

СИЛЛИМАНИТ-МУСКОВИТОВАЯ ЗОНА В МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ (Воронежский кристаллический массив)

К. А. САВКО

ГГП Воронежгеология, 394016, Воронеж, ул. Беговая, 205, Россия

Изучены минеральные парагенезисы и описаны характерные реакционные структуры для сланцев и гнейсов силлиманит-мусковитовой зоны в метаморфическом комплексе воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив). Закономерные изменения составов минералов с переходом к силлиманит-мусковитовой зоне — увеличение калиевости мусковитов и титанистости биотитов — интерпретируются с помощью прогрессивных метаморфических реакций. Кратко рассмотрены минеральные равновесия в графитсодержащих метапелитах.

PT-условия метаморфизма метапеллитов силлиманит-мусковитовой зоны оцениваются в 560—600 °C и 3—4 кбар.

Метапелиты, силлиманит-мусковитовая зона, псевдоморфозы по ставролиту, метаморфизм.

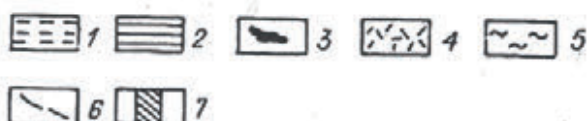
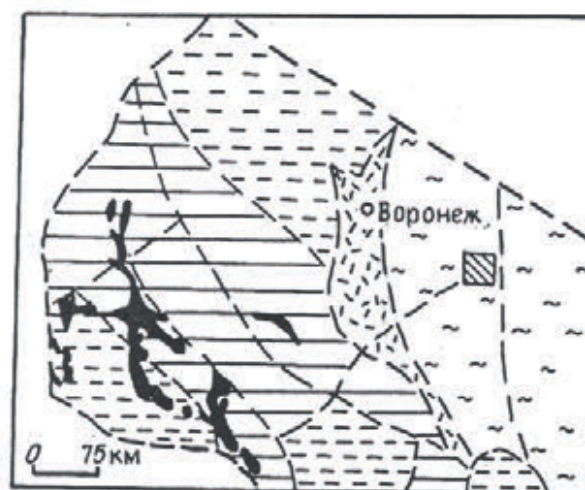
В настоящее время имеется достаточно много работ по метаморфизму метапелитов, однако большинство из них посвящены геотермобарометрии или картированию изоград. Силлиманит-мусковитовая зона является обычной в зональных метаморфических комплексах умеренных давлений, но в отличие от других более или менее высокотемпературных зон (ставролитовой, ставролит-силлиманитовой, силлиманит-калишпат-кордиеритовой) в ней отмечаются наиболее маломинеральные парагенезисы. Поэтому для изучения петрологии метапелитов силлиманит-мусковитовой зоны необходима детальная интерпретация имеющихся минеральных равновесий, реакционных структур и внутренней зональности минералов. Настоящая статья имеет именно эту цель.

Геологическая обстановка

Зонально метаморфизованные раннепротерозойские метапелиты воронцовской серии залегают в восточной части Воронежского кристаллического массива (рис. 1). Они повсеместно перекрыты осадочным чехлом мощностью свыше 80 м и прорваны многочисленными интрузиями от ультраосновного до кислого состава. Поэтому весь каменный материал представлен образцами из керна буровых скважин. Точки отбора образцов показаны на рис. 2, для проанализированных с помощью микрозонда приводятся их номера. Ранее при изучении метапелитов воронцовской серии было установлено 5 метаморфических зон [1]: гранатовая, ставролитовая, ставролит-силлиманитовая, силлиманит-мусковитовая и силлиманит-калишпат-кордиеритовая. Но в районе изучения метапелитов силлиманит-мусковитовой зоны наиболее высокотемпературная силлиманит-калишпат-кордиеритовая зона отсутствует, здесь закартированы три довольно больших поля распространения пород силлиманит-мусковитовой зоны (см. рис. 2).

Рис. 1. Обзорная схема тектонического строения ВКМ.

1 — протоплатформенные архейские блоки, 2 — мегаблок КМА, 3 — позднеархейские зеленокаменные пояса, 4 — Воронежский блок, 5 — восток ВКМ, 6 — глубинные разломы, 7 — район изучения метаморфических пород.



