



МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.16 (470.325)

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА КСЕНОЛИТОВ В СИЕНИТАХ ШЕБЕКИНСКОГО МАССИВА КМА

В.Ю. Скрыбин, Т.Н. Полякова

Воронежский государственный университет

Приведены результаты минералого-петрографических исследований, изучения особенностей внутреннего строения и изменчивости химического состава минеральных фаз и оценка температурных параметров процессов минералообразования в ксенолите из сиенитов Шебекинской интрузии. Установлено, что рассматриваемая метаморфическая система достигала состояния лишь частичного равновесия. Выделены три стадии метаморфических преобразований ксенолита: контакто-термальным метаморфизмом породы, еще находившейся на этой стадии в пределах экзоконтактового ореола интрузии ($T=677-742$ °С), экстремальный метаморфизм ксенолита в сиенитовом расплаве ($T\approx 780$ °С), регрессивные изменения при участии летучих компонентов, связанные с автометаморфизмом интрузивных пород ($T=442-583$ °С).

В процессе интрузивного магматизма в расплав обычно попадают фрагменты вмещающих пород. Метаморфические преобразования таких ксенолитов характеризуются специфическими особенностями, заключающимися в их кратковременности по сравнению с продолжительностью процессов регионального метаморфизма, а также в протекании при более высоких, чем в экзоконтактовых ореолах интрузий, температурах, приближающихся к условиям существования окружающего расплава. В дальнейшем ксенолиты вместе с окружающими их интрузивными породами могут подвергаться ретроградным процессам автометаморфизма при участии летучих компонентов, отделявшихся от расплава при его раскристаллизации. Все это предопределяет многостадийность формирования, а также возможную неравновесность наблюдаемых в них минеральных ассоциаций, что в значительной степени затрудняет выявление последовательности и оценку условий метаморфических преобразований ксенолитов. Поэтому оценка физико-химических условий метаморфизма ксенолитов в интрузивных породах до настоящего времени является одной из мало изученных и наиболее сложных проблем метаморфической петрологии.

В связи с этим в настоящей статье на основе изучения минералогии ксенолита в сиенитах Шебекинского массива, особенностей внутреннего строения и изменчивости химического состава слагающих его минеральных фаз и результатов минералогической геотермометрии рассмотрен вопрос о стадийности процессов минералообразования и равновесности минеральных ассоциаций, возникающих в ходе метаморфизма.

Геологическая позиция

Шебекинский массив расположен в пределах юго-западной полосы Курских магнитных аномалий (КМА) в центральной части Белгородской синклинальной структуры. Площадь выхода интрузии на эрозионную поверхность докембрийского фундамента составляет около 60 км². Массив имеет изометричную форму и зональное внутреннее строение. В его центральной части (скв. 3277) вскрыты биотит- и микроклинсодержащие породы основного состава. К периферии интрузии эти породы сменяются сиенитами, слагающими подавляющую часть площади массива. Какие-либо данные о взаимоотношении сиенитов и пород основного состава отсутствуют.

Сиениты периферических частей интрузии представляют собой розовые средне- или крупнозернистые породы с массивной, иногда трахитоидной текстурой. Главным пороодообразующим минералом является решетчатый микроклин, образующий субидiomорфные таблитчатые зерна, содержащие большое количество пертитовых выделений альбита. В интерстициях между зернами микроклина постоянно, но в варьирующих количествах присутствует кварц, в меньшем количестве – кислый плагиоклаз. Темноцветные минералы представлены биотитом, роговой обманкой и ортопироксеном.

По данным Г.В. Артеменко (ИГФМ, г. Киев) радиологический возраст сиенитов, определенный изохронным урано-свинцовым методом по циркону (скв. 3270, глуб. 776,0–787,2 м) составляет 2066 ± 14 млн. лет.



Рис. 1. Фрагмент ксенолита гранат-биотит-кварцевого ороговикованного сланца с прослоями кварцита. Нат. вел.

В южной краевой части Шебекинского массива (скв. 3692) в среднезернистых сиенитах присутствуют ксенолиты вмещающих пород, размер наиболее крупного из которых составляет около 30 м. Ксенолиты сложены буровато-темно-серыми, зеленовато-темно-серыми, иногда почти черными мелкозернистыми пятнистыми или массивными с раковистым изломом роговиками, а также полосчатыми ороговикованными сланцами существенно ортопироксен-биотит-кварцевого и гранат-биотит-кварцевого состава с прослоями магнетит-гематитовых и безрудных кварцитов. Анализ наблюдаемой в ксенолитах ассоциации пород позволяет сделать вывод, что они первоначально представляли собой образования коробковской свиты курской серии.

Для детальных исследований фазовых равновесий и термометрических оценок метаморфических преобразований пород был выбран фрагмент ксенолита, имеющий широко распространенный среди образований коробковской свиты гранат-биотит-кварцевый состав.

Минералого-петрографическая характеристика

Изученный фрагмент ксенолита представляет собой бурый, в отдельных участках почти черный или с зеленоватым оттенком мелкозернистый гранат-биотитовый ороговикованный сланец с прослоями серого безрудного кварцита мощностью 0,2–1,3 см (рис. 1).

Маломощные прослои кварцита имеют линзовидную форму, более мощные – разбиты поперечными трещинами и будинированы. Микроструктура кварцита гранобластовая, текстура массивная. Основная масса породы (более 95 % объем.) сложена изометричными зернами кварца, среди которых присутствуют мелкие кристаллики турмалина и единичные чешуйки биотита и мусковита.

