

ваемая метаморфическая система достигала состояния лишь частичного равновесия.

Формирование наблюдаемой минеральной ассоциации происходило в результате трех стадий метаморфических преобразований ксенолита: 1) контактово-термальный 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 аутометаморфизме интрузивных пород с участием летучих компонентов, отделявшихся от сиенитового расплава при его раскристаллизации (образование ретроградных кайм в гранате, более магнезиального биотита, мусковита и турмалина, $T=442-583$ °C).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов Минобрнауки 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. Поскрякова

Воронежский государственный университет

В разных по химическому составу типах железистых кварцитов Новоялтинского месторождения выделяются три основных типа парагенезисов: $Qtz+Mag+Gru\pm Sd\pm Ca\pm Act$, $Qtz+Mag+Rbk\pm Stp\pm Sd$, $Qtz+Mag+Sl\pm Fe-Shm\pm Hem\pm Sd$. 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-

1. Полякова Т.Н., Скрыбин В.Ю., Савко К.А. Фазовые равновесия и физико-химические условия метаморфизма карбонатных пород на контакте с интрузивами 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 метаселитов. - 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

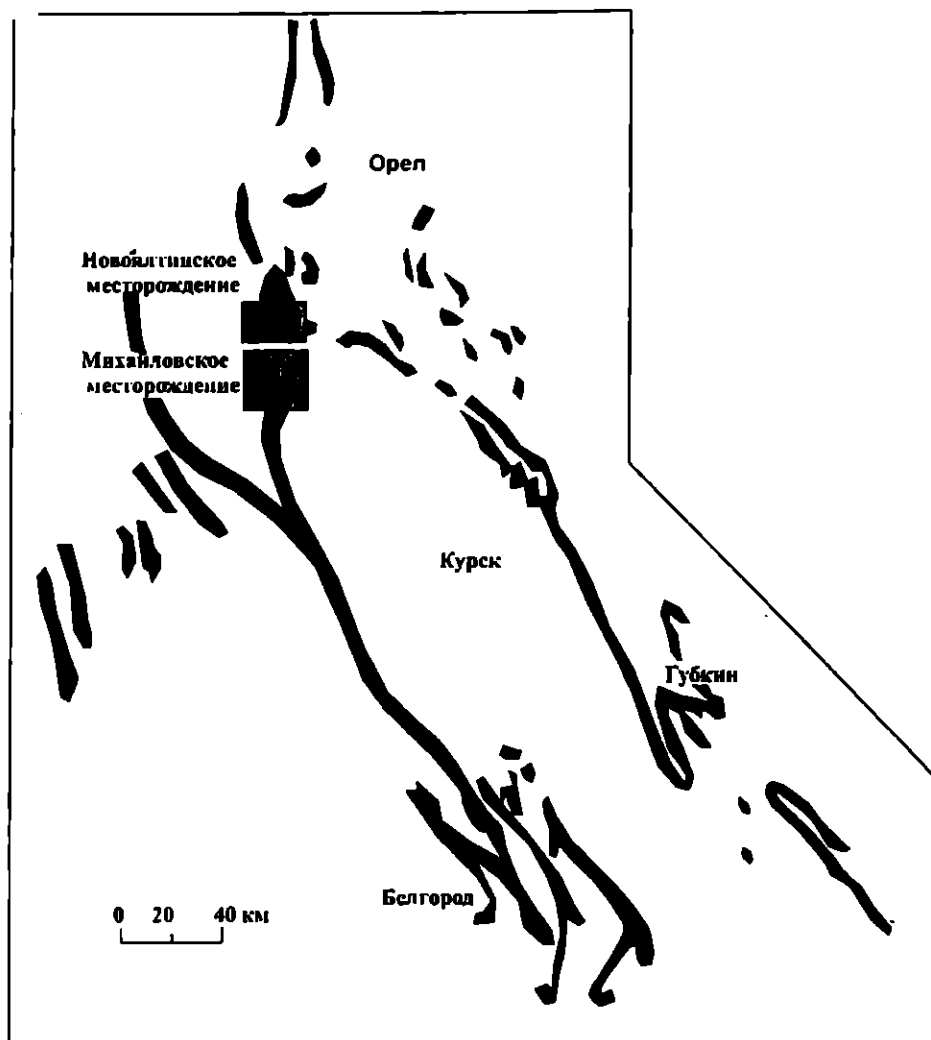


Рис. 1. Схематическая карта распространения пород раннепротерозойской железисто-кремнистой формации Курской магнитной аномалии, по И.Н. Щеголеву [1]

кварцитов и внутрирудных сланцев Новоялтинского железорудного месторождения.

Геологическая обстановка

Железистые формации в докембрии КМА установлены на трех стратиграфических уровнях: раннеархейском, позднеархейском и раннепротерозойском. Наибольшим распространением в пределах КМА пользуются раннепротерозойские железистые формации, относимые к курской серии. Слагающие их породы протягиваются в виде двух полос (Щигровско-Оскольской и Михайловско-Белгородской) северо-западной ориентировки более чем на 550 км (рис. 1) [1]. Все эксплуатируемые месторождения железных руд бассейна КМА связаны именно с раннепротерозойской железистой формацией.

Новоялтинское железорудное месторождение расположено в Крамском районе Орловской области, в 30 км севернее эксплуатируемого Михайловского месторождения железистых кварцитов (рис. 1). Новоялтинское месторождение находится на северном продолжении Курбакинского месторождения железистых кварцитов и приурочено к восточному крылу Михайловской синклинали. В геологическом строении Новоялтинского месторождения принимают участие осадочно-метаморфические породы курской серии, которые подразделяется на