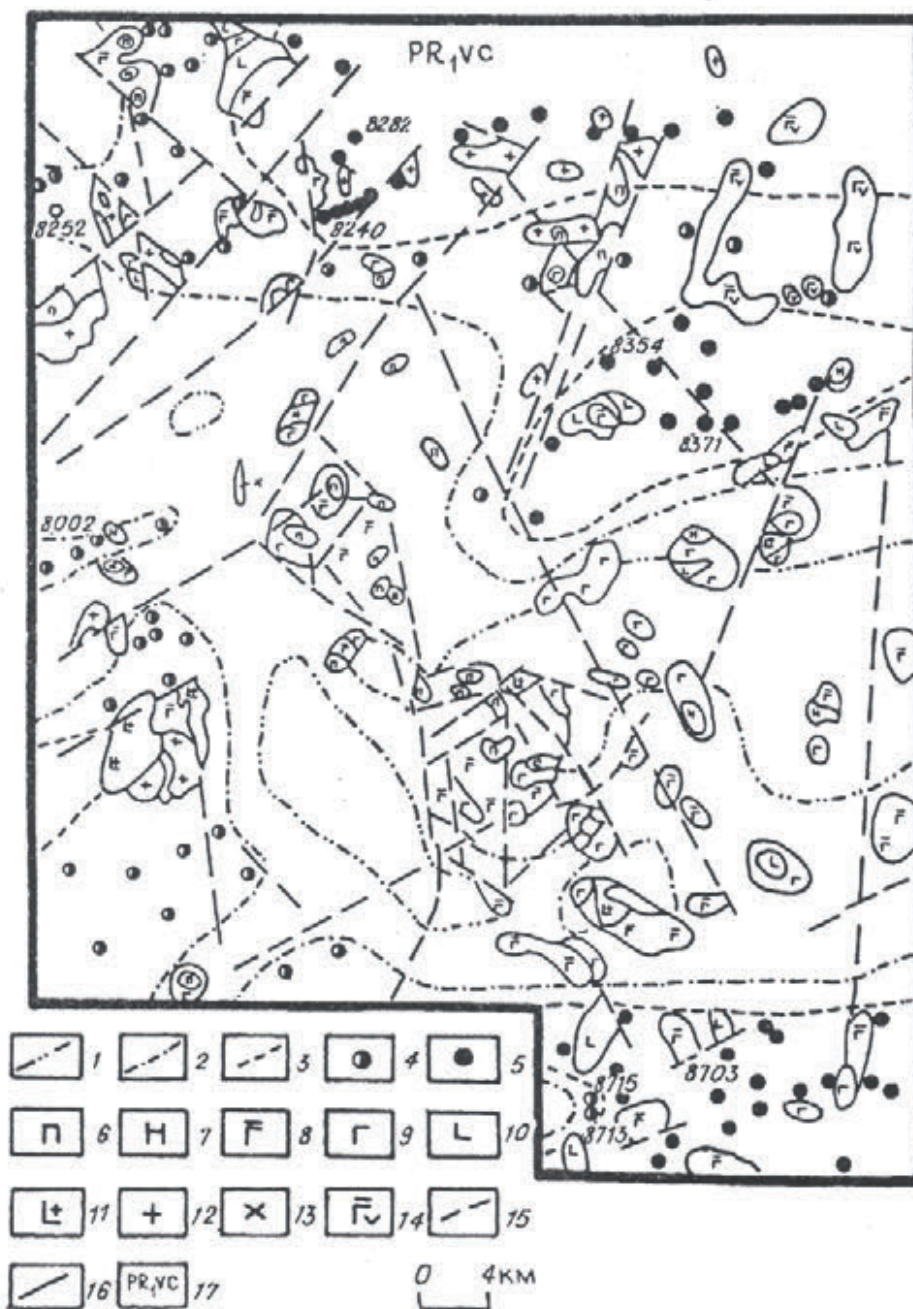


Рис. 2. Карта метаморфической зональности Еланского участка.

Изограды: 1 — ставролитовая, 2 — ставролит-силлиманитовая, 3 — силлиманит-мусковитовая; точки отбора образцов, содержащих парагенезисы (для проанализированных показаны их номера): 4 — ставролит-силлиманитовой зоны, 5 — силлиманит-мусковитовой зоны; интрузивные породы: 6 — перидотиты, 7 — пироксениты, 8 — габбро-нориты, 9 — нориты, 10 — диориты, 11 — гранодиориты, кварцевые диориты, 12 — граниты, 13 — сиениты, 14 — габбро-долериты, 15 — разрывные нарушения, 16 — геологические границы, 17 — индекс воронцовской серии.

Петрографическое описание

Метапелиты силлиманит-мусковитовой зоны представлены мусковит-биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, полностью утратившими бластосаммитовые структуры и содержащими силлиманит и часто гранат. Значительную часть разреза метапелитов силлиманит-мусковитовой зоны слагают „пятнистые” сланцы, где „пятна” представляют собой псевдоморфозы преимущественно мусковита по ставролиту.

Нижней границей зоны является полное исчезновение из ассоциаций ставролита, который может сохраняться только в виде реликтовых включений

в других минералах, верхней — полное исчезновение мусковита, совпадающее с появлением парагенезиса $Kfs+Sill+Cor^*$.

Установлено небольшое количество парагенезисов, наиболее маловариантным из которых является $Q + Pl + Bt + Ms + Grt + Sill \pm Kfs \pm Po \pm Py \pm Ilm \pm$ графит. Наиболее обычные акцессорные минералы представлены турмалином, цирконом, апатитом и рутилом. Иногда в породах присутствует андалузит, но он не рассматривается как стабильная фаза, что будет обсуждаться ниже. В нескольких образцах был установлен калиевый полевой шпат, обычно представленный решетчатым микроклином.

Среди метапелитов воронцовской серии иногда отмечаются породы, сильно обогащенные (до 15—20 %) графитом и сульфидами. Среди сульфидов, которые образуют как рассеянную вкрапленность, так и согласные со сланцеватостью прожилки мощностью до 5 мм, установлены (в порядке уменьшения модалного количества): пирротин, иногда с пламеневидными вростками структур распада пентландита, пирит, халькопирит и марказит.

Биотит является преобладающим (кроме кварца) минералом. С переходом к силлиманит-мусковитовой зоне количество его остается прежним или несколько увеличивается, но лейсты становятся крупнее (до 4—5 мм по удлинению), в гнейсах иногда изогнуты. В кристаллах биотита часто отмечаются и пучки фибrolита.

Количество мусковита также почти не изменяется за изоградой разложения ставролита, но лейсты становятся крупнее в результате перекристаллизации. В „пятнистых” сланцах мусковита содержится больше в псевдоморфозах, чем в матриксе. Подобные взаимоотношения наблюдал Ч. Гидотти [2] при описании метапелитов верхней силлиманитовой зоны в районе Оквоссок (штат Мэйн). Очень редко в лейстах мусковита сохраняются мелкие реликты ставролита.

В графитсодержащих сланцах часто отмечается обесцвечивание биотита с последующим замещением его мусковитом. При прорастании мусковита силлиманитом в слюде наблюдаются мелкие выделения сульфидов, имеющие закономерное расположение. Цепочки зерен как бы повторяют границы лейст.

Силлиманит у нижней границы зоны представлен преимущественно фибrolитом, прорастающим биотит, реже мусковит. С увеличением степени метаморфизма появляются удлиненно-призматические кристаллы, которые ассоциируют с мусковитом. В шлифах иногда отмечается андалузит, не имеющий реакционных отношений с силлиманитом.

С переходом к силлиманит-мусковитовой зоне увеличивается количество граната, он становится крупнее (до 5—6 мм в диаметре) и представлен чаще идиоморфными кристаллами, редко резорбированными, содержащими включения кварца, плагиоклаза, сульфидов. Иногда отмечается ретроградное замещение граната по краям хлоритом, но оно незначительно, и полные псевдоморфозы не наблюдались. Довольно обычными являются включения мелких гранатов в плагиоклазе и очень редко в кварце.

Количество плагиоклаза в сланцах не изменяется по сравнению со ставролит-силлиманитовой зоной, но увеличивается в гнейсах, и его кристаллы становятся преимущественно полисинтетически сдвойникованными.

Псевдоморфозы по ставролиту

Механизмы образования и роста псевдоморфоз слюды по ставролиту давно являются темой для дискуссий метаморфистов-петрологов и стали

* В статье приняты следующие сокращения: Ab — альбит, An_{41} — содержание анортитового компонента в плагиоклазе, And — андалузит, Anp — анцит, Bt — биотит, Chl — хлорит, Cor — кордиерит, Grt — гранат, Ilm — ильменит, Kfs — калиевый полевой шпат, Ms — мусковит, Pl — плагиоклаз, Po — пирротин, Py — пирит, Q — кварц, Sill — силлиманит, St — ставролит. $F = Fe/(Fe+Mg)$, ат. % кол. Относительно железистые, магниезальные, титанистые разновидности минералов обозначаются индексами Mg, Fe, Ti (Bt_{Fe} , Grt_{Fe}). Мусковиты, обогащенные натрием или калием, обозначаются индексами Na, K (Ms_K).

предметом ряда специальных публикаций [3—5]. Такие псевдоморфозы часто встречаются и в метапелитах воронцовской серии, метаморфизованных при *PT*-условиях ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой (рис. 3, обр. 8282/398) зон.