Ороговикованный гранат-биотитовый сланец ксенолита имеет порфириобластовую структуру, обу-

словленную присутствием многочисленных крупных зерен граната, лепидогранобластовую микроструктуру основной массы и полосчато-пятнистую текстуру. Полосчатость отчетливо фиксируется макроскопически в виде чередования прослоев, обогащенных и обедненных порфириобластами граната, что отражает, вероятно, исходную литологическую неоднородность породы. Пятнистость выявляется только при микроскопическом изучении и характеризуется присутствием участков с реликтовой сланцеватостью, обусловленной наличием предпочтительной ориентировки чешуек биотита и пятен с хаотически ориентированным биотитом и равнозернистыми полигональными зернами кварца, образовавшимися, вероятно, в результате перекристаллизации (ороговикования) породы. Среди основной биотит-кварцевой массы часто встречаются идиоморфные удлиненно-призматические кристаллики турмалина и единичные мелкие лепидобласты мусковита. Рудные минералы представлены магнетитом, гематитом и мелкими выделениями пирита, развивающимися по периферии зерен магнетита.

Гранат в ороговикованном сланце образует хорошо кристаллографически оформленные идиобласты (рис. 2а) размером до 6 мм. Все кристаллы граната окружены более лейкократовыми оболочками, сложенными преимущественно перекристаллизованными изометричными полигональными зернами кварца с обильной тонкой сыпью магнетита. Для гранатов характерно неоднородное внутреннее строение. В центральных частях кристаллов наблюдаются многочисленные включения мелких зерен кварца, содержание которых в краевых зонах уменьшается. Еще более сложный характер зональности проявлен в химическом составе граната (табл. 1). В целом различные зоны роста кристалла граната имеют существенно альмандиновый состав ($Alm_{88,5-90,9}Prp_{5,2-6,2}Grs_{3,6-4,9}Sp_{0,1-0,6}Adr_{0,0-0,3}$), и от центра кристалла к его периферии фиксируется небольшое, но статистически значимое ($P \geq 0,95$) уменьшение концентрации MnO. Закономерности изменения содержания FeO, MgO и CaO позволяют выделить в кристалле граната центральную часть, промежуточную и краевую зоны, в пределах которых по направлению от центра к периферии наблюдается периодическое снижение и возрастание концентрации этих компонентов (рис. 3). Такие вариации состава граната свидетельствуют о неоднократном изменении условий в процессе формирования его кристаллов.

Биотит представлен многочисленными чешуйчатými лепидобластами размером от 0,05 до 0,3 мм, интенсивно плеохроирующими от почти бесцветной (по Np) до серовато-бурой (по Ng) окраски. Все биотиты имеют существенно сидерофиллитовый состав с подчиненной ролью аннитового и истонитового миналов и крайне незначительной долей флогопита ($Sdf_{56,9-71,9}Ann_{16,5-21,8}East_{13,0-20,0}Phl_{2,2-6,0}$) (табл. 2). Однако по соотношению железистых и магнезиальных компонентов (рис. 4) биотиты отчетливо разделяются на два типа в зависимости от рас-

Таблица 1

Химический состав и кристаллохимические формулы граната

№ образца	3696/821,1																			
	край кристалла									профиль через 30 мкм									центр кристалла	
Позиция	Grt-1	Grt-2	Grt-3	Grt-4	Grt-5	Grt-6	Grt-7	Grt-8	Grt-9	Grt-10	Grt-11	Grt-12	Grt-13	Grt-14	Grt-15	Grt-16	Grt-17	Grt-18	Grt-19	Grt-20
SiO ₂	36,91	36,60	37,01	35,95	35,58	36,06	36,20	35,49	35,68	36,12	36,62	35,66	35,91	36,40	36,79	36,51	35,82	35,99	36,83	36,37
TiO ₂	0,05	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,04	0,04	0,07	0,03	0,03	0,05	0,04	0,07	0,06	0,04	0,06	0,05	0,06
Al ₂ O ₃	20,74	20,89	20,60	20,87	20,85	20,61	20,71	20,57	20,96	21,18	20,27	20,50	20,31	20,62	20,68	20,72	20,69	20,71	20,56	20,61
FeO	37,87	38,21	37,62	38,54	38,65	38,48	38,41	38,52	38,58	37,83	38,32	38,57	38,76	38,45	38,21	38,56	37,93	38,55	37,75	37,96
MnO	0,17	0,15	0,14	0,04	0,14	0,23	0,19	0,16	0,12	0,15	0,19	0,24	0,29	0,16	0,23	0,20	0,25	0,18	0,25	0,18
MgO	1,54	1,67	1,64	1,75	1,61	1,66	1,73	1,74	1,68	1,65	1,59	1,52	1,57	1,55	1,59	1,60	1,58	1,66	1,61	1,68
CaO	1,52	1,63	1,63	1,71	1,83	1,80	1,85	1,97	1,90	1,96	1,87	1,84	1,87	1,52	2,00	1,58	1,94	1,96	2,01	1,79
Сумма	98,80	99,20	98,64	98,86	98,66	98,87	99,12	98,49	98,96	98,96	98,89	98,36	98,76	98,74	99,57	99,23	98,25	99,11	99,06	98,65
Количество катионов в пересчете на 12 анионов O ²⁻																				
Si	3,04	3,00	3,05	2,96	2,94	2,97	2,97	2,93	2,93	2,97	3,02	2,96	2,97	3,01	3,01	3,00	2,97	2,96	3,03	3,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,03	0,03	0,07	0,07	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00
ΣR^{IV}	3,04	3,00	3,05	3,00	3,02	3,00	3,00	3,01	3,01	3,00	3,00	3,00	3,03	3,00						
Al	2,01	2,02	2,00	1,98	1,97	1,97	1,98	1,94	1,97	2,02	1,97	1,96	1,94	2,01	1,99	2,00	1,99	1,96	1,99	2,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,05	0,05	0,12	0,09	0,01	0,00	0,08	0,08	0,00	0,00	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00
ΣR^{VI}	2,01	2,02	2,00	2,04	2,07	2,04	2,03	2,06	2,06	2,03	1,97	2,04	2,02	2,01	1,99	2,00	2,03	2,04	1,99	2,00
Fe ²⁺	2,61	2,62	2,59	2,59	2,57	2,60	2,59	2,54	2,56	2,59	2,64	2,59	2,59	2,65	2,61	2,64	2,59	2,57	2,59	2,62
Mn	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01
Mg	0,19	0,20	0,20	0,21	0,20	0,20	0,21	0,21	0,21	0,20	0,20	0,19	0,19	0,19	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,21
Ca	0,13	0,14	0,14	0,15	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,13	0,18	0,14	0,17	0,17	0,18	0,16
ΣR^{VIII}	2,94	2,97	2,94	2,95	2,94	2,98	2,97	2,93	2,95	2,97	3,02	2,96	2,97	2,98	3,00	2,99	2,98	2,95	2,99	3,00
Компонентный состав, % моль.																				
Alm	90,6	90,1	90,0	89,7	89,5	89,4	89,2	88,5	89,1	89,2	89,9	89,7	89,4	90,9	89,4	90,5	89,2	89,0	89,1	89,6
Prp	5,3	5,6	5,7	6,0	5,6	5,7	5,9	6,2	5,9	5,7	5,3	5,3	5,4	5,2	5,4	5,3	5,5	5,7	5,5	5,7
Grs	3,8	4,0	4,0	4,1	4,4	4,3	4,4	4,7	4,6	4,8	4,5	4,4	4,4	3,6	4,8	3,8	4,7	4,7	4,9	4,4
Sps	0,3	0,3	0,3	0,1	0,3	0,5	0,4	0,3	0,2	0,3	0,3	0,4	0,6	0,3	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	0,3
Adr	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,0	0,0
Fe/(Fe+Mg), % ат.	93,2	92,8	92,8	92,5	93,1	92,9	92,7	92,5	92,8	92,8	93,1	93,4	93,3	93,3	93,1	93,1	93,1	92,9	92,9	92,7