стойленскую и перекрывающую ее без видимого несогласия коробковскую свиту.

Стойленская свита представлена в нижней части разреза кварцевыми и кварц-полевошпатовыми метапесчаниками и сливными кварцитами, в верхней – кварцево-сланцевыми и хлорит-карбонатными сланцами нередко насыщенными углеродистым материалом. Сланцы обычно ритмичнослоистые с прослоями метапесчаников и метаалевролитов. Мощность отложенной стойленской свиты около 200 м.

В разрезе коробковской свиты преобладают образования нижней железорудной подсвиты – магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты, в подчиненном количестве – силикатно-магнетитовые кварциты. Они сложены в основном кварцем, магнетитом, карбонатами и амфиболами. Тела железистых кварцитов залегают согласно с подстилающими породами и внутрирудными сланцами, характеризуются северо-северо-западным простиранием ($320-340^\circ$), имеют крутые углы падения, сложный рисунок складчатости и четко фиксируются

высоко интенсивными полосовидными магнитными аномалиями. Внутрирудные сланцы залегают в средней части разреза коробковской свиты Новоялтинского месторождения в виде прослоев и линз мощностью от десятков сантиметров до первых метров, редко до первых десятков метров. Переходы от железистых кварцитов к внутрирудным сланцам постепенные через горизонты малорудных и безрудных кварцитов.

На восточном и северо-восточном флангах месторождения породы курской серии прорваны раннепротерозойскими интрузиями гранодиоритов, граносиенитов и розовых гранитов предположительно малиновского комплекса (рис. 2) [2]. Гранодиориты и граносиениты формируют крупные (до 20 км по длинной оси) тела, вытянутые субмеридионально. Розовые граниты представляют собой массивные породы от мелко- до крупнозернистых, часто порфирировидные, имеющие следующий минеральный состав: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит, иногда роговая обманка, мусковит, эпидот. В тесной ассоциации с розовыми микроклиновыми гранитами находятся граносиениты. Они представляют собой крупнокристаллические розовые массивные породы, состоящие из микроклина, плагиоклаза, роговой обманки, иногда хлорита и рудного минерала. Гранодиориты представляют собой среднезернистые породы темно-зеленовато-розоватой