В верхней части ставролитовой зоны и нижней ставролит-силлиманитовой происходит окаймление ставролита чешуйками, которые по размерам несколько больше, чем лейсты в матриксе. С появлением силлиманита кристаллы ставролита становятся ангедральными, с признаками резорбции, уменьшаются в размерах, а каймы слюды вокруг его внешнего края делятся шире. В конце концов ставролит исчезает на границе с силлиманит-мусковитовой зоной, хотя отдельные реликтовые кристаллы, обогащенные цинком, могут сохраняться, а на его месте остается псевдоморфоза. Лейсты мусковита перекристаллизовываются в более крупные пластинки (до 1—2 мм). В некоторых случаях псевдоморфозы сохраняют формы типичных крестообразных двойников ставролита.

В рассматриваемых метапелитах встречаются псевдоморфозы трех типов: 1) состоящие на 80 % из мусковита с небольшим количеством кварца, плагиоклаза, биотита, ильменита; 2) реже — включающие мусковит и биотит в равных соотношениях и 3) очень редко — состоящие из биотита с подчиненным количеством мусковита. Отдельные крупные лейсты биотита из таких псевдоморфозов содержат пучки фибролита. Как показано С. Фостер [6], преобладающий тип псевдоморфоз определяется соотношением биотита, мусковита, плагиоклаза и ставролита в начальной стадии разложения последнего. Существенно биотитовые псевдоморфозы могут образовываться только в случае, если ставролит находился очень близко к появляющемуся силлиманиту.

Составы минералов

Так как минеральные парагенезисы силлиманит-мусковитовой зоны включают небольшое число фаз (рис. 4), было проанализировано только пять образцов. Результаты анализов приведены в табл. 1, зарисовки участков шлифов и точки анализов — на рис. 3.

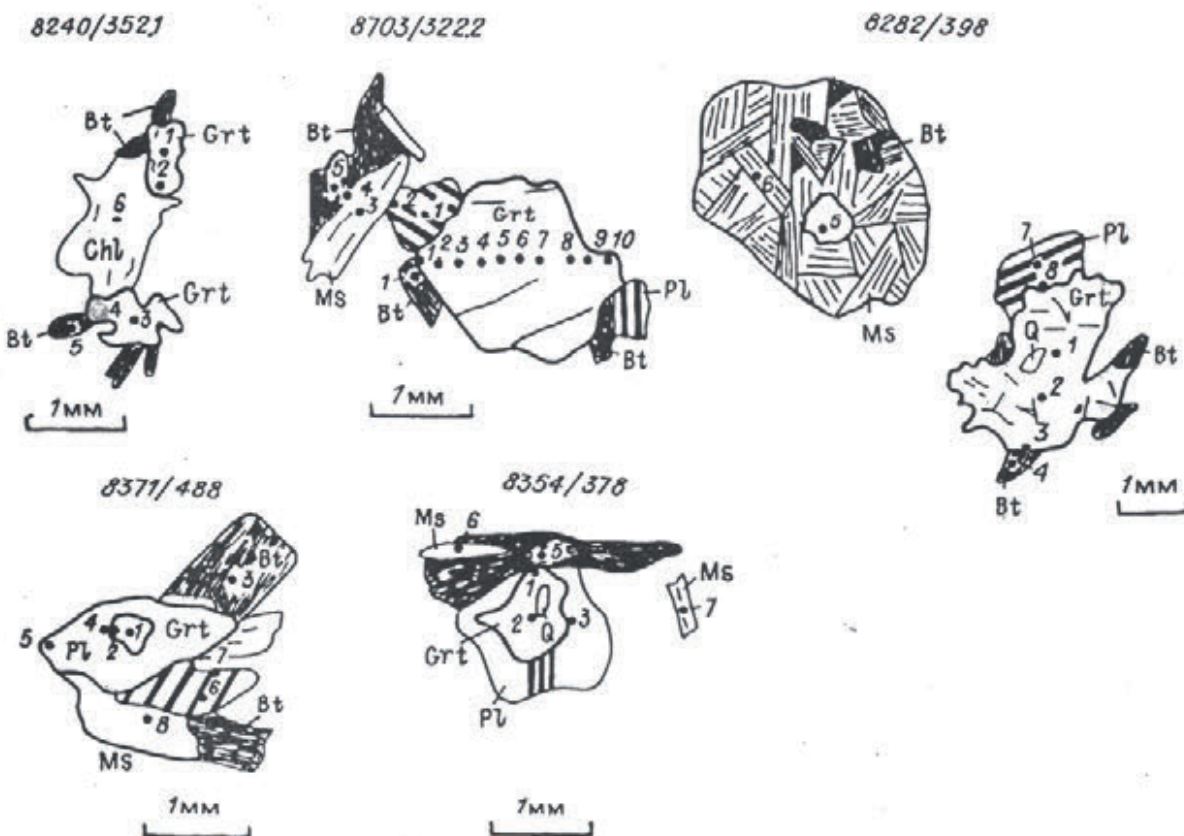


Рис. 3. Зарисовки участков шлифов и точки анализов минеральных фаз из силлиманит-мусковитовой зоны.

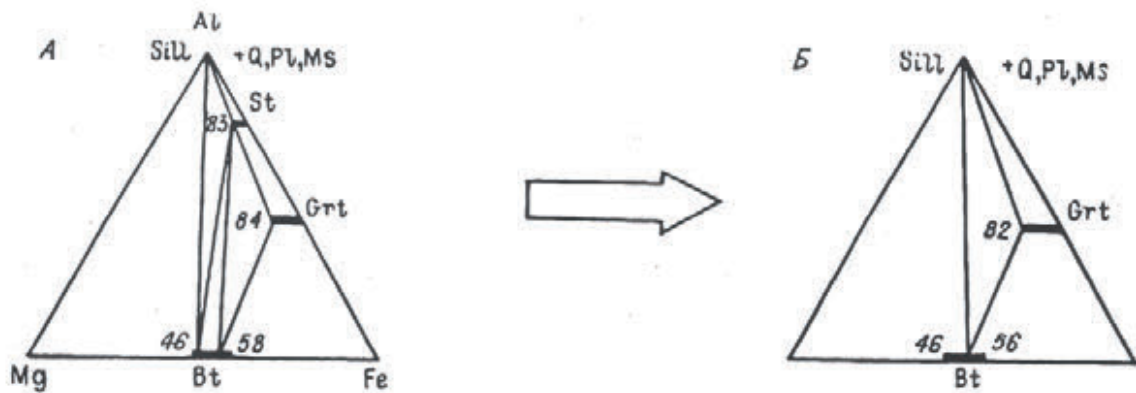


Рис. 4. Минеральные равновесия метапелитов воронцовской серии в ставролит-силлиманитовой (А) и силлиманит-мусковитовой (Б) зонах.

Биотиты силлиманит-мусковитовой зоны характеризуются почти такой же железистостью, что и биотиты из ставролитовой и ставролит-силлиманитовой зон ($F = 46,4-55,5\%$, среднее $51,7\%$), но большей титанистостью (содержание $TiO_2 = 1,67-2,91\%$, среднее $2,23\%$).