Примечание: все химические анализы минералов, приведенные в табл. 1–4, выполнены в ГЕОХИ РАН на рентгено-спектральном микроанализаторе Camebax Microbeam, аналитик Н.Н. Кононкова.

Таблица 2

Химический состав и кристаллохимические формулы биотитов

№ образца	3692/821,1														
	Вблизи с зернами турмалина						В удалении от зерен турмалина								
Местоположение	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-13	Bt-14	Bt-15	Bt-16	Bt-17	Bt-18	Bt-19	Bt-20	Bt-21	Bt-22	Bt-23	Bt-24
№ анализа	36,60	36,46	36,05	36,46	36,95	37,29	36,77	37,05	37,98	37,30	36,66	36,86	37,30	36,70	36,72
SiO ₂	2,24	2,13	1,94	1,70	1,82	1,60	1,71	1,75	1,72	1,92	2,02	2,00	2,03	2,00	2,00
TiO ₂	19,06	19,19	19,65	20,05	19,98	19,77	19,19	19,87	19,37	19,26	19,49	19,67	19,78	19,89	20,01
Al ₂ O ₃	25,04	24,92	23,70	27,32	27,16	27,20	26,64	26,80	26,40	26,29	27,27	26,29	26,60	26,58	26,54
FeO	0,04	0,01	0,03	0,01	0,03	0,00	0,01	0,00	0,06	0,02	0,06	0,03	0,05	0,05	0,04
MnO	4,48	4,30	4,59	3,86	3,73	3,37	3,70	3,58	3,57	2,98	3,11	3,86	3,10	3,04	3,00
MgO	0,04	0,02	0,00	0,02	0,12	0,00	0,00	0,06	0,03	0,04	0,07	0,26	0,15	0,03	0,04
CaO	0,13	0,07	0,14	0,08	0,00	0,03	0,06	0,04	0,03	0,08	0,05	0,10	0,00	0,03	0,05
Na ₂ O	9,89	9,91	10,05	10,12	9,95	8,74	9,91	9,54	10,20	10,01	10,00	10,14	10,20	10,40	10,21
K ₂ O	0,34	0,08	0,20	0,21	0,11	0,00	0,06	0,05	0,02	0,03	0,00	0,02	0,00	0,02	0,02
F	0,26	0,25	0,27	0,27	0,24	0,24	0,24	0,30	0,24	0,33	0,30	0,23	0,24	0,30	0,27
Cl	0,00	0,00	0,07	0,05	0,03	0,03	0,07	0,04	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,03	0,02
S	98,12	97,34	96,69	100,15	100,12	98,27	98,36	99,08	99,67	98,26	99,06	99,49	99,45	99,09	98,92
Сумма															
Количество катионов в пересчете на 11 анионов O ²⁻															
Si	2,89	2,90	2,87	2,83	2,87	2,96	2,91	2,91	2,96	2,96	2,89	2,87	2,92	2,89	2,89
Al ^{IV}	1,11	1,10	1,13	1,17	1,13	1,04	1,09	1,09	1,04	1,04	1,11	1,13	1,08	1,11	1,11
ΣR^{IV}	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	0,67	0,69	0,72	0,67	0,70	0,81	0,70	0,75	0,74	0,76	0,70	0,68	0,75	0,73	0,75
Ti	0,13	0,13	0,12	0,10	0,11	0,10	0,10	0,10	0,10	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Fe ²⁺	1,65	1,65	1,58	1,77	1,76	1,80	1,76	1,76	1,72	1,74	1,79	1,71	1,74	1,74	1,74
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Mg	0,53	0,51	0,55	0,45	0,43	0,40	0,44	0,42	0,41	0,35	0,37	0,45	0,36	0,36	0,35
ΣR^{VI}	2,98	2,98	2,97	2,99	3,00	3,11	3,00	3,03	2,97	2,96	2,98	2,96	2,97	2,96	2,96
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Na	0,02	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
K	1,00	1,00	1,02	1,00	0,99	0,89	1,00	0,96	1,01	1,01	1,01	1,01	1,02	1,04	1,03
ΣR^{VIII}	1,02	1,01	1,04	1,01	1,00	0,90	1,01	0,98	1,01	1,02	1,03	1,05	1,03	1,05	1,04
Компонентный состав, % моль.															
Sdf	56,9	59,0	57,8	58,1	61,6	71,9	62,4	66,1	67,1	70,4	64,2	59,5	67,7	65,6	67,0
East	18,2	18,1	20,0	14,6	15,1	15,9	15,4	15,7	16,2	14,2	13,0	15,6	14,1	13,4	13,5
Ann	18,9	17,5	16,5	21,8	18,7	10,0	17,8	14,7	13,5	12,8	18,9	19,7	15,1	17,5	16,3
Phl	6,0	5,4	5,7	5,5	4,6	2,2	4,4	3,5	3,2	2,6	3,9	5,2	3,1	3,5	3,2
Fe/(Fe+Mg), % ат.	75,8	76,5	74,3	79,9	80,3	81,9	80,2	80,8	80,6	83,2	83,1	79,3	82,8	83,1	83,2

