	1.11	2.07	max
		0.29	0.97	1.77	min
2 группа	~ 1	1.21	0.52	1.37	max
		0.97	0.45	1.23	min
3 группа	≤ 1	1.31	0.67	1.22	max
		1.11	0.58	1.21	min

Примечание. * FM = $\text{FeO}_t + \text{MgO}$.

В. Шрейер (Schreyer, 1967) предположил, что отсутствие природного магнезиального ставролита в верхней мантии, где достигаются P - T условия, необходимые для образования магнезиального ставролита (т.е. выше 11 кбар), связано с отсутствием высокоглиноземистых пород. Он также предположил, что магнезиальный ставролит и кварц несовместимы из-за появления кианита или других силикатов магния. Действительно, кианит и другие глиноземистые минералы типичны для эклогитов высокого давления (например, Dawson, 1980), а разрушение этих минералов при понижении температуры может привести к образованию богатого магнием ставролита.

Обсуждая проблему источника высокой глиноземистости пород на мантийном уровне, высказано предположение, что ставролит может появляться при высокобарическом метаморфизме в основных породах с примесью материала субдукционных толщ коры, отличающихся богатым содержанием глинозема (Hellman, Green, 1979).

Экспериментально доказано (Hellman, Green, 1979) образование ставролита в породе основного состава при высоком давлении в водной среде. Эксперименты по определению устойчивости Mg-ставролита в системе $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ (Fockenberg, 1995) при разном давлении воды показали стабильность минерала при $P=12-66$ кбар и $T=608-918^\circ\text{C}$. Как правило, содержание водорода в Mg-ставролите увеличивается с увеличением давления (Holdaway et al., 1995; Fockenberg, 1995).

Есть немногочисленные примеры образования Mg-ставролита при весьма высоких температурах ($>900-1000^\circ\text{C}$), как, например, в центральной зоне комплекса Лимпопо в Южной Африке (Schreyer et al., 1984; Tsunogae, Van Reenen, 2010), где магнезиальный ($X_{\text{Mg}}=0.44-0.58$) ставролит встречается в парагенезисе с сапфирином и кварцем. Другая находка сделана на юге Индии (Tsunogae, Santosh, 2003; Santosh et al., 2004; Shimpo et al., 2006), где вместе с магнезиальным ($X_{\text{Mg}}\sim 0.58$) акцессорным ставролитом в породе встречаются гранат, жедрит, сапфирин, корунд, шпинель и рутил.

Ставролит может иметь X_{Mg} меньше 0.3, что оказывается ниже, чем у существующих силикатных минералов: (например, Deer et al., 1982; Enami, 1988). Однако хорошо известно, что $K_D^{\text{Fe-Mg}}$ у ставролита, например, в паре с гранатом имеет точку инверсии с ростом давления (Koch-Müller, 1997). Ставролитсодержащие породы, бедные калием (без мусковита и калиевого полевого шпата), иногда характеризуются специфическими парагенезисами с жедритом и кордиеритом, в них предельная магнезиальность St , Grt при тех же P - T , что и в окружающих Ms -содержащих метапелитах значительно повышена. Также известно из наблюдений, что реакции проградного образования и разложения St совершенно иные: например, наблюдаются кордиеритовые каймы вокруг ставролита (Mezger, Passchier, 2003).

Магнезиальный ставролит был синтезирован при $T=700-950^\circ\text{C}$ и $P>11$ кбар (Schreyer, 1967; Schreyer Seifert, 1969). Богатый магнием ставролит ($X_{\text{Mg}}=0.53-0.57$) экспериментально получен из оливинового толеита при $T=740-760^\circ\text{C}$ и $P=24-26$ кбар (Hellman, Green, 1979).

Эти и другие экспериментальные работы предполагают, что богатый Mg ставролит может встречаться в богатых Mg и Al метаморфических породах, которые образовывались при высокой температуре и давлении, что согласуется с результатами нашего моделирования.

Таким образом, составы метабазитов, благоприятные для образования ставролита, наиболее полно характеризуют количество в них Al_2O_3 , MgO , FeO_t , CaO , а так как содержания других петрогенных компонентов меньше или близки к единице, их вариации практически не влияют на образование ставролита. Исходя из этого, в качестве петрохимических модулей авторы выбрали следующие соотношения: MgO/CaO , CaO/FM , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FM}$. Учитывая особенности полей устойчивости ставролита в протолитах разной железистости, эти петрохимические модули рассчитаны раздельно для трех групп составов метабазитов, контрастно отличающихся по величине FeO/MgO (табл. 2, рис. 8).