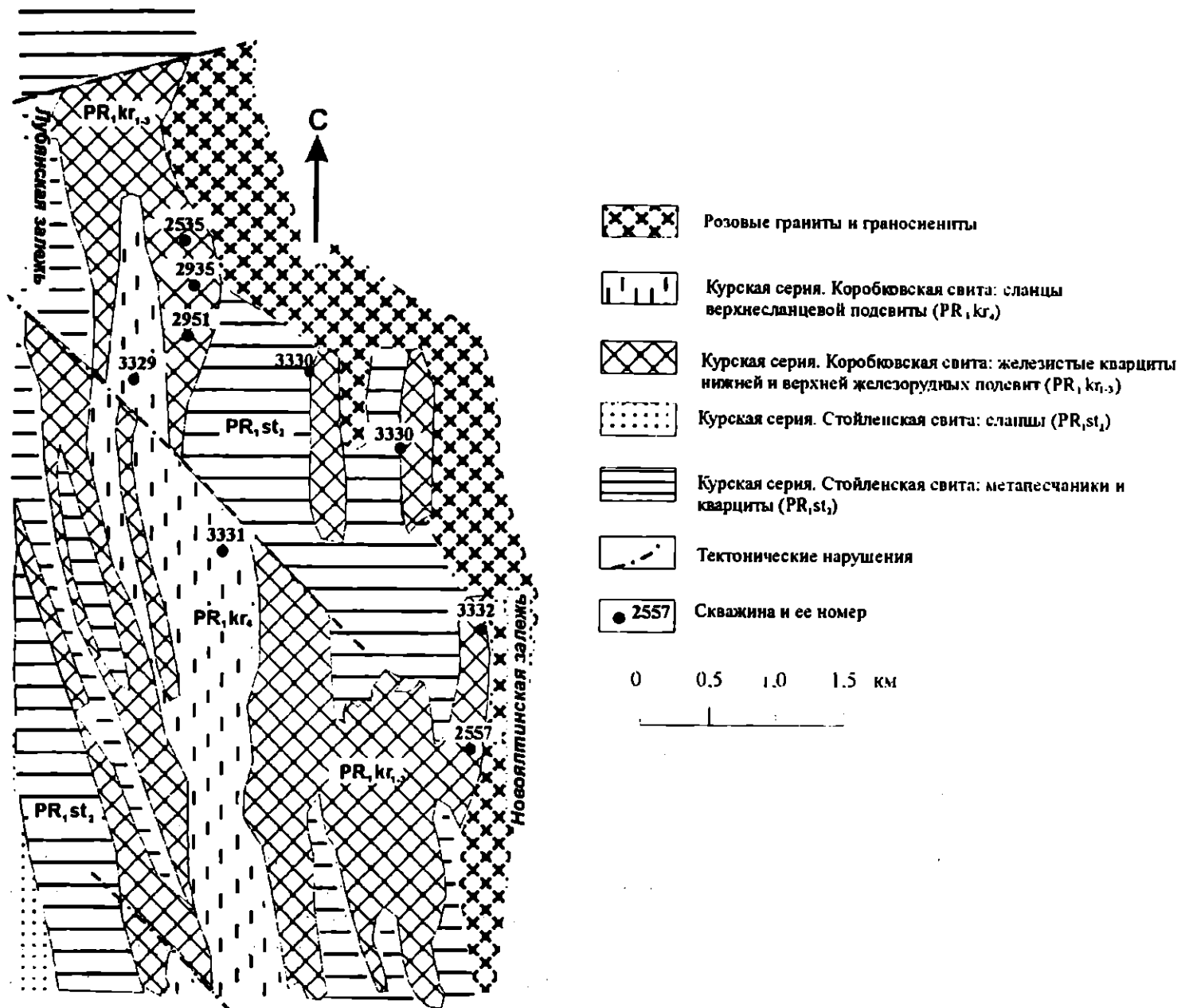


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Новоялтинского месторождения (по В.Д. Полищуку и Е.П. Воротильникову [1])

окраски, массивной текстуры, характеризующиеся следующим минеральным составом: плагиоклаз, юговая обманка, биотит, кварц.

