

ФАЗОВЫЕ РАВНОВЕСИЯ НА ГРАНИЦЕ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОЙ И СТАВРОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ МЕТАМОРФИЗМА НА ПРИМЕРЕ МИХАЙЛОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА КМА

М.В.Поскрякова

Воронежский государственный университет

Настоящая работа имеет цель установить изменения фазовых равновесий и составов минералов высокоглиноземистых метapelитов в Р-Т области перехода от зеленосланцевой к ставролитовой фации метаморфизма при пониженных давлениях в верхнеархейских породах михайловской серии юго-восточной части Михайловского района КМА. Изменения минеральных парагенезисов и составов фаз с ростом температуры отражают сужение Р-Т интервала стабильности хлоритоидсодержащих парагенезисов. С повышением температуры образуются основные парагенезисы ставролитовой зоны.

Введение. При изучении фазовых равновесий в высокоглиноземистых метapelитах зональных метаморфических комплексов на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций С.П.Кориновским (1979) были выделены альмандин-хлорит-хлоритоидная субфация – наиболее высокотемпературная в пределах зеленосланцевой фации и ставролит-хлорит-хлоритоидная субфация – самая низкотемпературная в рамках ставролитовой фации. Им же были показаны фазовые равновесия для кианитовых комплексов глубинности на примере Патомского нагорья. Для пониженных давлений (в андалузитовых комплексах) фазовые равновесия хлоритоидных сланцев детально не исследованы. Это объясняется тем, что ниже давлений 3 кбар поле ставролит-хлоритоидной субфации сужается, а менее 1.5 кбар – выклинивается. Поэтому ставролит-хлоритоидные ассоциации чрезвычайно редки в андалузитовых комплексах и полностью отсутствуют в роговиках. К тому же присутствие парагенезисов с хлоритоидом ограничено валовым химическим составом содержащих их метapelитов – высокой глиноземистостью и железистостью. Настоящая статья имеет цель установить изменения фазовых равновесий и составов минералов высокоглиноземистых метapelитов в Р-Т области перехода от зеленосланцевой к ставролитовой фации метаморфизма при пониженных давлениях в верхнеархейских породах михайловской серии юго-восточной части Михайловского района КМА.

Геологическая обстановка. Воронежский кристаллический массив представляет собой крупное, неглубокое погребённое поднятие в структуре фундамента Восточно-Европейской платформы размером 540х1000 км, ограниченное

с севера и северо-востока системой грабенообразных авлакогенов (Пачелмский, Московский, Гжатский, Торопец-Вяземский), с юга - Днепро-Донецкой, с запада – Оршанской и с востока – Прикаспийской впадинами (рис.1)

В строении ВКМ принимают участие три главных типа структур – раннеархейские гнейсово-митматитовые и гранулитовые блоки, позднеархейские гранит-зеленокаменные пояса и раннепротерозойские подвижные пояса, обрамляющие блоки ранних архейд. В отношении метаморфизма ВКМ выделяются архейские гранулитовые (Брянский, Курско-Бесединский) и незональные мигматит-гнейсовые комплексы (например, Россошаский), верхнеархейские и раннепротерозойские незональные средне- и низкотемпературные комплексы (лосевская серия, воронежская свита), раннепротерозойские зональные комплексы (тимский, воронцовский).

Михайловский рудный район, площадью около 70х40 км, расположен в северно-западной части железорудного бассейна КМА на территории Железногорского административного района Курской области, в пределах которого расположено одно из крупнейших в России Михайловское месторождение железных руд. В его строении принимают участие несколько литостратиграфических комплексов. Обоянская серия (ранний архей) широко развита по периферии Михайловского района. Она представлена гнейсово-мигматитовыми образованиями, в составе которых наиболее распространены биотитовые, биотит-роговообманковые плагиогнейсы, реже амфиболиты. Михайловская серия (верхний архей) включает амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-хлоритовые сланцы, кварц-ставролит-

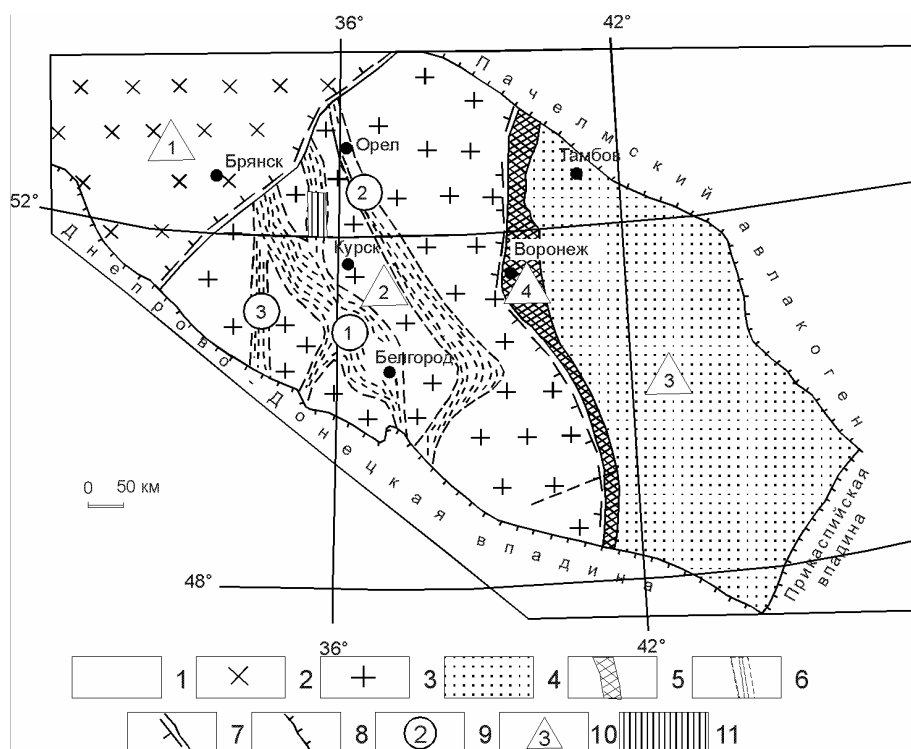


Рис. 1. Геолого-структурная схема Воронежского кристаллического массива (Чернышов и др., 1997):
1-6 структурно-вещественные комплексы: 1 – платформенные рифея и протерозоя; 2-6 – дорифейские: 2 – Брянского и 3 – Курского мегаблоков раннеархейской консолидации; 4 – Воронежского перикратонного прогиба; 5 – Ливенско-Богучарской сутуры; 6 – рифтогенных структур второго порядка; 7-8 – геологические границы: 7 – мегаблоков; 8 – Воронежского кристаллического массива; 9 – рифтогенных структур второго порядка (цифры в кружках): 1 – Белгород-Михайловская; 2 – Орловско-Тимская; 3 – Крупецко-Криворожская; 10 – структуры первого порядка (цифры в треугольниках): 1 – Брянский; 2 – Курский и 3 – Воронежский мегаблоки; 4 – Ливенско-Богучарская шовная зона; 11 – Михайловский рудный район (участок работ).