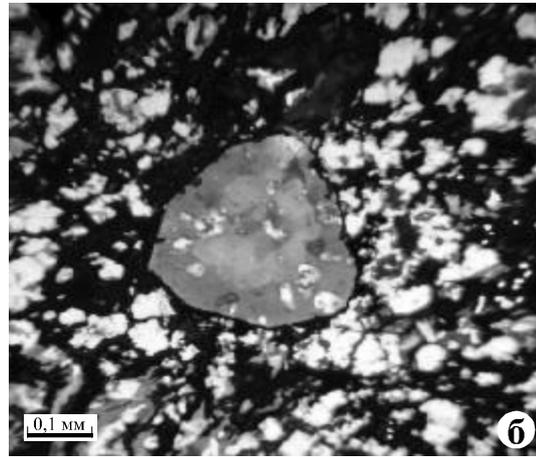
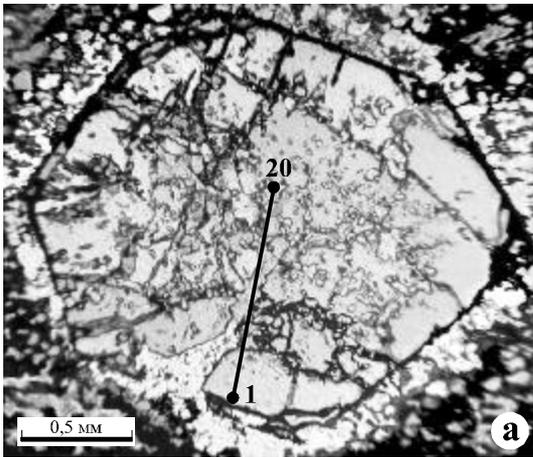


Рис. 2. Идиобластические кристаллы граната (а) и турмалина (б) в ороговикованном сланце ксенолита. Фото в проходящем поляризованном свете без анализатора. На зерне граната показан профиль микрозондовых анализов, приведенных в табл. 1

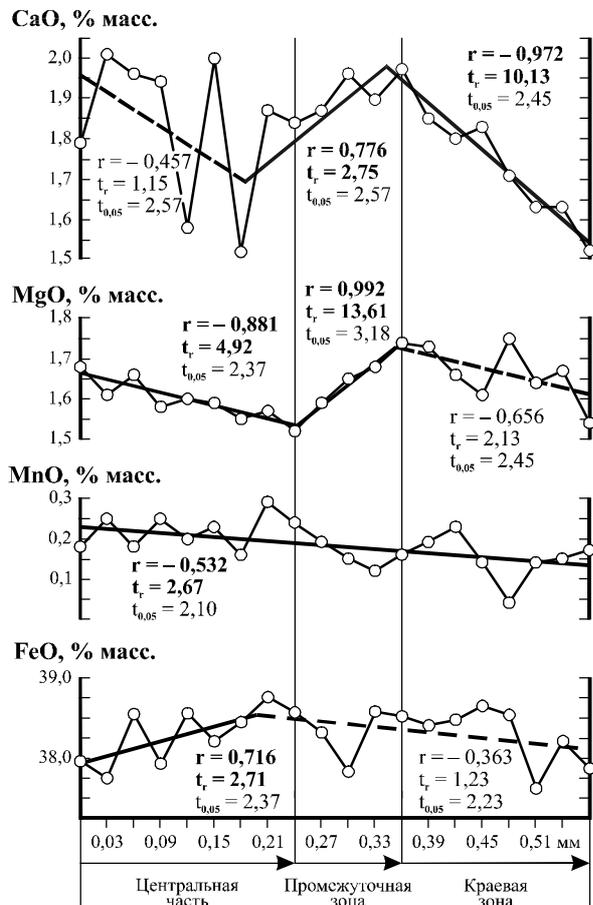


Рис. 3. Характер распределения компонентов в кристалле граната. Условные сокращения: Хср. – среднеарифметическое содержание компонента, r – коэффициент корреляции