Новоялтинское месторождение повсеместно перекрыто фанерозойским осадочным чехлом, и все данные для настоящего исследования получены нами при изучении керн скважин.

Петрография Железистые кварциты

В пределах Новоялтинского месторождения железистые кварциты коробковской свиты курской серии представляют собой тонко- и мелкозернистые породы серого и темно-серого цвета с тонкополосчатыми, иногда плитчатыми текстурами, которые обусловлены чередованием рудных (преимущественно магнетитовых) и безрудных (кварцевых, карбонатных и силикатных) прослоев. Структура пород микрогранобластовая, микролепидогранобластовая. Среди прослоев встречаются: а) кварцевые с магнетитом (иногда мартитом), гематитом, карбонатом (скв. 2557, 2951), б) силикатные с грюнеритом, реже селадонитом, актинолитом, ферришамозитом (скв. 2557, 3330, 3229, 3321).

В целом химические составы железистых кварцитов Новоялтинского месторождения, приведенные в таблице 1, отвечают средним составам железистых кварцитов из известных раннепротерозойских железисто-кремнистых формаций [3] за исключением содержаний FeO и Fe₂O₃. Железистые кварциты Новоялтинского месторождения выделяются преобладанием трехвалентного железа над двухвалентным — значения отношения $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ находятся в интервале 0,56-0,85 (в среднем 0,69) при повышенном общем содержании железа ($\Sigma Fe=27,5-34,9$ ат. %, среднее — 34,0 ат. %). В сводке по химическим составам пород пяти протерозойских железистых формаций [3] средние значения $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ нигде не превышают 0,5 и изменяются от 0,31 в железистой формации Марра Мамба (Зап. Австралия) до 0,45-0,46 в формациях Лабрадорского трога (Канада) и Бивабик (штат Миннесота, США). Содержание суммарного железа — 30-32 ат. %. Средние содержания K₂O и Na₂O в железистых кварцитах Новоялтинского месторождения почти такие же, как и в других железистых формациях Мира и ниже, чем в железистых кварцитах Михайловского месторождения. Железистые квар-

Химические составы пород Новоялтинского железорудного месторождения КМА

Типы пород	Внутрирудные сланцы	Безрудные и малорудные кварциты		Магнетитовые кварциты			Железослюдково-магнетитовые кварциты		Силикатно-магнетитовые кварциты	
		2557		2557			2557		2557	
№ скв.	3331	2557		2557			2557		2557	
Глубина	255,0-265,0	314,25-320,5	506,0-506,5	325,15-339,2	384,9-400,0	400,0-412,0	339,2-358,0	358,0-384,9	450,0-476,3	476,3-504,8
SiO ₂	50,64	54,90	86,86	50,02	42,64	47,00	46,02	42,02	48,56	41,40
TiO ₂	0,74	-	0,15	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	24,23	2,27	0,30	0,58	0,66	1,20	0,30	0,53	0,39	0,90
Fe ₂ O ₃	1,66	33,40	1,67	28,50	39,93	30,41	39,00	38,68	29,50	28,01
FeO	6,26	5,32	4,13	14,37	13,33	17,24	10,56	13,86	15,26	19,66
MnO	0,08	0,04	0,13	0,08	0,08	0,08	0,05	0,09	0,08	0,20
MgO	2,00	0,87	1,61	1,74	0,90	1,08	1,23	1,14	1,55	2,71
CaO	1,39	0,63	2,46	1,80	0,76	0,83	1,07	1,41	1,90	3,34
Na ₂ O	1,10	0,04	0,05	0,10	0,02	0,11	0,21	0,05	0,18	0,10
K ₂ O	5,20	1,17	0,03	0,24	0,09	0,25	0,12	0,15	0,32	0,08
П.п.п.	5,90	0,44	1,69	1,34	0,88	1,03	1,24	1,44	0,90	1,95
S _{общ}	0,51	-	0,18	0,06	0,06	0,18	0,06	-	0,15	0,22
H ₂ O	0,13	0,94	0,46	1,02	0,50	0,64	0,10	0,32	0,69	0,87
P ₂ O ₅	0,45	0,16	0,03	0,16	0,15	0,16	0,16	0,24	0,24	0,32
Сумма	100,16	100,30	99,79	100,26	100,03	100,36	100,27	100,17	99,81	99,87
ΣFe	9,92	38,82	5,80	42,87	52,66	47,65	49,56	52,54	44,76	47,67
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0,17	0,86	0,29	0,66	0,76	0,64	0,79	0,74	0,66	0,59