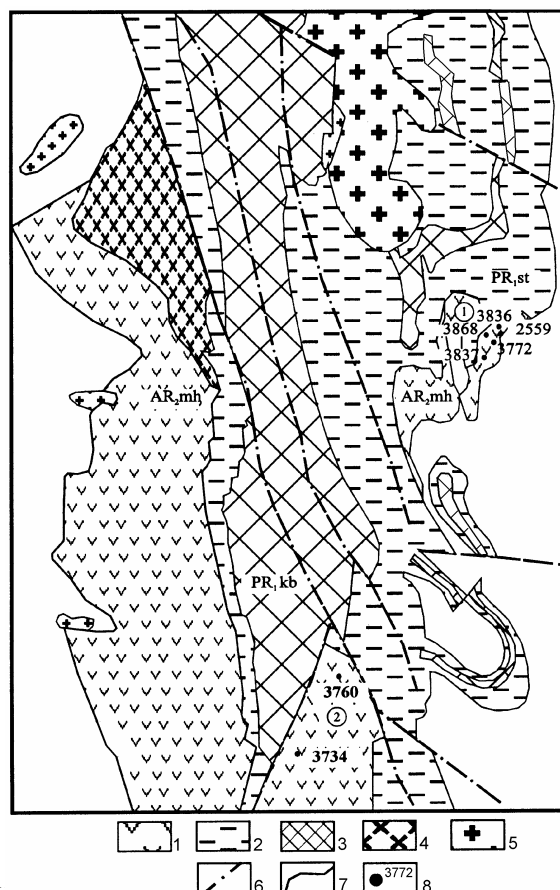


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Михайловского рудного района. (Составил И.П. Лебедев, 1998. В качестве основы использована схематическая геологическая карта докембрия, масштаб 1:200000, составили В.М.Жмакин, Н.И.Кошелев, 1989.): 1 - амфиболовые, биотит-амфиболовые, гранат-хлоритовые сланцы кварц-ставролит-биотит-мусковитовые и гранатсодержащие сланцы позднего архея михайловской серии – AR₂mh. 2 - кварцевые конгломераты и полевошпат-кварцевые метапесчаники стойленской свиты курской серии. 3 - железисто-кремнисто-сланцевая формация (в объеме коробковской свиты курской серии). 4 – плагиограниты салтыковского комплекса (pl AR₂sl). 5 - габброиды стойло-николаевского комплекса (vPR, sn). 6 - тектонические нарушения. 7 - границы геологических тел. 8 - проекции скважин и их номера. Цифры в кружках: 1 – Гремяченский участок, 2- Усожский участок.

биотит-мусковитовые и гранатсодержащие сланцы. В составе михайловской серии принято выделять нижнюю александровскую и верхнюю лебединскую свиты. Александровская свита – это, в целом, основные метавулканы и соответствуют составам толеитовых базальтов, которые относятся к толеит-базальтовой формации. В составе лебединской свиты следует различать риолит-дацит-базальтовую формацию и формацию глиноземистых сланцев и

гнейсов. В пределах Гремяченского участка (скв. 3772, 3836) (рис.2) установлены мусковит-хлорит-хлоритоидные сланцы. Максимальная мощность михайловской серии превышает 3000 метров. Кур-

Таблица 1

Химический состав хлоритоидных сланцев юго-восточной части Михайловского рудного района КМА

№№ обр.	3772/515.0	3772/510.5-518.0	3772/613.0-614.7
SiO ₂	67.18	65.30	62.17
TO ₂	0.92	1.23	1.25
Al ₂ O ₃	17.18	17.26	24.79
Fe ₂ O ₃	2.21	2.19	2.70
FeO	6.00	9.73	3.94
MnO	0.14	0.09	0.02
MgO	1.42	1.75	1.38
CaO	1.99	0.27	0.36
Na ₂ O	1.02	0.60	0.53
K ₂ O	1.63	1.87	2.81
P ₂ O ₅	0.30	0.16	0.05
SO ₃ (общ)	0.01	-	-
Сумма	100.00	100.45	100.00

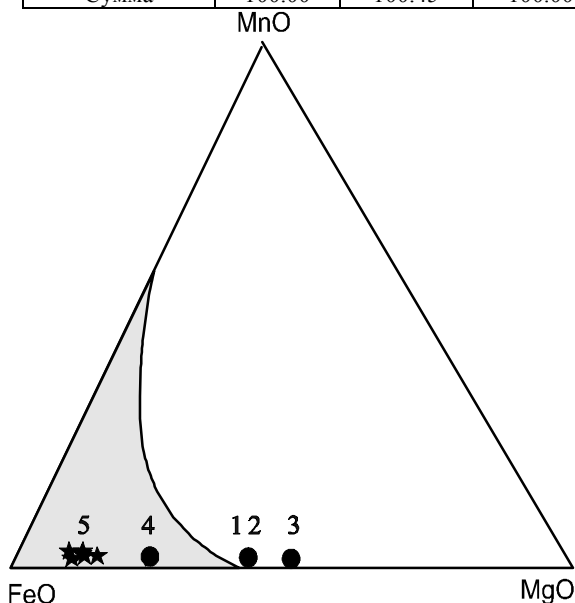


Рис. 3. Составы хлоритоидных сланцев и других типов пелитов на диаграмме FeO-MgO-MnO. Средние составы: 1- сланцев (Shaw, 1956); 2 - платформенных глин (Ditrich et al., 1982); 3 - глин континентальных окраин (Ditrich et al., 1982); 4 - хлоритоидных сланцев провинции Гренвилл, Канада (Thompson, LeClair, 1987); 5 - хлоритоидных сланцев Михайловского рудного района

ская серия раннего протерозоя представлена отложениями стойленской и коробковской свит. Стойленская свита разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Породы нижней подсвиты в юго-восточной части Михайловском районе представлены кварцевыми конгломератами и кварцевыми, реже полевошпат-кварцевыми метапесчаниками. Отложения коробковской свиты сложены железистыми

кварцитами. Мощность отложений курской серии 100-120 м.