положенных вблизи с ними минеральных фаз. Наиболее часто встречающиеся биотиты с высокой железистостью (79,3–83,2 % ат.) присутствуют в основной массе породы, окружающей порфиробласты граната, а менее железистый состав (74,3–76,5 % ат.) биотиты приобретают вблизи зерен турмалина. Такое присутствие в ороговикованном сланце биотитов различного состава указывает на то, что при ме-

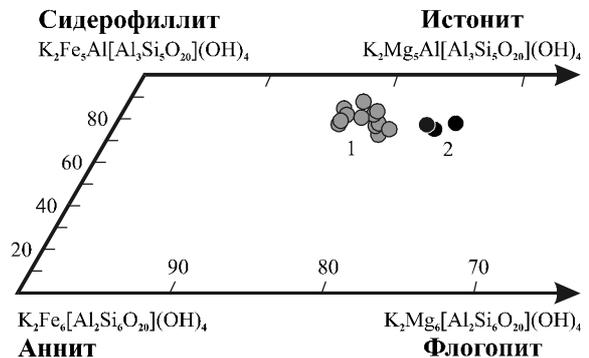


Рис. 4. Компонентный состав биотитов в ороговикованном гранат-биотитовом сланце ксенолита. Условные обозначения: 1 – на удалении от зерен турмалина, 2 – вблизи зерен турмалина

таморфизме ксенолита условия действительного минерального равновесия завершеного процесса не достигались и можно говорить, скорее всего, лишь о частичном равновесии.

Турмалин как в ороговикованном гранат-биотитовом сланце, так и в прослоях кварцита занимает около 2 % объема этих пород, образуя идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы размером от 0,04 до 0,30 мм. В наиболее крупных зернах в сечениях, перпендикулярных удлинению, наблюдается зональность (рис. 2б), которая фиксируется изменением цветов плеохроизма турмалина от серовато-голубоватых в центральных частях до буровато-зеленых в краевых зонах кристаллов. Результаты микрозондового анализа по профилю через такое зональное зерно (табл. 3) не выявили различий в содержании анализируемых компонентов в его центральной и краевой зонах, что позволяет предполагать в данном случае влияние на цвета плеохроизма турмалина каких-либо элементов-примесей. Турмалины в кварцевых прослоях отличаются от турмалинов ороговикованного гранат-биотитового сланца более низкой концентрацией SiO_2 и повышенным содержанием Al_2O_3 . Возможно, что выявленное различие в составе турмалинов связано с присутствием в ороговикованном сланце такой высо-

Химический состав и кристаллохимические формулы турмалина

№ образца	3692/821,1								
	Кварцит			Гранат-биотитовый ороговикованный сланец					
Порода	Кварцит			Гранат-биотитовый ороговикованный сланец					
Позиция	зерно	зерно	зерно	край	центр зерна				край
№ анализа	Tur-5(3)	Tur-6(3)	Tur-9(3)	Tur-4(4)	Tur-5(4)	Tur-6(4)	Tur-7(4)	Tur-8(4)	Tur-9(4)
SiO ₂	34,43	34,84	33,89	36,84	36,75	36,43	37,53	36,68	37,90
TiO ₂	0,07	0,12	0,06	0,87	0,97	0,89	0,74	0,63	0,81
Al ₂ O ₃	34,38	34,93	34,09	30,87	32,11	32,01	32,20	32,41	32,11
FeO	11,18	10,64	11,20	10,17	10,01	9,94	10,24	9,52	10,16
MnO	0,01	0,04	0,00	0,00	0,05	0,05	0,03	0,03	0,00
MgO	3,22	3,58	3,04	3,30	3,31	3,41	3,22	3,01	3,31
CaO	1,81	1,41	1,34	1,47	1,96	1,52	1,37	1,39	1,47
Na ₂ O	0,66	1,10	0,88	1,17	1,09	1,22	1,08	1,12	1,15
K ₂ O	0,07	0,12	0,09	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05	0,07
B ₂ O ₃ *	10,33	10,47	10,20	10,12	10,27	10,23	10,36	10,18	10,40
F	0,00	0,04	0,12	0,04	0,20	0,04	0,21	0,14	0,11
Cl	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
S	0,02	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
Сумма	96,19	97,29	94,92	94,94	96,81	95,81	97,04	95,17	97,50
Формульные количества в пересчете на 15 катионов (исключая В, К, Na, Са)									
В	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
Si	5,79	5,78	5,78	6,33	6,22	6,19	6,30	6,26	6,33
Al ^{IV}	0,21	0,22	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Si+Al ^{IV}	6,00	6,00	6,00	6,33	6,22	6,19	6,30	6,26	6,33
Al(Z)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al ^{VI}	0,61	0,61	0,63	0,25	0,40	0,41	0,37	0,52	0,32
Ti	0,01	0,01	0,01	0,11	0,12	0,11	0,09	0,08	0,10
Fe ²⁺	1,57	1,48	1,60	1,46	1,42	1,41	1,44	1,36	1,42
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mg	0,81	0,88	0,77	0,85	0,83	0,86	0,80	0,77	0,82
ΣY	3,00	3,00	3,00	2,67	2,78	2,81	2,70	2,74	2,67
Ca	0,33	0,25	0,24	0,27	0,35	0,28	0,25	0,25	0,26
Na	0,22	0,35	0,29	0,39	0,36	0,40	0,35	0,37	0,37
К	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
вакансия X	0,44	0,37	0,44	0,32	0,28	0,31	0,39	0,36	0,35
Fe/(Mg+Fe), % ат.	66,1	62,5	67,4	63,4	62,9	62,1	64,1	64,0	63,3

* – содержание B₂O₃ рассчитано по стехиометрии.