циты Михайловского месторождения отличаются еще более высокой степенью окисленности железа при его повышенном общем содержании [(Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) = 0,70-0,87 (в среднем 0,76); ΣFe=37,31-40,47 ат. %, среднее – 38,7 ат. %)], что является причиной их необычной минералогии.

Отметим, что железистые кварциты Новоялтинского месторождения относительно Михайловского несколько обогащены глиноземом (Al₂O₃ = 0,66-1,20, и 0,49-0,65 соответственно). По-видимому, такие отличия в химическом составе пород являются причиной различной минералогии железистых кварцитов при сходных физико-химических условиях метаморфизма. Повышенными значениями фугитивности кислорода при метаморфизме и низкоглиноземистым составом пород объясняется образование минералов, содержащих в своем составе значительные количества трехвалентного железа и полным отсутствием Al-содержащих фаз. В метаморфизованных железистых кварцитах Михайловского месторождения широко развиты селадонит, тетраферрибиотит, ферришамозит, рибекит и эгирин вместо обычных в докембрийских железистых формациях грюнерита, стильпномелана, миннесотаита и гриналита [4]. В железистых породах Новоялтинского месторождения, которые по химизму более близки к известным железистым формациям, чем железистые кварциты Михайловского месторождения, установлены грюнерит и стильпномелан, отсутствуют тетраферрибиотит и эгирин, не так широко распространены селадонит и ферришамозит. Таким образом, минеральные ассоциации в железистых кварцитах Новоялтинского

месторождения имеют сходство как с «нормальными» раннепротерозойскими железистыми формациями, в которых широко распространены грюнерит, актинолит, стильпномелан, так и с необычными минеральными парагенезисами железистых пород Михайловского месторождения, содержащими селадонит, ферришамозит.

В железистых кварцитах Новоялтинского месторождения выделяются три основных типа парагенезисов: (1) Qtz+Mag+Gru±Sd±Cal±Act, (2) Qtz+Mag+Rbk±Stp±Sd, (3) Qtz+Mag+Sld±Fe-Shm±Hem±Sd (табл. 2).

Сланцы

Сланцы характеризуются серой и темно-серой окраской лепидобластовыми, порфиробластовыми структурами, сланцеватыми, полосчатыми, иногда плейчатными текстурами. По минеральному составу выделяется два типа метапелитов: (1) кварц-гранат-биотитовые, кварц-гранат-калишпат-плагноклаз-биотитовые и (2) кварц-биотит-грюнеритовые сланцы. Сланцы первого типа насыщены калием и содержат мусковит и калиевый полевой шпат, второго типа недосыщены этим компонентом, и в их составе единственной калий содержащей фазой является биотит. Минеральный состав насыщенных калием сланцев представлен: кварц - 30-50 %, плагноклаз - 0-15 %, биотит - 25-50 %, мусковит - 0-10 %, калиевый полевой шпат 0-5 %, гранат 0-10 %. Относительно высокое содержание калия в этих сланцах (K₂O = 5,20 мас. %) подтверждается их химическим анализом (табл. 1). Недосыщенные кали-