Петрография. Образования михайловской серии в районе исследований (Гремяченский и Усожский участки) (рис.2) представлены зелено-серыми тонкозернистыми, иногда филлитовидными кварц-мусковит-хлоритовыми и андалузит-хлоритоидными сланцами, метапесчаниками того же состава с маломощными прослоями известково-силикатных пород с кальцитом, амфиболом, эпидотом (или клиноцоизитом) и хлоритом. В мусковит-хлоритовых сланцах часто встречаются ильменит и магнетит со значительной примесью титана (до 7.7 мас. % TiO₂). Структура пород лепидобластовая с элементами нематобластовой, бластопсаммитовая, текстура сланцеватая, иногда пльчатая. По химическому составу хлоритоидные сланцы являются высокоглиноземистыми и высококремнистыми породами (средние содержания Al₂O₃ = 23.32 и SiO₂ = 72.45 мас. %) (табл. 1).

Обращает внимание редкое присутствие в изученных породах биотита, который широко распространен в докембрийских метаморфических образованиях других стратиграфических подразделений Воронежского кристаллического массива. Как показано С.П.Кориковским [1] устойчивость биотита в пределах зеленосланцевой фации весьма ограничена, так как биотит может появляться только в малоглиноземистых породах с низким отношением Al/(Mg+Fe), например полимиктовых и аркозовых песчаниках, кислых туфах. Кроме того, в зеленосланцевой фации стабильны преимущественно среднежелезистые биотиты [1], а в обогащенных титаном породах вместо биотита стабилен парагенезис Pm+Chl+Ms. Иногда вместо ильменита в этом парагенезисе присутствует сфен. Биотит достаточно широко распространен в карбонатсодержащих породах Михайловского района.

Парагенезисы с хлоритоидом встречаются только в породах с высоким отношением Fe/(Fe+Mg+Mn), составы которых попадают в относительно узкую область на рис. 3 (Hoschek, 1967; Thompson, LeClair, 1987 и др.) [2-3]. Большинство метапелитов имеют менее железистый состав, и, следовательно, в них вместо хлоритоида стабилен парагенезис граната с хлоритом.

Методы исследования. Все образцы метапелитов представляют собой керн скважин, который был детально описан при проведении полевых работ. Отобранные образцы были изучены оптически. Локальные анализы минералов сделаны на микрозонде Camebax SX-50 (МГУ), ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 1-2 нА, диаметр зонда 1-2 мкм. Снимки шлифов в отраженных электронах выполнены на электронном микроскопе "CamScan" с энергодисперсионной приставкой "Link" (МГУ). Точность анализов систематически контролировалась по природным и синтетическим эталонам. Кристаллохимические формулы гранатов рассчитаны на 12, хлоритоидов на 5, ставролитов на 46, биотитов и

мусковитов на 11, хлоритов на 14 атомов кислорода. Расчеты Р-Т условий метаморфизма производились с помощью компьютерной программы PTF [4].

Минералогия. Гранат встречается в ассоциации с хлоритоидом, мусковитом и хлоритом при

Таблица 2

Минеральные парагенезисы метаморфических пород юго-восточной части Михайловского района КМА

№№ образца	Субфация метаморфизма по [2]	Минеральный парагенезис
Высокоглиноземистые метapelиты и метapесчаники		
3836/363,5	Альмандин-хлорит-хлоритоидная	Qtz+Ms+Chl+Ilm
4154/535.5		Qtz+Cld+Ms+Chl
4154/541		Qtz+Cld+Grt+Chl+Ms+Bt
4154/546		Qtz+Grt+Ms+Chl
3772/354.7		Qtz+Cld+Chl
3772/372		Qtz+Ms+Chl+And
3772/515		Qtz+Cld+Ms+Chl+And
3772/522		Qtz+Cld+Ms+Chl
3772/538		Qtz+Cld+Ms+Chl
3772/544		Qtz+Cld+Grt+Chl+Ms+Bt
3772/558		Qtz+And+Ms+Chl
3772/574		Qtz+Cld+Chl
3772/584		Qtz+Cld+And+Chl
3772/585.5		Qtz+Cld+And+Chl
3772/592.0		Qtz+Cld+Ms+Chl
3772/593		Qtz+Cld+Ms+Chl+And
3772/639		Qtz+Pl+Ms+Chl
3760/542	Ставролит-хлорит-хлоритоидная	Qtz+St+Ms+Chl
3760/321		Qtz+Pl+Ms+Chl
3760/500		Qtz+St+Chl+Ms+Cld
3767/415		Qtz+Bt+Ms+And+Gph
3734/440		Qtz+St+And+Cld+Chl+Bt
3734/455		Qtz+Cld+And+Bt+Ilm
3734/461		Qtz+Cld+Chl+And+Bt

* жирным шрифтом отмечены парагенезисы, минералы из которых изучены на микрозонде.

Таблица 3

Представительные анализы гранатов из обр. 3772/544

Позиция	Крупное зерно на контакте с хлоритоидом								Мелкое зерно	
В контакте	Cld							Qtz	Cld	Ilm
	край	→ → центр → →						край	край	центр
№ анализа	Grt-1	Grt-2	Grt-3	Grt-4	Grt-5	Grt-6	Grt-7	Grt-8	Grt-9	Grt-10
SiO ₂	36.55	36.51	36.20	36.15	36.24	36.69	36.66	36.40	36.49	36.48
Al ₂ O ₃	20.85	20.80	21.13	20.72	21.02	21.12	20.79	20.15	21.21	21.05
TiO ₂	0.07	0.05	-	0.01	0.04	0.03	0.06	0.03	-	0.02
FeO	36.57	36.87	37.06	35.98	35.46	35.81	34.85	36.02	36.20	35.57
MnO	3.26	3.73	4.07	4.49	4.90	4.89	4.66	4.49	3.53	4.34
MgO	0.83	0.85	0.84	0.83	0.80	0.82	0.81	0.84	0.81	0.85
CaO	1.62	1.71	1.84	1.94	1.83	1.94	2.17	2.37	1.63	1.88
Сумма	99.75	100.52	101.14	100.12	100.29	101.30	100.00	101.21	99.87	100.19
Si	2.99	2.98	2.99	2.97	2.99	2.97	2.99	2.96	2.99	2.98
Al	2.01	2.00	2.03	2.01	2.03	2.02	2.00	2.02	2.05	2.03
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	2.51	2.52	2.53	2.47	2.43	2.43	2.38	2.45	2.48	2.43
Mn	0.23	0.26	0.28	0.31	0.34	0.34	0.32	0.31	0.24	0.30
Mg	0.10	0.10	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10
Ca	0.14	0.15	0.16	0.17	0.16	0.17	0.19	0.21	0.14	0.16
X _{Fe}	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96	0.96
Alm	0.84	0.83	0.82	0.81	0.80	0.80	0.79	0.79	0.84	0.81
Sps	0.08	0.09	0.09	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10	0.08	0.10
Prp	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Grs	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06

близительно в каждом четвертом образце в виде мелких гипидиоморфных додекаэдрических кристаллов размером от 0.2 до 1 мм в поперечнике (рис.