коглиноземистой фазы, как гранат, а его отсутствие в кварцитовых прослоях и обусловило предпочтительное вхождение алюминия в структуру турмалина.

Мусковит встречается как в ороговикованном сланце, так и в кварцитовых прослоях в виде единичных мелких лепидобласт размером от 0,02 до 0,15 мм. Его компонентный состав (табл. 4) характеризуется варьирующим содержанием фенгитового минала и низкой долей парагонита (Ms_{85,7-96,9}Phn_{1,1-13,2}Pg_{0,3-2,0}).

Мусковит является широко распространенным минералом в породах, метаморфизованных в условиях низких и умеренных температур. Однако его стабильность в температурных условиях существования магматических расплавов возможна лишь при очень большом давлении воды, значительно превышающем имеющуюся в настоящее время оценку величины общего давления (2,1 кбар) в контактовых ореолах раннепротерозойских интрузий

КМА [1]. Это дает основания предполагать, что кристаллизация наблюдаемого мусковита происходила уже на регрессивной стадии метаморфизма ксенолита.

Таким образом, минералого-петрографические исследования свидетельствуют о формировании в результате метаморфизма ксенолита минеральной ассоциации, включающей в себя кварц, биотит, алмандиновый гранат, турмалин, мусковит, магнетит, гематит и пирит. Выявленные вариации содержания ряда петрогенных компонентов (MnO, CaO, MgO) в различных зонах роста кристаллов граната указывают на неоднократность протекания и периодическое изменение условий метаморфических преобразований ксенолита, а наблюдаемые при этом закономерные вариации состава биотита в зависимости от расположенных вблизи с ним минералов свидетельствуют о достижении рассматриваемой метаморфической системой лишь состояния частичного равновесия.

Таблица 4

Химический состав и кристаллохимические формулы мусковита

№ образца	3692/821,1		
№ анализа	Ms-10	Ms-11	Ms-12
SiO ₂	52,08	51,32	51,12
TiO ₂	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	33,45	35,06	34,48
FeO	2,31	1,51	1,38
MnO	0,00	0,04	0,02
MgO	0,14	0,20	0,10
CaO	0,15	0,05	0,85
Na ₂ O	0,08	0,02	0,14
K ₂ O	10,53	11,24	10,14
F	0,04	0,02	0,00
Cl	0,03	0,00	0,02
S	0,02	0,02	0,03
Сумма	98,83	99,48	98,28
Количество катионов в пересчете на 11 анионов O ²⁻			
Si	3,40	3,31	3,34
Al ^{IV}	0,60	0,69	0,66
ΣR^{IV}	4,00	4,00	4,00
Al ^{VI}	1,96	1,97	1,99
Ti	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,13	0,08	0,08
Mn	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,02	0,01
ΣR^{VI}	2,10	2,07	2,08
Ca	0,01	0,00	0,06
Na	0,01	0,00	0,02
K	0,88	0,92	0,85
ΣR^{VIII}	0,90	0,92	0,93
Компонентный состав, % моль.			
Ms	85,7	90,0	96,9
Phn	13,2	9,7	1,1
Pg	1,1	0,3	2,0

Температурные условия и эволюция метаморфизма

Для оценки температурных условий метаморфизма ксенолита использовались гранат-биотитовый [2], биотит-турмалиновый и биотит-мусковитовый [3] геотермометры. Так как минералогическо-петрографические исследования ксенолита показывают, что рассматриваемая метаморфическая система достигала лишь состояния частичного равновесия, то возможны систематические отклонения полученных расчетных значений температур от истинных температурных параметров процессов метаморфогенного минералообразования. Однако относительные тенденции изменения температуры в ходе метаморфических преобразований при этом должны сохраняться.

Наиболее высокие значения температур получены для ассоциации гранат-высокожелезистый биотит. Для различных пар анализов этих минера-

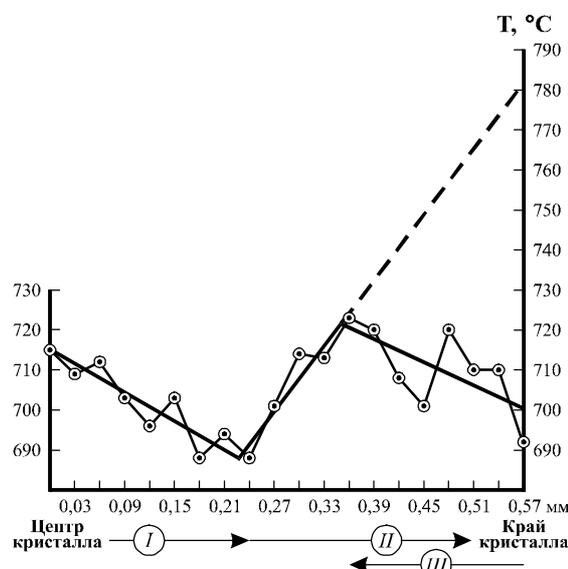


Рис. 5. Температурные условия кристаллизации различных зон роста идиобласт граната. Стадии: I – термальный метаморфизм в контактовом ореоле интрузии, II – метаморфические преобразования ксенолита в сиенитовом расплаве, III – регрессивные изменения при аутометаморфизме интрузивных пород

лов они варьируют от 652 до 750 °С. При этом в направлении от центра к периферии кристалла граната можно выделить три зоны, характеризующиеся различными, небольшими по значению, но статистически значимыми (P=0,95), тенденциями изменения температуры: центральную, в пределах которой наблюдается ее снижение от 715 до 688 °С, промежуточную, для которой характерно возрастание температуры до 723 °С, и краевую с падением температуры до 692 °С (рис. 5).