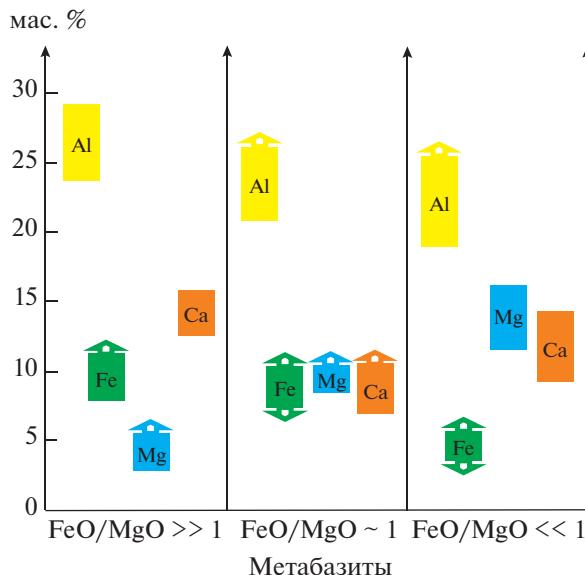


Рис. 8. Диапазоны содержаний компонентов (Al_2O_3 , FeO_t , MgO , CaO) базитовых протолитов, в которых можно ожидать образования ставролита при метаморфизме средних и высоких давлений.

По величине предложенных петрохимических модулей можно ориентировочно спрогнозировать возможность появления ставролита по базитовому протолиту при метаморфизме средних и высоких давлений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большое разнообразие в метабазитах минеральных ассоциаций со ставролитом указывает на то, что на образование его парагенезисов влияет множество факторов: P - T условия метаморфизма, валовый химический состав протолитов и состав флюида. Для понимания общих закономерностей формирования ставролита в группе метабазитов следует выделять подгруппы пород с различными диапазонами содержаний Fe, Mg, Ca, Al, так как соотношение этих компонентов по-разному влияет на конфигурацию и количество P - T областей, в которых устойчив ставролит. Эта особенность характерна для метабазитов и не свойственна для метапелитов.

Ключевые факторы и условия появления ставролита следующие:

1. Ставролит наиболее характерен для метабазитов средне- и высокобарического уровня метаморфизма.

2. Содержание глинозема в метабазитах имеет решающее значение для возникновения парагенезисов со ставролитом, оно также прямо контролирует конфигурацию области(ей) устойчивости ставролита в P - T пространстве.

3. Увеличение содержания FeO_t в породе закономерно снижает магнезиальность ставролита. При значительном уменьшении FeO_t вместо ставролита развиваются амфибол и/или биотит.

4. Изменение содержания CaO заметно меняет конфигурацию ставролитовых областей: при незначительном увеличении CaO ставролитовая область расширяется в высокобарическую сторону. Существует предельное количество кальция в породе, когда ставролит перестает образовываться. С ростом содержания CaO магнезиальность ставролита уменьшается, что обычно определяется доминированием более магнезиального по сравнению со ставролитом амфибила и/или клинопироксена, а в ряде случаев – биотита. Снижение содержания кальция в породе менее критично для устойчивости ставролита: при низких давлениях развиваются его парагенезисы с амфиболом и плагиоклазом с подчиненным количеством граната.

5. Роль количества магния в метабазитах проявляется в том, что при уменьшении содержания MgO количество ставролита резко снижается, также одновременно уменьшается его магнезиальность.

6. Увеличение мольной доли CO_2 в водно-углекислотном флюиде приводит к смещению ставролитовых областей на P - T диаграммах в область более низких температур и повышенных давлений.

Благодарности. Авторы весьма признательны рецензентам И.И. Лиханову и К.А. Савко за тщательное рецензирование статьи и советы по ее улучшению и дополнению.

Источник финансирования. Работа выполнена за счет финансирования темы НИР ИГГД РАН FMUW-2022-0002 Минобрнауки России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К. Петрохимические критерии появления ставролита в метапелитах при среднетемпературном метаморфизме низких и средних давлений // Петрология. 2021. Т. 29. № 4. С. 536–551.
- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 264 с.
- Федыкин В.В. Ставролит. Состав, свойства, парагенезисы и условия образования. М.: Наука, 1975. 271 с.
- Arnold J., Powell R., Sandiford M. Amphibolites with staurolite and other aluminous minerals: Calculated mineral equilibria in NCFMASH // J. Metamorph. Geol. 2000. V. 18. № 1. P. 23–40.
- Brooks C.K. The $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio of basaltic analyses: An appeal for a standardized procedure // Bull. Geol. Soc. Denmark. 1976. 25. P. 117–120.
- Connolly J.A. Multivariable phase–diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 666–718.