4а). В гранате отмечаются включения кварца и ильменита (рис. 4 б). По составу гранат очень железистый (X_{Fe} = 95.9-96.1) с примесью спессартинового

компонента ($X_{\text{Sp}} = 7.6-11.2 \%$) (табл.3). Содержание пиропового иgrossулярового компонентов невысокое – до 3.4 и 6.7 % соответственно. По железу и

магний гранат не обнаруживает четкой химической зональности. Отмечается уменьшение содержания марганца от центра к краевой части в контакте с

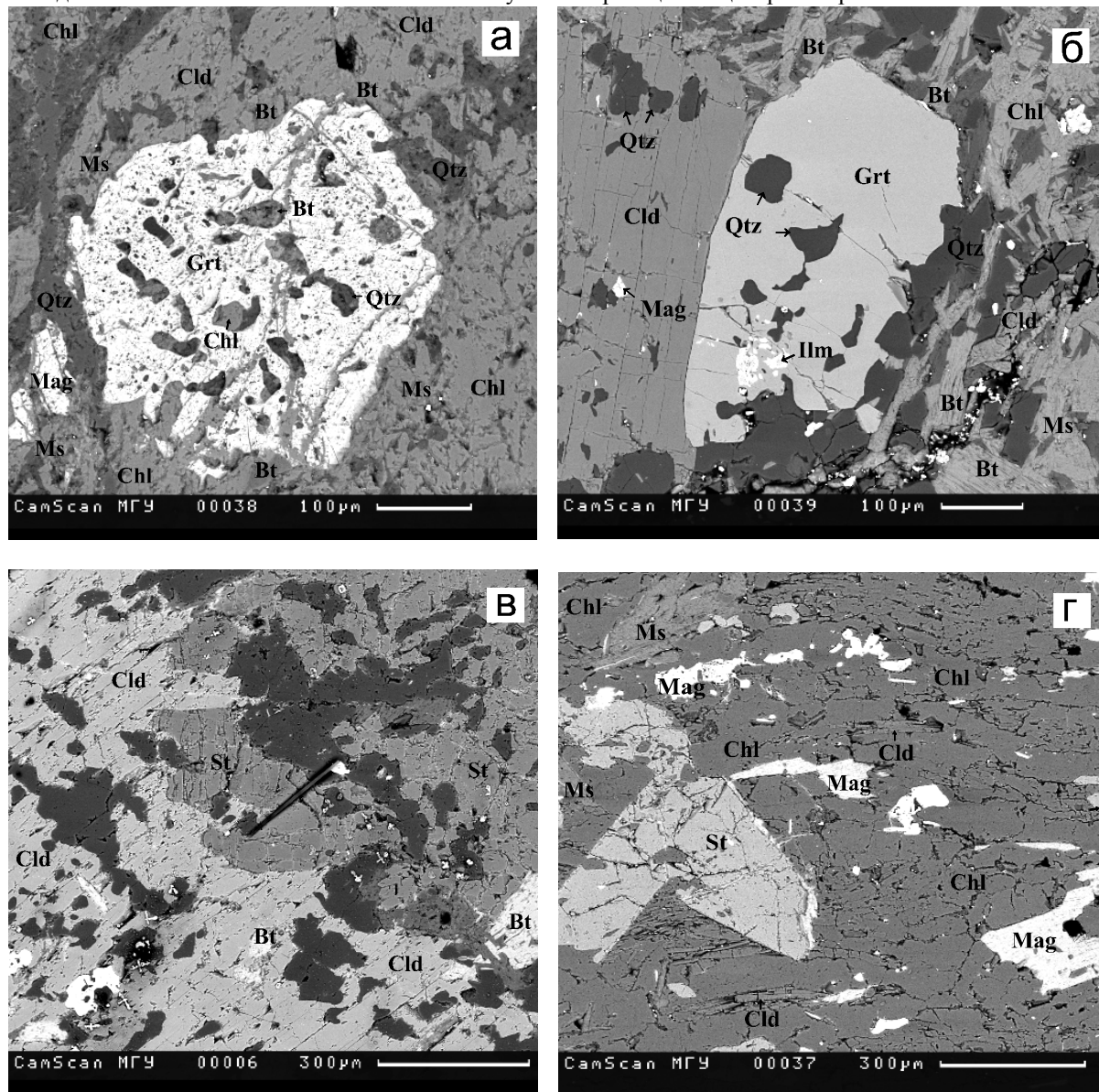


Рис. 4. Фотографии участков шлифов из метапелитов юго-восточной части Михайловского района: а), б) гранат-хлорит-хлоритоидный сланец (обр. 3772/544.0, Гремяченский участок), в) ставролит-хлоритоидный сланец (обр. 3760/500.0, Усожский участок), г) ставролитовый-хлоритовый сланец (обр. 3734/440.0, Усожский участок).

хлоритоидом (от 4.90 до 3.26 мас. % MnO). Менее выражена зональность по кальцию – его содержания незначительно уменьшаются в краевой части на контакте с хлоритоидом. Составы относительно крупных (1 мм в поперечнике) и мелких гранатов (0.2-0.3 мм в поперечнике) почти не отличаются.

Хлоритоид образует пластинчатые кристаллы с ясным плеохроизмом в голубых тонах и совершенной спайностью размером до 5-6 мм по длинной оси и встречается в тесной ассоциации с мусковитом, хлоритом и кварцем. Его количество в отдельных образцах достигает 30-40 модалных процентов. Реже хлоритоид отмечается в непосредственном контакте с гранатом, ставролитом и биотитом. В отдельных образцах хлоритоид образует розетко-

видные сращения. Хлоритоид характеризуется железистостью 92.1-93.0 ат. % и содержаниями марганца 0.25-0.47 мас. % MnO (табл. 4), причем марганцовистость возрастает по направлению к краю на контакте с гранатом. Составы хлоритоида из ставролит-хлорит-хлоритоидной зоны не отличаются от таковых в альмандин-хлорит-хлоритоидной зоне.