Снижение температуры в краевой зоне граната обусловлено, вероятно, затуханием магматического процесса, кристаллизацией окружающего сиенитового расплава Шебекинской интрузии и проявлением ретроградного метаморфизма в ксенолите. Поэтому полученные максимальные оценки температуры кристаллизации граната, вероятнее всего, ниже истинных значений температурных условий пика метаморфических преобразований ксенолита. Судя по тенденции изменения температурных оценок при формировании промежуточной зоны граната, они достигали не менее 780 °С. По всей видимости, пик метаморфических преобразований ксенолита связан с его попаданием в сиенитовый расплав Шебекинской интрузии. В таком случае можно предположить, что зарождение граната и рост его центральной части происходили в условиях термального метаморфизма породы ксенолита, еще находившейся на этой стадии в пределах экзоконтактового ореола интрузии. Однако наблюдаемое снижение температуры кристаллизации граната в направлении от центра к промежуточной зоне довольно необычно и вроде бы не согласуется с ожидаемым монотонным ростом температуры от условий контактово-термального метаморфизма к пре-

Таблица 5

Оценки температур различных стадий метаморфических преобразований ксенолита

Стадии метаморфизма*	Геотермометры								
	Гранат-биотитовый			Биотит-турмалиновый			Биотит-мусковитовый		
	T _{ср.}	T _{min}	T _{max}	T _{ср.}	T _{min}	T _{max}	T _{ср.}	T _{min}	T _{max}
I a	715±15	677	742	—	—	—	—	—	—
I б	688±14	652	713	—	—	—	—	—	—
II	723±15	685	750	—	—	—	—	—	—
III	692±14	655	717	527±6	506	548	507±15	442	583

* – стадии метаморфизма см. рис. 5.

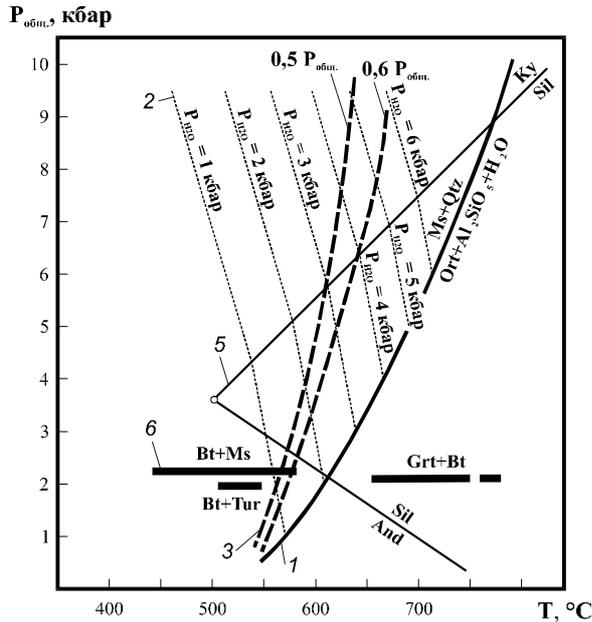


Рис. 6. Экспериментальные и расчетные кривые распада мусковита в присутствии кварца при различных соотношениях $P_{общ.}$ и P_{H_2O} и равновесия в системе And – Ky – Sil [по 4 с изменениями]. Условные обозначения: 1-3 – моновариантные линии реакций разложения мусковита в присутствии кварца: 1 – по экспериментальным данным при $P_{общ.} = P_{H_2O}$ [5,6]; 2 – при фиксированных значениях P_{H_2O} ; 3 – при $P_{H_2O} = 0,5$ и $0,6 P_{общ.}$ [7]; 4 – линия полиморфных переходов силикатов глинозема и координаты тройной точки по [8]; 5 – температурные оценки биминеральных равновесий в ксенолите Шебекинского массива

образованию фрагментов вмещающих пород в магматическом расплаве. Такое несоответствие может быть объяснено тем, что при попадании ксенолита в сиенитовый расплав резкое увеличение температуры должно было привести к возрастанию магнезиальности краевых зон граната за счет обмена компонентами между ним и окружающими железомagneзиальными фазами. Однако в условиях дефицита последних, о чем свидетельствует присутствие вокруг зерен граната лейкократовых кайм, практически не содержащих биотита, установление фазового равновесия обеспечивалось, по всей видимости, диффузией магния из внутренних частей кристалла.

Подобная тенденция изменения температур кристаллизации в центральной части граната может

быть обусловлена также двухимпульсным характером интрузивного процесса при формировании Шебекинской интрузии. В этом случае в центральной части граната мы наблюдаем ретроградную зональность, сформировавшуюся на этапе остывания экзоконтактового ореола на стадии первого импульса, а второй импульс привел к взламыванию пород экзоконтакта, попаданию их в расплав в виде ксенолита и достижению пиковых условий метаморфических преобразований.

Температурные оценки по равновесию турмалина с окружающими его более магнезиальными биотитами составляют в среднем 527 °C (табл. 5). Близкие значения температуры получены и по биотит-мусковитовому геотермометру (507 °C).