Гранаты с исчезновением из парагенезисов ставролита становятся более магниальными и менее марганцовистыми, хотя некоторые из них остаются достаточно высокожелезистыми (обр. 8703/322,2). Проанализированные кристаллы гранатов обнаруживают различную зональность. В гранате из обр. 8282/398 отмечается прямая зональность с увеличением магниальности от центра к краю и приблизительно постоянными концентрациями других компонентов. В образце 8240//352,1 один гранат почти не зонален, другой обнаруживает обратную зональность. Детально изученный относительно идиоморфный гранат из обр. 8703/322,2 характеризуется довольно постепенным возрастанием марганцовистости от центра к краю кристалла. Содержание магния незначительно увеличивается от центра в направлении одного края (контактирующего с биотитом) и уменьшается к другому (соприкасающимся с кварцем). Количества кальция и железа изменяются незначительно.

Гранаты из включений в плагиоклазе (обр. 8354/578 и 8371/488) характеризуются повышенными содержаниями марганца, обратной зональностью (обр. 8354/378) или ее отсутствием (обр. 8371/488).

С переходом к силлиманит-мусковитовой зоне в мусковитах резко снижается содержание парагонита (в среднем с $18,7$ до $11,2\%$), несколько увеличивается фенгитовость (в среднем с $13,6$ до $21,2\%$), и в 2 раза возрастает количество титана. Уменьшение парагонитовой молекулы в мусковитах через изограду исчезновения ставролита хорошо иллюстрируется с помощью диаграммы $K - a_{Al}^{VI}$, предложенной С. П. Кориковским [7]. Мусковиты ставролитсодержащих и бесставролитовых метапелитов воронцовской серии образуют два не перекрывающихся поля (рис. 5). Мусковит из обр. 8703/322,2 характеризуется хорошо выраженной зональностью, проявленной в уменьшении содержания парагонита и некотором увеличении фенгитовости от центра к краю лейсты. Изменение его сос-

Рис. 5. Сопоставление составов мусковитов из метапелитов воронцовской серии.

1 — мусковиты из ставролит-силлиманитовой зоны, 2 — мусковит из силлиманит-мусковитовой зоны. Стрелкой показано изменение состава мусковита от центра к краю лейсты.

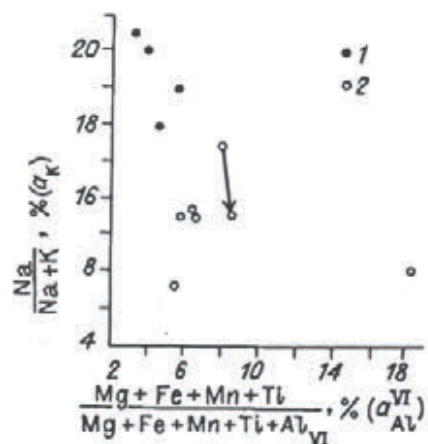


Таблица 1. Химические составы и кристаллохимические коэффициенты минералов

Компонент	8240/352,1						8703/322,1	
	Q + Pl + Bt + Grt + Sill (+ Chl)						Q + Pl + Bt + Grt + Ms + Sill	
	Grt-1	Grt-2	Grt-3	Grt-4	Bt-5	Chl-6	Bt-1	Bt-5
SiO ₂	37,37	37,99	36,79	38,01	37,63	26,63	37,61	36,04
TiO ₂	0,03	0,07	0,02	—	1,70	0,13	2,91	2,89
Al ₂ O ₃	21,77	21,26	21,30	21,49	18,37	22,06	20,12	19,81
FeO	33,33	33,33	33,89	34,21	18,93	24,38	18,01	19,78
MgO	3,37	3,45	3,55	2,88	11,42	14,26	8,92	8,83
MnO	1,88	1,94	2,43	3,34	—	0,09	0,40	—
CaO	2,85	3,27	2,52	2,43	0,01	—	0,12	0,20
Na ₂ O	—	—	—	—	0,49	—	0,26	0,40
K ₂ O	—	—	—	—	8,77	—	9,08	8,81
Сумма ...	100,60	101,31	100,50	102,36	97,32	86,55	97,43	96,72
<i>Кристаллохимические</i>								
Si	2,973	3,003	2,944	2,993	2,954	2,272	2,855	2,755
Ti	0,002	0,004	0,001	—	0,10	0,008	0,166	0,166
Al _{общ.}	2,041	1,980	2,008	1,993	1,698	2,304	1,800	1,785
Al ^{IV}	—	—	—	—	1,046	1,728	1,145	1,245
Al ^{VI}	—	—	—	—	0,652	0,576	0,655	0,540
Fe	2,217	2,202	2,267	2,251	1,242	1,806	1,143	1,265
Mg	0,399	0,406	0,423	0,339	1,336	1,884	1,009	1,006
Mn	0,127	0,130	0,165	0,223	—	0,006	0,026	—
Ca	0,243	0,277	0,216	0,205	0,002	—	0,010	0,016
K	—	—	—	—	0,878	—	0,879	0,859
Na	—	—	—	—	0,074	—	0,038	0,059
Fe/(Fe+Mg), %	84,7	84,4	84,3	86,9	48,2	48,9	53,1	55,7
Ca/(Na+Ca), %	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Прочерк — присутствие данного компонента не установлено. Анализы выполнены на микрозонде Camebax (ВСЕГЕИ), оператор Липатникова Т. Д.

тава показано стрелкой на рис. 5 и соответствует в целом изменению составов мусковитов с переходом к силлиманит-мусковитовой зоне. Мусковиты из псевдоморфозы (обр. 8282/398,2, см. рис. 3) имеют такую же натриевость, что и мусковиты из матрикса, но один из них — аномально высокую фенгитовость (см. рис. 5).

Основность плагиоклазов широко варьирует в метапелитах силлиманит-мусковитовой зоны от Al_{13} до Al_{41} . Кристаллы плагиоклазов либо не зональны, либо обнаруживают зональность с увеличением кальциевости и уменьшением натриевости от центра к краю.

Интерпретация минеральных равновесий

Сразу за изоградой исчезновения ставролита в изучаемых метапелитах увеличивается количество граната. Биотит и ставролит у изограды никогда не имеют одинаковую железистость, поэтому окончательное исчезновение последнего влечет за собой образование еще одной железомagneзиальной фазы в дополнение к биотиту. В области железистых составов в нижней части силлиманит-мусковитовой зоны это может быть только гранат.