Мусковит широко распространен в метапелитах юго-восточной части Михайловского района особенно в пределах альмандин-хлорит-хлоритоидной зоны и представлен чешуйками размером 0.5-0.8 мм в количестве до 35-40 модалных процентов. Составы мусковитов из альмандин-хлорит-хлоритоидной зоны отличаются от таковых в ставролит-хлорит-хлоритоидной зоне. В низкотемпературных

мусковитах отношение $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K})= 0.1-0.15\%$ (табл.5). При переходе через изограду это отношение в мусковитах увеличивается до 0.4% (табл.5).

Хлорит в пределах альмандин-хлорит-хлоритовой субфации встречается в виде неправильных пластинок размером около 0.5 мм и характеризуется

Таблица 4

**Представительные анализы хлоритоидов из метapelитов юго-восточной части
Михайловского рудного района**

Образец	3734/440.0		3772/544.0					
Позиция	Крупное зерно		Крупное зерно на контакте с мелким гранатом				Мелкое зерно	
В контакте	St		Grt				Grt	
	край	центр	край	→	→	центр	край	центр
№ анализа	Cld-19	Cld-21	Cld-8	Cld-9	Cld-10	Cld-12	Cld-2	Cld-5
SiO ₂	25.70	24.36	23.92	24.19	24.02	23.27	24.62	24.12
TiO ₂	-	0.06	0.03	-	-	0.03	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	42.31	42.43	41.54	41.37	40.58	40.89	41.36	41.69
Cr ₂ O ₃	-	-	0.03	0.11	0.10	0.20	0.02	-
FeO	28.65	28.50	28.51	28.79	28.27	28.28	28.08	27.80
MnO	0.46	0.70	0.47	0.40	0.25	0.29	0.36	0.36
MgO	1.32	1.56	1.21	1.25	1.36	1.22	1.24	1.29
CaO	-	0.05	-	0.01	-	0.06	0.01	0.01
Na ₂ O	-	0.15	0.01	0.01	0.05	0.02	0.03	0.02
K ₂ O	0.04	0.03	0.01	0.01	0.05	-	0.02	0.03
Cl	-	-	0.02	0.02	0.02	0.01	0.05	0.01
Сумма	98.48	97.84	95.75	96.16	94.71	94.40	95.79	95.32
Si	2.02	1.93	1.95	1.96	1.98	1.93	1.99	1.96
Al	3.92	3.98	3.99	3.96	3.94	3.99	3.95	3.99
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	-
Fe ²⁺	1.88	1.89	1.94	1.95	1.95	1.96	1.90	1.89
Mn	0.03	0.05	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02
Mg	0.16	0.19	0.15	0.15	0.17	0.15	0.15	0.16
Ca	-	-	-	-	-	0.01	-	-
Na	-	0.02	-	-	0.01	-	0.01	-
K	-	-	-	-	0.01	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	0.01	-
X _{Fe}	0.92	0.91	0.93	0.93	0.92	0.93	0.93	0.92

довольно железистым составом. Железистость хлорита на контакте с гранатом равна 80 ат.%. На контакте с биотитом $Fe/(Fe+Mg)=78-79\%$ (табл.5). В ставролит-хлоритоидной зоне хлориты более магнетизальные с железистостью 0.60-0.61 (табл. 5, обр. 3760/500).

Биотит встречается в виде неправильных, чешуек, размером от 0.2-0.5 мм до 1 мм. Железистость биотита 82 ат. %, в контакте с хлоритом понижается до 78 ат. %. Содержание TiO₂ 1.50 – 1.99 мас. %, в контакте с хлоритом 1.12 – 1.08% (табл. 5).

Ставролит встречается в шлифах в виде крупных неправильных удлинённых зерен размером до 4-6 мм с характерным плеохроизмом в золотисто-желтых тонах. Ставролит установлен в ассоциации с хлоритоидом, мусковитом, кварцем, хлоритом (обр. 3760/500, обр. 3734/440.0) (рис. 4 в). Ставролит имеет железистость 90-96 ат. %, содержание цинка и магния невысокое: ZnO=0.1 мас. %, MgO=0.74-0.85 мас. % (табл. 6).

Андалузит в шлифе встречается в виде неправильных зерен разного состава. Андалузит находится в ассоциации с хлоритоидом, кварцем, хлоритом, мусковитом, часто насыщен включениями кварца, магнетита.

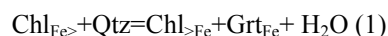
Магнетит представлен мелкими неправильными зернами, иногда агрегатами зерен. Магнетит установлен в ассоциации с кварцем, хлоритом, хлоритоидом, биотитом.

Ильменит в шлифе встречается в виде неправильных зерен. Иногда он встречается во включениях в гранате (рис. 4 б).

Интерпретация минеральных равновесий. В пределах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации устойчив гранат с высоким содержанием альмандинового компонента. Критический для субфации парагенезис альмандина с хлоритом стабилен в широком диапазоне давления [1]. Ассоциация хлоритоида вместе с альмандином и хлоритом устойчива в пределах альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации, которая является наиболее высокотемпературной частью зеленосланцевой фации.

Низкотемпературная граница альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации – изографа альмандина, высокотемпературная – появление ставролита в хлоритоидных сланцах (начало ставролитовой фации).