Таблица 2
 Минеральные парагенезисы пород
 Новоялтинского месторождения

№№ образца	Минеральный парагенезис
Железистые кварциты	
2533/4	Qtz+Mag+Sld+Hem*
2951/24	Qtz+Mag+Gru
2951/27	Qtz+Mag+Gru+Cal
3329/3	Qtz+Mag+Stp+Rbk*
3330/8	Qtz+Mag+Sd+Rbk
3330/10	Qtz+Mag+Sld
3332/14	Qtz+Mag+Rbk+Sd
3332/8	Qtz+Mag+Rbk
2557/2	Qtz+Mag+Sld+Hem
2557/12	Qtz+Mag+Sld+Sd
2557/23	Qtz+Mag+Cal+Gru+Act
2557/176,0	Qtz+Mag+Sld+Sd+Sham
2557/327,5	Qtz+Mag+Rbk+Stp
Низкокальциевые высокожелезозмагнезиальные метапелиты	
2935/5	Qtz+Bt+Grt+Chl
3211/15	Qtz+Mag+Gru+Bt
3329/18	Qtz+Mag+Bt+Grt+Chl
3331/8	Qtz+Gru+Bt+Chl
Низкожелезозмагнезиальные метапелиты	
2557/17	Qtz+Grt+Bt+Ms+Pl+Kfs
3332/5	Qtz+St+Grt+Bt+Ms+Pl

* Символы минералов по: Kretz R. Symbols for rock-forming minerals// Amer. Miner. 1983. V.68. P. 277-279.

Жирным шрифтом отмечены парагенезисы, минералы из которых изучены на микрозонде.

ем метапелиты характеризуются более бедным минеральным составом, где преобладают кварц, грюнерит, биотит и гранат. По недавно предложенной новой минералого-петрохимической систематике метапелитов [5] сланцы первого типа относятся к низкожелезозмагнезиальным, а второго к низкокальциевым высокожелезозмагнезиальным метапелитам. Соответственно два основных типа минеральных парагенезисов в метапелитах представлены: Qtz+Pl+Bt+Ms±Grt±Kfs±St и Qtz+Gru+Bt±Grt±Mag±Chl (табл. 2).

Методы исследования

Более 60 образцов железистых кварцитов, представляющих собой керн скважин, были детально описаны при проведении полевых работ. Шлифы, изготовленные из отобранных образцов, были изучены оптически. Локальные анализы минералов выполнены на микрозонде Camebax SX-50 (МГУ), ускоряющее напряжение 15 кВ, ток зонда 1-2 нА, диаметр зонда 2 мкм. Кроме того, ряд анализов и снимки шлифов в отраженных электронах сделаны на электронном микроскопе "CamScan" с энергодисперсионной приставкой "Link" (Институт экспериментальной минералогии РАН). Точность анализов систематически контролировалась по природным и синтетическим эталонам. Кристаллохимические формулы амфиболов рассчитаны на 23, гранатов на

12, слюд на 11, стильпномелана на 22, ставролитов на 46, хлоритов на 14, полевых шпатов на 8, магнетита на 4 атома кислорода. Расчеты P-T условий метаморфизма производились с помощью компьютерной программы PTF [6].

Минералогия Железистые кварциты

Магнетит является главным рудным и породообразующим минералом и встречается в виде отдельных зерен разного размера. Магнетит слагает самостоятельные прослои мощностью до нескольких миллиметров, а также отмечается в смешанных прослоях вместе с кварцем, карбонатами и амфиболами. Магнетит присутствует во всех минеральных парагенезисах железистых пород. По составу это чистый магнетит с незначительными примесями CaO, SiO₂, MgO.