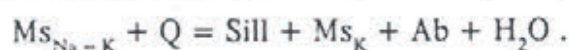
После исчезновения из парагенезисов ставролита, вследствие прогрессивных изменений, рассмотренных в предыдущей главе, основной непрерывной реакцией, протекающей в пределах силлиманитовой зоны и включающей оставшиеся железомagneзиальные фазы, является



8703/322,3							
Q + Pl + Bt + Ms + Grt + Sill							
Grt-1	Grt-2	Grt-3	Grt-4	Grt-5	Grt-6	Grt-7	Grt-8
36,41	36,93	36,83	37,30	37,01	37,05	36,32	36,93
0,17	—	—	—	0,10	—	0,11	—
20,51	20,98	20,73	20,92	20,77	20,38	20,85	20,48
32,37	32,15	31,82	31,75	32,36	33,16	32,94	33,07
2,58	2,28	2,38	1,98	2,29	2,08	2,03	2,29
3,37	3,18	2,99	2,96	2,66	2,83	2,89	3,04
4,58	4,47	5,25	5,09	4,82	4,50	4,59	4,18
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
<i>коэффициенты</i>							
2,937	2,974	2,963	3,002	2,980	2,933	2,931	2,981
0,010	—	—	—	0,006	—	0,007	—
1,950	1,991	1,965	1,984	1,971	1,941	1,983	1,949
2,166	2,158	2,130	2,135	2,173	2,333	2,207	2,224
0,311	0,274	0,286	0,237	0,275	0,250	0,277	0,276
0,230	0,217	0,203	0,202	0,181	0,193	0,197	0,208
0,396	0,386	0,452	0,439	0,415	0,390	0,397	0,362
87,4	88,7	88,2	90,0	88,8	89,9	88,8	89,0
—	—	—	—	—	—	—	—

Этой реакцией обусловлено прораствание биотита силлиманитом, также как и вследствие изогральной реакции $St + Ms + Q = Bt + Sill + Grt$, происшедшей в ставролит-силлиманитовой зоне. Такие структуры ранее отмечались многими авторами. Ж. Чиннер [8] предположил, что ассоциация фибролита и биотита является результатом предоставления биотитом удобных позиций для зародышеобразования силлиманита. Другие авторы [2, 9] отдают предпочтение гипотезе Д. Кармайка [10], согласно которой биотит-фибролитовые прораствания обусловлены одновременным ростом обеих фаз.

Основным изменением состава минеральных фаз, сосуществующих в пределах силлиманит-мусковитовой зоны, является резкое снижение натриевости мусковитов вследствие хорошо изученной реакции



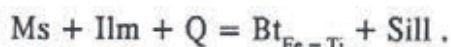
Другим результатом этой реакции является увеличение количества силлиманита, который образует призматические кристаллы и часто развивается по мусковиту.

Интересным является увеличение содержания железа, магния и титана в мусковитах с переходом от ставролит-силлиманитовой к силлиманит-мусковитовой зоне. Это отмечалось ранее в некоторых работах [2, 11], посвященных изучению метапелитов Мэйна (США), и связывалось с общим изменением состава вмещающих пород. Ч. Киприани с соавторами [12] полагали, что фенгитовость мусковитов возрастает с повышением давления и уменьшается с ростом температуры. Никаких данных об увеличении давления в силлиманит-мусковитовой зоне изучаемых метапелитов нет, а после разложения последних ставролитов фенгитовость мусковитов возрастает. Поэтому, по нашему мнению, некоторое увеличение фенгитовости мус-

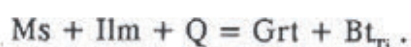
Компонент	8703/322,2						8354/378,0	
	Q + Pl + Bt + Ms + Grt + Sill						Q + Pl + Bt + Ms + Sill (+ Grt)	
	Grt-9	Grt-10	Ms-3	Ms-4	Pl-1	Pl-2	Grt-1	Grt-2
SiO ₂	36,83	36,55	46,01	46,10	56,67	57,35	38,46	36,36
TiO ₂	—	—	1,09	1,16	—	—	0,02	0,03
Al ₂ O ₃	20,99	20,71	35,84	35,94	26,65	26,64	22,77	21,83
FeO	32,73	33,40	0,98	1,22	—	—	28,92	30,37
MgO	2,22	1,97	0,53	0,51	—	—	2,22	2,37
MnO	2,99	3,27	—	—	—	—	7,76	7,75
CaO	4,23	4,09	—	—	—	8,81	1,29	2,37
Na ₂ O	—	—	1,16	0,82	7,26	6,91	—	—
K ₂ O	—	—	9,92	9,95	8,96	0,01	—	—
Сумма ...	100,0	100,0	95,53	95,70	99,54	99,80	101,44	100,14
<i>Кристаллохимические</i>								
Si	2,969	2,958	3,051	3,062	2,536	2,567	3,034	2,937
Ti	—	—	0,054	0,058	—	—	0,001	0,002
Al _{общ.}	1,995	1,976	2,800	2,813	1,405	1,405	2,117	2,077
Al ^{IV}	—	—	0,949	0,938	—	—	—	—
Al ^{VI}	—	—	1,851	1,875	—	—	—	—
Fe	2,200	2,249	0,054	0,068	—	—	1,907	2,050
Mg	0,267	0,238	0,052	0,050	—	—	0,261	0,285
Mn	0,204	0,224	—	—	—	—	0,581	0,530
Ca	0,366	0,355	—	—	0,429	0,422	0,109	0,123
Na	—	—	0,149	0,106	0,630	0,600	—	—
K	—	—	0,839	0,843	—	0,006	—	—
Fe/(Fe+Mg), %	82,9	90,4	—	—	—	—	88,0	87,8
Ca/(Na+Ca), %	—	—	—	—	0,41	0,41	—	—

ковитов через изограду объясняется тем, что большая часть их прогрессивно замещала ставролит, образуя псевдоморфозы. Одновременно происходила перекристаллизация чешуек с образованием более крупных лейст. И таким образом, в результате замещения ими разлагающегося ставролита имело место некоторое перераспределение железа и в меньшей степени магния в мусковит. Это подтверждается анализом мусковита из псевдоморфозы, содержащего FeO + MgO = 5,04 %. По содержанию парагонита мусковиты из псевдоморфоз не отличаются от мусковитов матрикса, что также свидетельствует об их прогрессивной природе. Увеличение титанистости, по-видимому, также происходило вследствие замещения ставролита мусковитом в псевдоморфозах и, возможно, в результате уменьшения модального количества мусковита, как отмечалось Ч. Гидотти [2].