Для равновесий альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации критическими являются следующие парагенезисы $Cld+Chl+Ms+Qtz$, $Cld+Chl+Grt+Ms+Qtz$, $Cld+Grt+Ms+Qtz$. Кристаллизация граната связана с реакцией распада железистого хлорита с кварцем:



Гранат не является чистым альмандином, а содержит незначительную примесь спессартина иgrossуляра. Одновременно с альмандином устойчи-

Таблица 5

Представительные анализы мусковитов, биотитов и хлоритов из метapelитов юго-восточной части Михайловского рудного района КМА

Образец позиция	3772/544.0										Обр. 3760/500				
	Среднее зерно		Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно			Мелкое зерно
В контакте с	Qtz		Chl	Cld	Qtz	Cld	Grt	Chl	Chl	Qtz	Grt	Chl			Ms
	край	центр	центр	край	край	центр	Край	центр	край	центр	край	край	центр	центр	край
№ анализа	Ms-1	Ms-2	Ms-4	Ms-6	Ms-13	Ms-15	Bt-7	Bt-17	Bt-19	Chl-3	Chl-14	Ms-4	Ms-5	Chl-6	Chl-8
SiO ₂	48.31	48.26	48.04	47.12	47.25	47.42	30.09	31.37	29.66	21.48	22.51	48.18	46.28	23.87	24.83
TiO ₂	0.19	0.28	0.12	0.15	0.14	0.18	1.48	2.00	1.50	0.08	0.11	0.26	0.16	0.08	0.08
Al ₂ O ₃	37.31	37.20	37.21	39.12	39.04	38.02	20.46	19.27	19.47	23.64	22.90	39.86	37.61	23.77	24.14
Cr ₂ O ₃		0.1		0.1	0.10	0.12	0.23	0.18	0.08	0.21	0.23	0.55	0.79	0.43	0.65
FeO	2.05	2.44	2.50	2.31	2.40	3.14	32.18	32.14	33.24	37.45	37.68	0.44	0.63	28.21	28.39
MnO			0.07	0.02	-	-	0.06	0.11	-	0.18	0.12	-	0.02	0.14	0.15
MgO	0.30	0.28	0.24	0.23	0.20	0.33	4.35	3.91	4.45	5.97	6.70	0.26	0.35	10.26	10.71
CaO	0.04		0.04	0.02	0.03		0.08	0.04	0.07	0.05	0.06	0.12	0.10	0.07	0.06
Na ₂ O	1.22	0.90	1.12	0.65	0.61	0.50	0.12	0.08	0.06	0.15	0.06	2.62	1.96	0.05	0.07
K ₂ O	9.33	9.40	9.44	9.64	9.62	9.70	3.15	6.69	5.15	0.18	0.05	5.99	6.76	0.07	0.07
Cl				0.03	0.03		0.08	0.05	0.03	0.14	0.11	0.03	0.03	0.01	0.07
Сумма	98.75	98.79	98.78	99.36	99.42	96.27	92.36	95.78	93.80	89.52	90.51	98.32	94.67	86.96	89.34
Si	3.07	3.07	3.06	2.99	2.95	3.02	2.46	2.51	2.44	2.39	2.47	3.03	3.04	2.58	2.61
Ti	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.09	0.12	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ⁴	0.93	0.93	0.94	1.01	1.05	0.98	1.54	1.49	1.57	1.61	1.53	0.97	0.96	1.42	1.39
Al ⁶	1.87	1.86	1.86	1.92	1.95	1.88	0.43	0.34	0.32	1.49	1.43	1.98	1.95	1.61	1.59
Cr		0.01		0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.05
Fe ²⁺	0.11	0.13	0.14	0.13	0.13	0.17	2.20	2.16	2.28	3.49	3.46	0.02	0.03	2.55	2.49
Mn			0.01	-	-	-	-	0.01	-	0.02	0.01	-	-	0.01	0.01
Mg	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04	0.53	0.47	0.55	0.99	1.09	0.02	0.03	1.65	1.68
Ca	0.01			-	-	-	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.15	0.12	0.14	0.09	0.07	0.06	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.32	0.25	0.01	0.01
K	0.84	0.86	0.85	0.81	0.77	0.79	0.33	0.69	0.54	0.03	0.01	0.48	0.57	0.01	0.01
Cl	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01	-	0.03	0.02	-	-	-	0.01
X _{Fe}	0.78	0.81	0.87	0.87	0.87	0.81	0.81	0.82	0.81	0.78	0.76	0.5	0.5	0.61	0.60
Na/(Na+K)	0.15	0.12	0.14	0.1	0.08	0.07						0.4	0.3		
Mg+Fe+Mn+ Ti/ Mg+Fe+Mn+ Ti+Al6	0.07	0.09	0.09	0.08	0.08	0.1						0.02	0.03		
K/(K+Na)	0.85	0.88	0.86	0.1	0.91	0.93						0.6	0.69		

Таблица 6
Представительные анализы ставролитов из метапелитов
юго-восточной части Михайловского рудного района КМА

№ образца	3734/440.0					
	среднее зерно		мелкое зерно	среднее зерно		
позиция в контакте с	центр	край	край	Центр	край	край
	Chl			Chl	Chl	St, Ms
№ анализа	St-16	St-17	St-18	St-1	St-2	St-9
SiO ₂	29.03	29.38	29.72	27.71	28.27	28.79
Al ₂ O ₃	56.08	56.42	43.27	57.2	57.14	55.94
TiO ₂	0.55	0.18	-	0.39	0.43	0.44
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.52	0.68	0.38
FeO	13.39	12.87	27.20	12.89	12.12	12.61
MnO	0.33	0.34	0.37	0.28	0.16	0.21
MgO	0.54	0.7	1.53	0.77	0.74	0.83
CaO	0.04	0.03	-	0.03	0.02	0.01
Na ₂ O	-	-	-	0.11	0.2	0.01
K ₂ O	-	0.01	0.05	0.07	0.14	0.02
ZnO	-	-	-	-	0.1	-
Cl	0.03	0.03	-	0.03	-	0.02
сумма	99.98	99.96	99.14	100.0	100.0	99.26
Si	7.85	7.92	7.95	7.49	7.62	7.81
Al	17.86	17.92	15.16	18.23	18.14	17.88
Ti	0.11	0.04	-	0.08	0.09	0.09
Cr	-	-	-	0.11	0.15	0.08
Fe ₂	3.03	2.9	6.77	2.92	2.73	2.86
Mn	0.13	0.14	0.16	0.06	0.04	0.05
Mg	0.12	0.16	0.39	0.31	0.3	0.33
Ca	0.01	0.01	-	0.01	0.01	-
Na	-	-	-	0.06	0.1	-
K	-	-	0.01	0.02	0.05	0.01
Zn	-	-	-	-	0.02	-
Cl	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01
Al ₄	-	-	-	18.23	18.14	17.88
Al ₆	-	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	2.92	2.7	2.86
Сумма катионов	29.11	29.09	30.46	29.30	29.23	29.12
Fe/(Fe+Mg)	0.96	0.95	0.95	0.9	0.9	0.89

вы хлориты с железистостью 78%, хлоритоиды с железистостью 92%.