Согласно существующим экспериментальным и расчетным данным, а также полученным значениям температур, пик метаморфических преобразований ксенолита превышал условия устойчивости мусковита (рис. 6). Кристаллизация мусковита, турмалина, а также более магнезиального биотита происходила при регрессивном изменении пород ксенолита, а появление на этой стадии воды и бора связано, вероятно, с отделением летучих компонентов от сиенитового расплава при его раскристаллизации и протеканием процессов автотематоморфизма в породах Шебекинской интрузии.

Выводы

Результаты проведенных минералого-петрографических исследований, изучения особенностей внутреннего строения и изменчивости химического состава минеральных фаз, а также полученные оценки температурных параметров процессов минералообразования в ксенолите Шебекинской интрузии свидетельствуют о многостадийности его метаморфизма, протекавшего в широком диапазоне температур.

Закономерное изменение состава биотита в зависимости от расположенных вблизи с ним минеральных фаз, а также совместное присутствие в ксенолите высоко- и низкотемпературных минеральных ассоциаций (высокожелезистый биотит + гранат и более магнезиальный биотит + турмалин + мусковит) свидетельствуют о том, что рассматри-

ваемая метаморфическая система достигала состояния лишь частичного равновесия.

Формирование наблюдаемой минеральной ассоциации происходило в результате трех стадий метаморфических преобразований ксенолита: 1) контактово-термальным метаморфизм в пределах экзоконтактового ореола интрузии (зарождение и рост центральной части граната, $T=677-742$ °C), 2) преобразование ксенолита в сиенитовом расплаве (пик метаморфизма) (рост более магнезиального граната, $T\approx 780$ °C), 3) регрессивные изменения при автотермическом метаморфизме интрузивных пород с участием летучих компонентов, отделившихся от сиенитового расплава при его раскristализации (образование ретроградных кайм в гранате, более магнезиального биотита, мусковита и турмалина, $T=442-583$ °C).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Минобразования РФ по фундаментальным исследованиям в области естественных и точных наук (проект Е02-9.0-160), «Российские университеты» (проект УР.09.01.038), РФФИ (проекты № 03-05-64071, 03-05-79088, 03-05-06442), Президента РФ (проект МД-248.2003.05), ФЦП «Интеграция» (проект Э0348).

УДК 552.43 (470.323)

МИНЕРАЛОГИЯ, ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ И УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ПОРОД НОВОЯЛТИНСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КМА

К.А. Савко, М.В. Поскрываева

Воронежский государственный университет

В разных по химическому составу типах железистых кварцитов Новоялтинского месторождения выделяются три основных типа парагенезисов: $Qtz+Mag+Gru\pm Sd\pm Cal\pm Act$, $Qtz+Mag+Rbk\pm Stp\pm Sd$, $Qtz+Mag+Slid\pm Fe-Shm\pm Hem\pm Sd$. Анализ фазовых равновесий железистых пород и данные по минеральной геотермобарометрии внутрирудных сланцев позволили оценить физико-химические условия метаморфизма: $T = 460-510$ °C, $P = 2-3$ кбар. Для содержащих рибекит парагенезисов железистых кварцитов значения фугитивности кислорода при метаморфизме были ниже магнетит-гематитового буфера в этом интервале температур и давлений, но выше кварц-магнетит-фаялитового буфера. Активность натрия оценивается интервалом $\log[a(Na^+)/a(H^+)] = 5.0-5.5$.

Минеральные ассоциации в железистых кварцитах Новоялтинского месторождения имеют сходство как с необычными парагенезисами Михайловского железорудного месторождения, содержащими селадонит, ферришамозит, так и с парагенезисами раннепротерозойских железистых формаций Северной Америки, Австралии и Южной Африки, где широко распространены грюнерит, актинолит и стильпномелан.

Введение

Настоящая работа посвящена изучению процессов метаморфизма раннепротерозойских железорудных толщ Новоялтинского месторождения, находящегося в пределах Михайловского железорудного района КМА. В пределах этого же района ранее нами были изучены фазовые равновесия Михайловского железорудного месторождения, минералогия железистых кварцитов которого сильно отлича-

- ### ЛИТЕРАТУРА
1. Полякова Т.Н., Скрыбин В.Ю., Савко К.А. Фазовые равновесия и физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород на контакте с интрузиями стойло-николаевского комплекса // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геологическая. - 2002. - №2. - С. 46-58.
 2. Перчук Л.Л. Эволюция метаморфизма // Эксперимент в решении актуальных задач геологии. - М., 1986. - С.151-173.
 3. Hoisch T.D. A muscovite-biotite geothermometer // Am. Mineral.-1989.-V.74, №5/6.-P.565-572.
 4. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. - М., 1979. - 263 с.
 5. Жариков В.А., Иванов И.П., Фонарев В.И. Минеральные равновесия в системе $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. - М., 1972. 160 с.
 6. Kerrick D.M. Experimental determination of muscovite + quartz stability with $P_{H_2O} < P_{total}$ // Amer. J. Sci.-1972.-272.-№10.-Pp. 729-762.
 7. Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В. и др. Фации метаморфизма. Том 1. - М., 1970.-432 с.
 8. Holdaway M.J. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram // Amer. J. Sci.-1971.-271.-№ 2.-Pp. 97-131.

ется от известных хорошо изученных докембрийских железистых формаций Австралии, Америки и Южной Африки. Минеральные парагенезисы в железистых кварцитах Новоялтинского месторождения имеют сходства и отличия как с минеральными ассоциациями Михайловского месторождения, так и с раннепротерозойскими железистыми формациями других докембрийских щитов.

Цель настоящей статьи – установить изменения фазовых равновесий и определить физико-химические условия метаморфизма железистых