Увеличение титанистости биотита с переходом к силлиманит-мусковитовой зоне может быть обусловлено действием непрерывной реакции, предложенной Б. Эвансом и Ч. Гидотти [11] для объяснения подобного явления в биотит-мусковит-силлиманитовых метапелитах

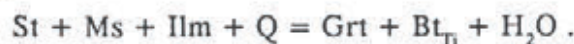


Для интерпретации увеличения титанистости биотитов можно также использовать реакцию, предложенную Р. Трэйси с соавторами [13]. Кроме увеличения содержания титана в биотите, она подразумевает рост гранатов в силлиманит-мусковитовой зоне и приводится ими для объяснения в них прямой зональности



8354/378.0				8371/488			
Q + Pl + Bt + Ms + Sill (+ Grt)				Q + Pl + Bt + Ms + Sill (+ Grt)			
Pl-3	Bt-5	Ms-6	Ms-7	Grt-1	Grt-2	Bt-3	Ms-8
61,47	35,10	48,02	49,30	36,98	37,08	35,49	45,95
—	2,29	0,73	0,80	—	—	2,59	0,79
22,98	20,70	36,68	35,89	21,83	21,41	19,60	36,10
0,13	19,68	1,15	1,25	32,05	31,43	20,17	1,23
—	8,84	0,56	0,58	2,73	2,61	9,06	—
—	0,15	—	—	5,29	6,08	—	—
4,98	0,03	0,03	0,04	1,17	1,22	—	0,43
10,48	0,18	0,88	0,84	—	—	0,73	0,55
0,20	10,10	10,27	10,17	—	—	9,49	10,58
99,84	97,07	98,32	98,87	100,05	99,83	97,13	95,63
<i>коэффициенты</i>							
2,731	2,798	3,434	3,506	2,979	2,993	2,733	3,059
—	0,136	0,040	0,042	—	—	0,150	0,040
1,203	1,944	3,090	3,008	2,073	2,036	1,777	2,833
—	1,202	0,566	0,494	—	—	1,267	0,941
—	0,742	2,524	2,514	—	—	0,510	1,892
0,005	1,310	0,068	0,074	2,159	2,121	1,299	0,069
—	1,050	0,060	0,062	0,328	0,314	1,040	—
—	0,010	—	—	0,361	0,415	—	—
0,237	0,002	0,002	0,002	0,101	0,106	—	0,031
0,868	0,028	0,122	0,160	—	—	0,109	0,071
0,012	1,026	0,936	0,922	—	—	0,932	0,898
—	55,5	—	—	86,8	87,1	55,5	—
0,21	—	—	—	—	—	—	—

Так как ильменит содержит некоторое количество марганца, этот компонент может быть перемещен в гранат, что будет одной из причин накопления в кайме MnO, хотя далеко не главной. Однако, по нашему мнению, лучшим объяснением увеличения титанистости биотита через изограду будет реакция, включающая ставролит



Присутствие в силлиманит-мусковитовой зоне одновременно андалузита и силлиманита, казалось бы, должно предполагать реакцию полиморфного перехода $\text{And} \rightarrow \text{Sill}$. Однако при изучении взаимоотношений силикатов глинозема в ставролит-силлиманитовой зоне было установлено, что эта реакция не является причиной первого появления силлиманита в метapelитах, так как первые пучки фибролита находятся в ассоциации с кварцем. Андалузит и силлиманит очень редко (всего в двух образцах) наблюдаются в непосредственном контакте без реакционных взаимоотношений. Силлиманит без андалузита появляется в метapelитах при таких же температурах, что и в андалузитсодержащих породах. Первое появление силлиманита, сопровождаемое исчезновением хлорита и уменьшением ставролита, объяснялось реакцией $\text{St} + \text{Chl} + \text{Ms} = \text{Bt} + \text{Sill} + \text{Q} + \text{H}_2\text{O}$ [14].

В различных регионах многими авторами отмечалось совместное нахождение андалузита и силлиманита в неактивных взаимоотношениях [15—18 и др.]. По их мнению, андалузит-силлиманитовые превращения известны своей инертной природой, которая позволяет андалузиту не вступать в реакцию за пределами его поля устойчивости. Дж. Эшворт [16], например, отмечал, что андалузит встречается даже в метаосадках силлиманит-кашлипатовой зоны и интерпретировал это с точки зрения медленной кинетики инверсии андалузита и быстрым ростом силлиманита. Реликтовый андалузит

Компонент	8371/488				8282/398,0			
	Q + Pl + Bt + Ms + Sill (+ Grt)				Q + Pl + Bt + Ms + Grt + Sill			
	Pl-4	Pl-5	Pl-6	Pl-7	Grt-1	Grt-2	Grt-3	Bt-4
SiO ₂	62,01	60,44	56,20	61,99	38,18	37,82	38,25	35,43
TiO ₂	—	—	—	—	0,03	0,03	0,03	1,67
Al ₂ O ₃	23,81	24,75	30,94	24,17	20,94	20,87	20,99	16,65
FeO	—	—	—	—	30,78	30,79	30,78	18,59
MgO	—	—	—	—	3,39	3,39	3,80	12,01
MnO	—	—	—	—	3,19	3,02	3,19	0,08
CaO	5,12	6,33	5,20	6,10	4,02	4,15	3,91	—
Na ₂ O	8,95	8,19	7,39	8,00	—	—	—	0,22
K ₂ O	—	0,16	0,14	—	—	—	—	8,71
Сумма ...	99,89	99,87	99,87	100,26	100,54	100,09	100,94	93,33
						<i>Кристаллохимические</i>		
Si	2,746	2,687	2,492	2,755	3,028	3,016	3,020	2,738
Ti	—	—	—	—	0,002	0,002	0,002	0,097
Al ^{общ.}	1,243	1,297	1,617	1,266	1,958	1,962	1,953	1,517
Al ^{IV}	—	—	—	—	—	—	—	1,262
Al ^{VI}	—	—	—	—	—	—	—	0,255
Fe	—	—	—	—	2,042	2,054	2,033	1,200
Mg	—	—	—	—	0,401	0,403	0,447	1,384
Mn	—	—	—	—	0,214	0,204	0,213	0,005
Ca	0,243	0,301	0,247	0,290	0,341	0,354	0,331	—
Na	0,768	0,706	0,635	0,689	—	—	—	0,034
K	—	0,009	0,008	—	—	—	—	0,859
Fe/(Fe+Mg), %	—	—	—	—	83,6	83,6	82,0	46,4
Ca/(Ca+Na), %	0,24	0,30	0,28	0,30	—	—	—	—

встречается также в пределах силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны в метапелитах воронцовской серии [1].

Довольно частое присутствие псевдоморфоз крупнозернистого мусковита по ставролиту имеет три различных объяснения их происхождения: ретрогрессия при спаде температуры после пика метаморфизма [10]; прогрессивные реакции, стимулирующие термодинамическую диффузию компонентов [3, 5]; калиевый метасоматоз [19]. Предпочтительным кажется объяснение с точки зрения прогрессивных метаморфических реакций, таких как $St + Ms + Q = Bt + Sill + Grt + H_2O$, которые аргументируются следующими наблюдениями, ранее отмечавшимися также и другими авторами [2, 3, 5] в Мэйне (США). Большинство образцов с псевдоморфозами являются совершенно свежими, без признаков ретрогрессии (замещение биотита хлоритом, серицитизация плагиоклаза), границы кристаллов мусковита и ставролита четкие, реликты последнего выглядят неизмененными; только ставролит, который довольно медленно реагирует в породе, окаймляется мусковитом; псевдоморфозы начинают образовываться только с появлением силлиманита. По мнению Ч. Гидотти [2], представляется чрезмерно случайным, что граница метасоматического фронта, перемещающая K⁺, точно соответствовала ставролит-силлиманитовой изограде. В настоящей работе детального изучения мусковита, образующего псевдоморфозы, не проводилось, но те же авторы [2—5] приводят данные по составам слюд, которые предполагают их высокотемпературное происхождение.