Составы мусковитов из альмандин-хлорит-хлоритоидной зоны характеризуются более высоким содержанием фенгитового компонента и низким парагонитового (за исключением одного анализа: Ms-6, обр. 3772/544.0) по сравнению с мусковитами из ставролитсодержащих парагенезисов. Примесь фенгитовой молекулы в мусковите, в парагенезисе Ms+Cld+Chl – 0.07-0.8% из альмандин-хлорит-хлоритоидной зоны (обр. 3772/544.0) (табл.5), в парагенезисе Ms+Chl+Bt – 0.1% (ставролит-хлорит-хлоритоидная зона, обр. 3760/500.0, табл.5). С ростом температуры предельная фенгитовость белых слюд снижается. С появлением первых ставролитов предельная натровость мусковитов увеличивается до 0.4% (табл.5).

В метапелитах альмандин-хлорит-хлоритоидной зоны установлен парагенезис хлоритоида с био-

титом. По данным С.П.Кориковского (1979) [1] хлоритоид до появления ставролита ассоциирует с хлоритом, гранатом, но не с биотитом. Однако в области высокожелезистых составов существует поле стабильности парагенезиса Cld+Bt вследствие реакции $Grt+Chl+Ms \rightarrow Cld+Bt+Qtz+H_2O$. В хлоритоидных сланцах юго-восточной части Михайловского района (обр. 3772/544.0) биотит характеризуется умеренной титанистостью ($TiO_2=1.50-2.00$ мас. %) и довольно постоянной железистостью $X_{Fe}=0.81-0.82$.

Довольно узкая по температуре ставролит-хлоритоидная субфация является низкотемпературной областью ставролитовой фации. Критическим для нее парагенезисом является St+Cld+Qtz. Низкотемпературная граница – появление ставролита, высокотемпературная – распад последних хлоритоидов с образованием парагенезиса St+Grt+Bt(Chl). С ростом температуры внутри субфации происходит ряд последовательных реакций, в результате чего стабильность хлоритоида быстро сужается, а ставролита – расширяется [1]. Во всех парагенезисах этой субфации устойчивы мусковит и кварц, из рудных – ильменит или магнетит.

С приближением к изограде ставролита предельная железистость хлорита и хлоритоида снижается (табл. 4,5). С ростом температуры происходит реакция образования ставролита и биотита при частичном разложении хлоритоида, хлорита и мусковита.

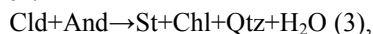


Присутствие парагенезисов ставролита в низах ставролитовой зоны как с хлоритом, так и с хлоритоидом указывает на расширение поля устойчивости составов ставролита как в магнетиальную, так и железистую область.

Последующее повышение температуры приводит к быстрому разложению хлоритоида. Если в районе биотит-ставролитовой изограды ставролит и хлоритоид встречаются примерно в равных количествах, то вглубь ставролит-хлоритоидной зоны хлоритоид составляет не более 4-5% породы. Распространены парагенезисы: St+Ms+Qtz+Chl, St+Qtz+Chl+Cld+Bt+And.

Наиболее ранние ставролиты появляются в парагенезисе St+Cld+Chl+Andl+Qtz.

Еще одной реакцией образования ставролита является:



что подтверждается нахождением всех этих минеральных фаз в одной ассоциации (обр. 3734/440.0).

В отличие от кианитовых комплексов ограниченное количество парагенезисов ставролита и

хлоритоида и быстрая их смена связаны с уменьшением стабильности этих ассоциаций в условиях не-

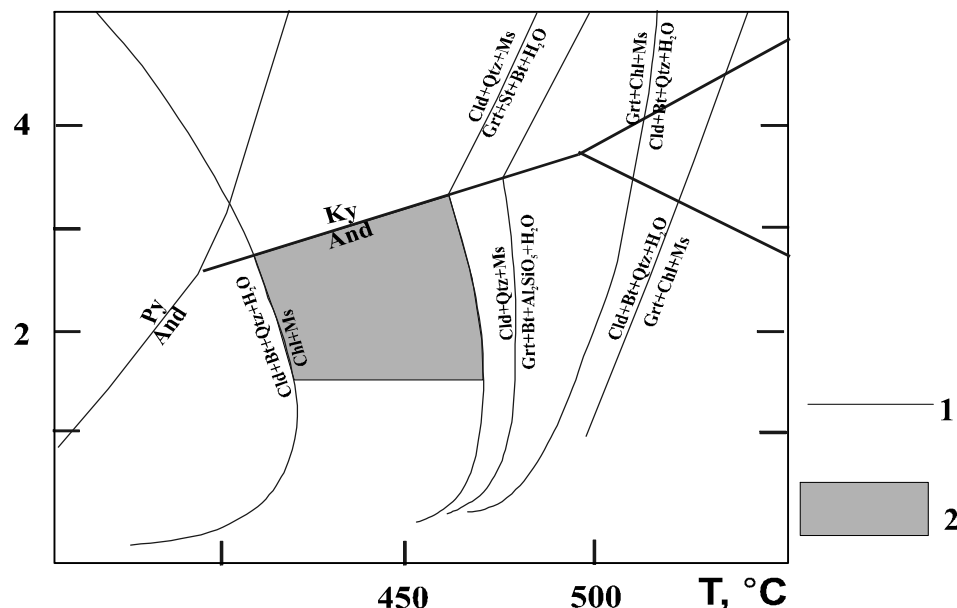


Рис. 5. P-T условия метаморфизма метапелитов юго-восточной части Михайловского рудного района КМА: 1 – границы фаций, 2 – область стабильности парагенезиса Cld+Bt.

большой глубинности. Парагенезис Bt+Cld+Ms+Qtz при увеличении степени метаморфизма при давлениях менее 3.5 кбар. быстро замещается ассоциацией Bt+And+Ms(Chl).