- Dawson J.B. Kimberlites and Their Xenoliths. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1980. 252 p.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. Rock-forming Minerals. Vol. 1a: Orthosilicates. N.Y.: Halsted Press, 1982. P. 1–936.
- Enami M., Zang Q. Magnesian staurolite in garnet-corundum rocks and eclogite from the Donghai district, Jiangsu Province, Eas China // Amer. Mineral. 1988. V. 73. P. 48–58.
- Faryad S.W., Hoinkes G. Reaction textures in Al-rich metabasite; implication for metamorphic evolution of the Easern border of the Middle // Lithos. 2006. V. 90. P. 145–157.
- Fockenberg T. Synthesis and chemical variability of Mg-staurolite in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ as a function of water pressure // Eur. J. Mineral. 1995. V. 7. P. 1373–1380.
- Gil Ibarguchi J.I., Mendoza M. Mg- and Cr-rich staurolite and Cr-rich kyanite in high-pressure ultrabasic rocks (Cabo Ortegal, northwestern Spain) // Amer. Mineral. 1991. V. 76. P. 501–511.
- Grew E.S., Sandiford M. Staurolite in a garnet-hornblende-biotite schist from the Lanterman Range, northern Victoria Land, Antarctica // Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1985. V. 9. P. 396–410.
- Hellman P.L., Green T.H. The high-pressure experimental crystallization of staurolite in hydrous marie compositions // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 68. P. 369–372.
- Helms T.S., McSween H.Y., Laolka T.C., Jarosewich F.E. Petrology of a Georgia Blue Ridge ampibolite unit with hornblende-gedrite-kyanite-staurolite // Amer. Mineral. 1987. V. 72. P. 1086–1096.
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay B. Thermodynamic properties of stoichiometric staurolite $H_2Fe_4Al_{18}Si_8O_{48}$ and $H_6Fe_2Al_{18}Si_8O_{48}$ // Amer. Mineral. 1995. V. 80. 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. Metamorph. Geol. 2011. V. 29. P. 333–383.
- Hughes C.J., Hussey E.M. Standardized procedure for presenting corrected Fe_2O_3/FeO ratios in analyses of fine-grained mafic rocks // N. Jb. Mineral. Mh. 1979. V. 12. P. 570–572.
- Humphreys H.S. Metamorphic evolution of ampibole-bearing aluminous gneisses from the Easern-Namaqua Province, South Africa // Amer. Mineral. 1993. V. 78. P. 1041–1055.
- Koch-Müller M. Experimentally determined Fe-Mg exchange between synthetic staurolite and garnet in the system $MgO-FeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // Lithos. 1997. V. 41. P. 185–212.
- Kuhns R.J., Sawkin F.J., Ito E. Magmatism, metamorphism and deformation at Helmo, Ontario, and the timing of Au-Mo mineralization in the golden mine // Econ. Geol. Bull. Soc. Econ. Geol. 1994. V. 89. P. 720–756.
- López V., Soto J. Metamorphism of calc-silicate rocks from the Alboran Basement // Eds. R. Zahn, M. Comas, A. Klaus. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1991. V. 161. P. 251–259.
- Mezger J.E., Passchier C.W. Polymetamorphism and ductile deformation of staurolite-Crndierite schist of the Bossost Dome: Indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrenees // Geol. Mag. 2003. V. 140. № 5. P. 595–612.
- Nicollet C. Saphirine et staurotide riche en magnésium et chrome dans les amphibolites et anorthosites à corindon du Vohibory Sud, Madagascar // Bull. Mineral. 1986. V. 109. P. 599–612.
- Powell R., Holland T.J.B., Worley B. Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations, with examples using THERMOCALC // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 577–588.
- Purtscheller F., Mogessie A. Staurolite in gamet ampibolite from Sölden, Ötztal Old Crystalline Basement, Austria // Tscherms Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. 1984. V. 32. P. 223–233.
- Ríos C.A., Castellanos O.M. First report and significance of the staurolite metabasites associated to a sequence of calc-silicate rocks from the Silgará Formation at the central Santander Massif, Colombia // Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. 2014. V. 38. № 149. P. 418–429.
- Ríos C.A., Castellanos O.M., Gómez S.I., Avila G. Petrogenesis of the metacarbonate and related rocks of the Silgará Formation, central Santander Massif, Colombian Andes: An overview of a “reaction calcic exoscar” // Earth Sci. Res. J. 2008. V. 12. P. 72–106.
- Santosh M., Tsunogae T., Koshimoto S. First report of sapphirine-bearing rocks from the Palghat-Cauvery Shear Zone System, Southern India // Gondwana Res. 2004. V. 7. P. 620–626.
- Schreyer W., Seifert F. High-pressure phases in the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ // Amer. J. Sci. 1969. V. 267-A. P. 407–443.
- Schreyer W. A reconnaissance study of the system $MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ at pressures between 10 and 25 kb // Carnegie Inst. Wash. Year Book. 1967. V. 6. P. 380–392.
- Schreyer W., Horrocks P.C., Abraham K. High-magnesium staurolite in a sapphirine-garnet rock from the Limpopo Belt, Southern Africa // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 200–207.
- Selverstone J., Spear F.S., Franz G., Morteani G. P-T-t paths for hornblende + kyanite + staurolite garbenschists: High-pressure metamorphism in the western Tauern Window, Australia // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 501–531.
- Shimpo M., Tsunogae T., Santosh M. First report of garnet-corundum rocks from Southern India: Implications for prograde high-pressure (eclogite-facies?) metamorphism // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 242. P. 111–129.
- Simon G., Chopin C. Enstatite-sapphirine crack-related assemblages in ultrahigh-pressure pyrope megablasts, Dora-Maira massif, western Alps // Contrib. Mineral. Petrol. 2001. V. 140. P. 422–440.
- Simon G., Chopin C., Schenk V. Near-end-member magnesiochloritoid in prograde-zoned pyrope, Dora-Maira massif, western Alps // Lithos. 1997. V. 41. P. 37–57.
- Spear F.S. Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond Volcanics, Vermont // Carnegie Inst. Wash. Year Book. 1977. V. 76. P. 613–619.
- Spear F.S. Petrogenetic grid for amphibolites from the Post Pond and Ammonoosuc Volcanics // Carnegie Inst. Wash. Year Book. 1978. V. 77. P. 805–808.
- Spear F.S. The gedrite-anthophyllite solvus and the composition limits of orthoamphibole from the Post Pond Volcanics, Vermont // Amer. Mineral. 1980. V. 65. № 11–12. P. 1103–1118.