Зональность гранатов силлиманит-мусковитовой зоны

Зональность гранатов из силлиманит-мусковитовой зоны контролируется несколькими факторами: ростом или разложением, а также диффузией, которая, по-видимому, становится возможной [20], но скорости ее еще не

8282/398,0			
Q + Pl + Bt + Ms + Grt + Sill			
Ms-5	Ms-6	Pl-7	Pl-8
45,92	45,96	65,07	64,08
0,62	0,49	—	—
33,01	36,11	22,32	22,50
3,60	0,69	—	0,28
1,44	0,41	—	0,31
—	0,21	—	—
0,21	0,38	2,73	3,00
0,59	0,84	9,98	9,80
9,93	10,37	—	—
95,32	95,46	100,10	99,97
<i>коэффициенты</i>			
3,076	3,049	2,863	2,823
0,031	0,024	—	—
2,607	2,824	1,157	1,168
0,924	0,951	—	—
1,683	1,873	—	—
0,202	0,038	—	0,009
0,144	0,040	—	0,020
—	0,012	—	—
0,015	0,027	0,129	0,142
0,077	0,107	0,851	0,037
0,848	0,878	—	—
—	—	—	—
—	—	0,13	0,15

велики для полной гомогенизации кристаллов. Общим для всех гранатов силлиманит-мусковитовой зоны является увеличение их магнезиальности и уменьшение марганцовистости по сравнению с гранатами из ставролит-силлиманитовой зоны, что обусловлено их ростом при разложении ставролита. Это объясняет прямую зональность некоторых гранатов (например, обр. 8282/398).

Сложная зональность выявлена в идиоморфном кристалле граната из обр. 8703/322,2 (рис. 6). Постепенное увеличение марганцовистости от центра к каймам сопровождается возрастанием магнезиальности к контакту граната с биотитом и уменьшением ее в направлении границы с кварцем. Это означает, что, по-видимому, происходила обменная реакция типа $Bt_{Mg} + Grt_{Fe} = Bt_{Fe} + Grt_{Mg}$. В одном гранате из обр. 8240/352,1 установлена обратная зональность, другой кристалл фактически не имеет зональности.

Таким образом, в гранатах силлиманит-мусковитовой зоны из метapelитов воронцовской серии могут отмечаться любые типы зональности, кроме чисто диффузионной.

Мелкие гранаты из включений в плагиоклазе (обр. 8354/378 и 8371/488) имеют составы и зональность (если она проявлена), совершенно аналогичные таковым в гранатах из верхней части ставролит-силлиманитовой зоны [14]. Это свидетельствует о том, что на данной ступени они были законсервированы и не

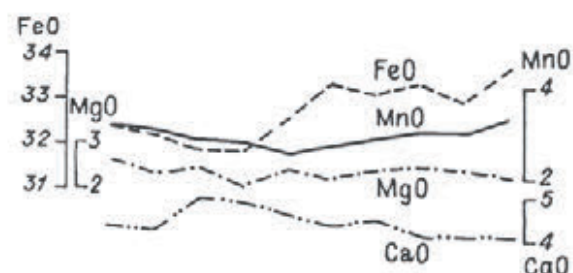
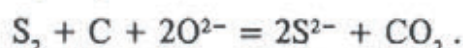


Рис. 6. Зональность граната из обр. 8703/322,2.

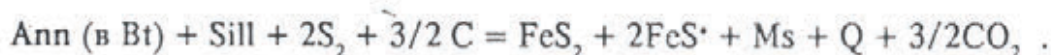
принимали участия в последующих реакциях (кроме обменных реакций с плагиоклазом).

Равновесия в графитсодержащих метапелитах

В породах, содержащих достаточно много углеродистого вещества, отмечается большое количество сульфидов (пирротина, пирита, реже халькопирита) и намного меньше окислов (ильменита). Как показано Ч. Гидотти [2], при повышенном количестве графита и наличии (или привносе) серы должны образовываться сульфиды, а не окислы:



Вследствие этой реакции в содержащих графит метапелитах происходит восстановление серы и увеличение содержания CO_2 во флюиде. Сульфиды и силикаты образуют равновесные ассоциации и характерные структуры, отмечаются замещение биотита мусковитом, выделение сульфидов в мусковите при прорастании его силлиманитом, отсутствие граната. Биотит становится более магниальным в присутствии сульфидов, что отмечалось ранее многими авторами [2, 11, 21]. Эти особенности объясняются сульфидно-силикатными реакциями, предложенными Ч. Гидотти [2]. С учетом преобладания среди сульфидов пирротина над пиритом в графитсодержащих метапелитах силлиманит-мусковитовой зоны происходила, по-видимому, следующая реакция:



PT-условия метаморфизма

PT-условия метаморфизма метапелитов мусковит-силлиманитовой зоны воронцовской серии было бы некорректно обсуждать, не учитывая данных,

Таблица 2. Температурные условия метаморфизма метапелитов силлиманит-мусковитовой зоны, определенные по гранат-биотитовому термометру

№ образца	Гранат-биотитовая пара	Температура, °С, по		
		[23]	[24]	[25]
8240/352,1	Grт(3)—Bт(5)	569	569	554
8703/322,2	Grт(1)—Bт(1)	556	549	559
8282/398	Grт(3)—Bт(4)	581	592	579

Примечание. Температуры рассчитаны для $P = 3000$ бар. Цифры в скобках около названий минералов соответствуют номерам точек анализов на рисунках.

Таблица 3. Сопоставление температурных интервалов среднетемпературных метапелитов в областях умеренных давлений

Метаморфическая область	Давление, кбар	Температура, °С			Источник
		Ставролитовая зона	Ставролит-силлиманитовая зона	Силлиманит-мусковитовая зона	
Западный Мэйн	$3,1 \pm 0,25$	510—580	—	580—660	[26]
Квадрат Аугуста	3,5	510—530	530—560	—	[18]
Квадрат Западный Сидней	2,8	500—550	—	>550	[27]
Коннемара	4	517—580	580—620	620—650	[28]
Кристалликум Сухи	3	500—550	—	>550	[29]
Кристалликум Поважского Иновца	3,5—4	—	500—540	540—580	[15]
Воронцовский мегасинклиорий	3,5	490—530	530—560	560—600	[1]

* Формула пирротина FeS принята для упрощения

полученных для всего этого зонального метаморфического комплекса [1]. Температуры, определенные по гранат-биотитовым парам из парагенезисов более низкотемпературной ставролит-силлиманитовой зоны, четко указывают интервал их равновесного существования — 530—560 °С [1, 14] и в целом неплохо совпадают с оценками других авторов для подобных метаморфических комплексов. Температуры, полученные для силлиманит-мусковитовой зоны по трем гранат-биотитовым термометрами, приведены в табл. 2. Ее температурный интервал оценивается в 560—600 °С, что также сопоставимо с данными по другим регионам (табл. 3).