Обсуждение результатов. При изучении фазовых равновесий хлоритоидных сланцев в юго-восточной части Михайловского рудного поля (Гремяченский участок) (рис.2) было установлено стабильное сосуществование хлоритоида и биотита в высокотемпературной части зеленосланцевой фации. Это достаточно редкая, но не необычная ассоциация в метапелитах, метаморфизованных в условиях высокотемпературной части зеленосланцевой фации [5-6]. Дискуссии о возможности ее устойчивости [1,7,8,9] обусловлены тем, что существование биотита с хлоритоидом возможно только в области высокожелезистых составов и при низких давлениях [9]. Как показано Спиром и Чини на рассчитанной ими петрогенетической сетке, низкотемпературной границей стабильности ассоциации Cld+Bt является реакция $\text{Chl} + \text{Ms} = \text{Cld} + \text{Ann} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$, а высокотемпературной могут быть линии реакций разложения хлоритоида: $\text{Cld} + \text{Qtz} + \text{Ms} = \text{Grt} + \text{St} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$ или $\text{Cld} + \text{Qtz} + \text{Ms} = \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{H}_2\text{O}$ (рис.5). Особый интерес представляет реакция $\text{Cld} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Grt} + \text{Chl} + \text{Ms}$, которая протекает слева направо при увеличении температуры. Ее особенностью является то, что с увеличением температуры происходит гидратация [9]. Это несоответствие объясняется влиянием марганца, в присутствии которого эта ассоциация становится дивариантной. Таким образом, с начала образования граната ($\approx 420^\circ \text{C}$) с увеличением температуры он растет за счет разложения хлорита с кварцем. Далее с ростом температуры происходит реакция образования Cld+Bt за счет Grt+Chl

до того момента, пока реакция не пойдет в обратном направлении.

На петрогенетической сетке, предложенной Р.Пауэллом и Т.Холландом [10] в системе KFMASH, поле парагенезиса Cld+Bt отсутствует, хотя это и противоречит полевым наблюдениям. По их мнению эта ассоциация стабильна только при условии присутствия в биотите и хлоритоиде хотя бы в не больших количествах Fe^{3+} . С учетом этого дополнительного компонента, занимающего октаэдрические позиции в биотите и хлоритоиде, они рассчитали поле стабильности Cld+Bt с максимальными температурами около 580°C и давлениями менее 5 кбар, сильно расширяющееся в низкобарическую и низкотемпературную сторону.

Нам представляются более реалистичными данные Ф. Спира и Дж. Чини [9], согласно которым нижняя граница устойчивости ассоциации Cld+Bt без ставролита ограничивается следующими параметрами 370°C и 2.8 кбар (линия реакции $\text{Chl} + \text{Ms} = \text{Ann} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$), верхняя – 3.4 кбар и $460-470^\circ \text{C}$ (линия реакции первого появления ставролита – $\text{Cld} + \text{Ann} = \text{St} + \text{Chl} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$) (рис. 5).

С переходом к нижним ступеням ставролитовой зоны, с ростом температуры предельные натровость и фенгитовость в мусковите уменьшается (табл. 6). Количество биотита становится больше.

Поле устойчивости ассоциации $\text{Cld} + \text{Chl} + \text{Ms} + \text{Qtz}$ сужается с ростом температуры. Это связано с исчезновением железистых хлоритов. Предельная железистость ставролитов растет (97%) (табл.6), а хлоритоидов уменьшается (91%) (табл.4). Дальнейший рост температуры приводит к разложению хлоритоидов в глубине ставролитовой зоны.

Несмотря на узкий температурный интервал ставролитовой зоны, при низких давлениях в ее пределах происходит важная перестройка парагенезисов: исчезают типичные зеленосланцевые ассоциации Cld+Chl, Grt+Chl, Cld+Grt+Chl, а затем и сам хлоритоид в низкотемпературной части ставролитовой зоны [1]. Образуются основные парагенезисы ставролитовой зоны. Описанные изменения минеральных парагенезисов и составов фаз с ростом температуры отражают сужение Р-Т интервала стабильности хлоритоидсодержащих парагенезисов и расширение ассоциаций ставролита, т.е. смену низкотемпературных ассоциаций среднетемпературными.

Выводы. В высокоглиноземистых метапелитах зональных метаморфических комплексов на границе зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой зон установлено изменение фазовых равновесий и составов минералов высокоглиноземистых метапелитов при пониженных давлениях в верхнеархейских породах михайловской серии юго-восточной части Михайловского рудного района КМА.

Ассоциация Cld+Bt имеет ограниченное распространение в алмадин-хлорит-хлоритоидной зоне, а при переходе через изограду ставролита количество биотита растёт. Парагенезис Cld+Bt становится стабильным и все более распространенным. Рост температуры приводит к разложению хлоритоидов в глубине ставролитовой зоны. Образуется обычный для ставролитовой зоны парагенезис Bt+St+Qtz.

С появлением первых ставролитов предельные натровость и фенгитовость мусковитов уменьшаются.

С повышением температуры образуются основные парагенезисы ставролитовой зоны. При переходе от зеленосланцевой зоны метаморфизма к ставролитовой происходит смена ассоциаций от низкотемпературных к среднетемпературным.

Благодарности: Автор выражает глубокую признательность доктору геолого-минералогических

наук К.А.Савко за помощь при написании данной работы и конструктивную критику.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Минобрнауки РФ по фундаментальным исследованиям в области естественных наук (проект Е 00-9.0-2), гранта «Российские университеты» (проект 990087), гранта Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-64522), ФЦП «Интеграция» (проект С0007).

ЛИТЕРАТУРА

1. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. – М., 1979. – 260с.
2. Hoschek G. The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism pelitic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. -1969. -V. 22. -P. 208-232.
3. Thompson P.H., LeClair A.D. Chloritoid-hornblende assemblages in quartz-muscovite pelitic rocks of the Central Metasedimentary Belt, Grenville Province, Canada // J. Metamorph. Geol. -1987. -V.5. -P. 415-436.
4. Fonarev V.I., Graphchikov A.A., Konilov A.N. A consistent system of geothermometers for metamorphic complexes // Int. Geol. Review. -1991. -V. 33, №8. -P. 743-783.
5. Droop GTR (1985) Alpine metamorphism of pelitic schists in the south-east Tauern Window, Austria. Schweiz Mineral Petrogr. Mitt 61:237-273.
6. Grambling JA, Williams (1987) Manganese and appearance of an "extra" AFM phase in low-variance, 500° C rocks at Pecos Baldy, N.M. Geol Soc Amer Abstr Prog 19:681.
7. Albee AL (1972) Metamorphism of pelitic schists: Reaction relations of chloritoid and staurolite. Geol Soc Am Bull 83:3249-3268.
8. Harte B, Hudson NFC (1979) Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in E. Scotland. In: The Caledonides of the British Isles – reviewed // J Geol Soc Lon. -V.136. -P.323-337.
9. Spear F.S., Cheney J. T. A petrogenetic grad for pelitic schists in the system SiO₂- Al₂O₃- FeO- MgO- K₂O- H₂O // Contrib. Mineral. Petrol. -1989. -V. 101. -P. 149-164.
10. Powell R., Holland T. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O- FeO- MgO- Al₂O₃- SiO₂- H₂O) // American Mineral. -1990. -V. 75. -P. 367-380.