- Spear F.S.* Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond Volcanics, Mt. Cube quadrangle, Vermont // *J. Petrol.* 1982. V. 23. P. 383–426.
- Thompson A.* Calc-silicate diffusion zones between marble and pelitic schist // *J. Petrol.* 1975. V. 16. P. 314–346.
- Tsujimori T., Liou J.G.* Metamorphic evolution of kyanite-staurolite-bearing epidote-ampibolite from the Early Palaeozoic Oeyama belt, SW Japan // *J. Metamorph. Geol.* 2004. V. 22. P. 301–313.
- Tsunogae T., Santosh M.* Sapphirine and corundum-bearing granulites from Karur, Madurai Block, Southern India // *Gondwana Res.* 2003. V. 6. P. 925–930.
- Tsunogae T., van Reenen D.D.* High-pressure and ultrahigh-temperature metamorphism in the Central Zone of the Limpopo Complex, southern Africa // *Geol. Soc. Amer.* 2010. P. 1130/2011.1207(07)
- Ward C.M.* Magnesium staurolite and green chromian staurolite from Fiordland, New Zealand // *Amer. Mineral.* 1984. V. 69. P. 531–540.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- White R.W., Powell R., Holland T.J.B., Worley B.A.* The effect of TiO_2 and Fe_2O_3 on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolite facies conditions: Mineral equilibria calculations in the system K_2O – FeO – MgO – Al_2O_3 – SiO_2 – H_2O – TiO_2 – Fe_2O_3 // *J. Metamorph. Geol.* 2000. V. 18. P. 497–511.

Staurolite in Metabasites: *P-T-X* Conditions and the Ratios of Petrogenic Components as a Criterion of the Appearance of Staurolite

E. B. Borisova^{1, 2}, Sh. K. Baltybaev^{1, 2}, and J. A. D. Connolly³

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia*

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

³*Earth Sciences Department, ETH, Zurich, Switzerland*

In addition to the widespread Fe-Mg staurolite, typical for medium-temperature high-alumina metapelites, there are a number of finds of magnesian staurolite in metamorphosed mafic rocks – metabasites. Based on thermodynamic modeling and analysis of the mineral formation patterns, the most significant factors of the staurolite formation in metabasites have been revealed. For the formation of staurolite in metabasites, in contrast to staurolite in low- and medium-pressure metapelites, medium- and high-pressure conditions of metamorphism are necessary. An increase in the proportion of carbon dioxide in the composition of the water-carbon dioxide fluid has practically no effect on staurolite-forming mineral reactions, but leads to their shift to lower temperatures and higher pressures. Al, Fe, Mg, Ca are critical petrogenic rock components for the formation of magnesian staurolite, the contents and ratios of which primarily determine the stability of staurolite in metabasites. To understand the regularities of mineral formation, it seems appropriate to divide metabasites into subgroups of predominantly magnesian, iron-magnesian, and ferruginous protoliths. Based on this division, three petrochemical modules are proposed in the form of the ratio of rock-forming components: MgO/CaO , CaO/FM , Al_2O_3/FM , based on which it is possible to predict the appearance of staurolite in the basic rock when the corresponding *P-T* conditions of metamorphism are reached.

Keywords: staurolite, petrochemical module, metamorphism, mineral paragenesis, thermodynamic modeling, fluid, metabasite