К сожалению, оценки давлений с помощью известных геобарометров для парагенезисов из ставролит-силлиманитовой и силлиманит-мусковитовой зон или невозможны из-за отсутствия в совместном контакте кварца, Al_2SiO_5 , плагиоклаза и граната, или дают противоречивые результаты. Однако само по себе присутствие в метапелитах парагенезиса ставролита с силлиманитом характеризует условия промежуточных давлений — 3—5 кбар [22]. Частое присутствие андалузита в ставролит-силлиманитовой зоне, с одной стороны, и отсутствие парагенезиса гранат с хлоритом — с другой, ограничивает этот интервал до 3—4 кбар. Высокая железистость гранатов и метастабильное существование андалузита в пределах силлиманит-мусковитовой зоны указывают на то, что с разложением ставролита и ростом температуры, давление, по-видимому, не увеличивалось.

ЛИТЕРАТУРА

1. Савко К. А. Петрология метаморфических пород воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив): Автореф. канд. геол.-мин. наук. ИГЕМ РАН, 1991, 15 с.
2. Guidotti C. V. Mineralogy and petrology of transition from lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc area, Maine // *J. Petrol.*, 1970, v. 11, № 2, p. 277—336.
3. Foster C. T. A thermodynamic model of mineral segregations in the lower sillimanite zone near Rangeley, Maine // *Amer. Mineral.*, 1981, v. 66, № 1/2, p. 260—277.
4. Foster C. T. Textural variation of sillimanite segregations // *Canad. Mineral.*, 1982, v. 20, № 3, p. 379—393.
5. Guidotti C. V. Prograde muscovite pseudomorphs after staurolite in the Rangeley-Oquossoc, Maine // *Amer. Mineral.*, 1968, v. 53, № 7/8, p. 1368—1376.
6. Foster C. T. Thermodynamic models of biotite pseudomorphs after staurolite // *Amer. Mineral.*, 1983, v. 68, № 3/4, p. 389—397.
7. Кориковский С. П. Изменения состава фенгит-мусковитовых слюд при метаморфизме // Фазовые равновесия и процессы минералообразования. М., Наука, 1973, с. 71—94.
8. Chinner G. A. The origin of sillimanite in the Glen Clova, Angus // *J. Petrol.*, 1961, № 2, p. 313—323.
9. Yardley B. W. D. The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland // *Contr. Miner. Petrol.*, 1977, v. 65, p. 53—58.
10. Carmichael D. M. On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks // *Contr. Miner. Petrol.*, 1969, v. 20, p. 244—267.
11. Ewans B. W., Guidotti C. V. The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, Usa // *Contr. Miner. Petrol.*, 1966, v. 13, № 12, p. 25—62.
12. Cipriani C., Sassi F. P., Scolari A. Metamorphic White micas: definition of paragenetic fields // *Schweizerische Mineralogische und Petrografische Mitteilungen*, 1971, v. 51, p. 259—302.
13. Tracy R. J., Robinson P., Thompson A. B. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts // *Amer. Mineral.*, 1976, v. 61, p. 762—775.
14. Савко К. А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в средне-температурных метапелитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) // *Изв. АН СССР, Сер. геол.*, 1990, № 11, с. 79—87.
15. Кориковский С. П., Путиш М. Метаморфическая зональность и диафторез в кристалликуме Поважского Иновца // *Geologica Carpathica*, 1986, v. 37, № 2, с. 115—136.
16. Ashworth J. R. The sillimanite zone of the Huntly-Portsoy area in the north-east Dalradian, Scotland // *Geol. Magaz.*, 1975, v. 112, № 2, p. 113—136.
17. Guidotti C. V. Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley quadrangle, Maine // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, v. 85, № 3, p. 475—490.
18. Novak M. J., Holdaway M. J. Metamorphic petrology, mineral equilibria and polymetamorphism in the Augusta quadrangle, south-central Maine // *Amer. Miner.*, 1981, v. 66, № 1/2, p. 51—69.
19. Nietanen A. Metamorphism of the Belt series in the Elk River-Clarcia area, Idaho // *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1963, p. 344-C.
20. Loomis T. P. Compositional zoning of crystals: a record of growth and reaction history // *Kinetics an Equilibrium in Mineral reactions* / Ed. S. K. Saxena, 1983, p. 1—61.
21. Robinson P. Sulfide-silicate-oxide equilibria in sillimanite-K-feldspar grade pelitic schists, central Massachusetts // *Amer. Geophysic Union Transactions*, 1977, p. 524.
22. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., Наука, 1979, 261 с.
23. Перчук Л. Л. Эволюция метаморфизма // *Эксперимент в решении актуальных задач геологии*. М., Наука, 1986, с. 151—173.

24. Ferry J. M., Spear F. S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // *Contr. Miner. Petrol.*, 1978, v. 66, p. 113—117.
25. Thompson A. B. Mineral reactions in pelitic rocks: 2 Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations // *Amer. J. Sci.*, 1976, № 4, p. 425—454.
26. Holdaway M. J., Dutrow B. L., Hinton R. W. Devonian and carboniferous metamorphism in west-central Maine: the muscovite-almandine geobarometer and staurolite problem revisited // *Amer. Miner.*, 1988, v. 73, № 1/2, p. 20—47.
27. Osberg P. H. An equilibrium model for Buchen-type metamorphic rocks, south-central Maine // *Amer. Miner.*, 1971, v. 56, p. 570—586.
28. Yardley B. W. D., Leak B. E., Farrow C. M. The metamorphism of Fe-rich pelites from Connemara, Ireland // *J. Petrol.*, 1980, v. 21, № 2, p. 365—399.
29. Кориковский С. П., Каган Ш., Путиш М., Петрик И. Метаморфическая зональность в кристалликуме Сухи и высокотемпературный аутометасоматоз в глиноземистых гранитах Стражовских гор // *Geologicky zbornik — Geologica Carpathica*, 1987, v. 38, № 2, p. 191—203.

Рекомендована к печати
В. В. Ревердатто

Поступила в редакцию
28 октября 1992 г.

K. A. Savko

**SILLIMANITE-MUSCOVITE ZONE IN THE METAMORPHIC COMPLEX
OF THE VORONTSOVSKAYA SERIES**
(*Voronezh Crystalline Massif*)

Mineral assemblages of schists and gneisses from the sillimanite — muscovite zone in Vorontsovskaya Group of metamorphics, Voronezh Crystalline Massif, have been examined and their typical reaction structures described. Systematic changes in mineral chemistry in the low — temperature limit of this zone, K increasing in muscovites and Ti in biotites, were interpreted in terms of progressive metamorphic reactions. Mineral equilibria in graphite-bearing rocks were briefly considered.

Metamorphic P-T conditions of the muscovite — sillimanite zone metapelites have been evaluated as $T = 560$ to 600° C and $P = 3$ to 4 kbar.

Metapelites, sillimanite-muscovitic zone, pseudomorphs after staurolite, metamorphism