Гематит встречается редко в виде пластинок и чешуек различных размеров. Обычно мелкие чешуйки гематита группируются в прослои мощностью первые миллиметры параллельные слоистости. Помимо кварца и магнетита гематит находится в ассоциации с селадонитом и очень редко с рибекитом.

Амфиболы в железисто-кремнистой формации Новоялтинского месторождения встречаются редко и представлены грюнеритом, актинолитом и рибекитом.

Грюнерит присутствует лишь в отдельных образцах магнетит-силикатных разновидностей железистых кварцитов в непосредственной близости от гранитоидного массива (скв. 2557, рис. 2) в виде удлиненных призм, в основном бесцветных или желтоватых. Размер призм грюнерита 0,3-0,5 мм по удлинению. Грюнерит находится в тесной ассоциации с магнетитом, кальцитом и актинолитом. Очень интересны взаимоотношения грюнерита с актинолитом и кальцитом. Крупные призмы грюнерита содержат в центральных частях кристаллы актинолита, которые в свою очередь включают реликтовые выделения кальцита (рис. 3 а). Грюнериты, содержащие кристаллы актинолита и кальцита, отличаются менее высокой железистостью (0,48-0,49), чем грюнериты в несодержащие таких включений (0,65-0,73) (табл. 3). Грюнериты также содержат небольшие примеси CaO (0,71-1,01 мас. %) и MnO (0,65-1,25 мас. %).

Актинолит представлен бесцветными или бледно-зеленоватыми мелкими призматическими кристаллами (до 0,1 мм) и отмечается как в виде включений в грюнерите, так и в основной массе в тесной ассоциации с грюнеритом и кальцитом (рис. 3 а). По составу актинолиты умеренно железистые (X_{Fe}=0,37-0,40) (табл. 3) с незначительной примесью натрия и калия.

Рибекит в пределах Новоялтинского месторождения встречается редко. Это мелкие игольчатые и сноповидные агрегаты голубого цвета с за-

Таблица 3

Составы грюнеритов и актинолитов из пород Новоялтинского месторождения

№ образца порода	2557/23												3331/8						3211/15			
	Железистые кварциты												Внутрирудные сланцы									
позиция в контакте	Среднее зерно край		Мелкое зерно край		Среднее зерно центр		Мелкое зерно край		Среднее зерно центр		Включения в Gru край		Среднее зерно край		Среднее зерно центр		Мелкое зерно край		Среднее зерно край		Среднее зерно край	
	Qtz	Gru-1	Qtz	Gru-3	Gru	Fe-act-2	Gru-7	Gru-8	Cal	Gru-9	Fe-act-10	Gru	Gru-12	Cal	Fe-act-14	Cal	Gru-16	Gru-21	Gru-1	Chl	Gru-7	Qtz
№ анализа																						
SiO ₂	50,27		51,23	52,44	52,13	50,30	53,60	53,11	54,34	53,55	53,53	53,89	54,48	50,92	50,82	50,22	0,23	0,23	51,87	50,82	50,82	51,87
Al ₂ O ₃			0,02	0,13		0,02	0,06	1,57	1,08	0,14	2,27	0,16		0,20	0,22	0,22	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,24
TiO ₂	0,11		0,18	0,05		0,10	0,11				0,01	0,03										
FeO	37,34		35,16	24,32	35,19	38,10	26,65	17,34	15,40	26,18	16,51	26,40	25,39	41,16	41,08	41,08	32,76	32,76	32,76	41,08	32,76	31,73
MnO	0,72		1,07	0,15	1,01	0,93	1,25	0,73	0,51	1,19	0,50	1,24	1,32	0,21	0,21	0,21	0,17	0,17	0,17	0,21	0,17	0,24
MgO	8,35		9,39	9,26	9,72	7,87	16,15	14,33	15,05	15,39	13,98	15,21	15,67	5,13	5,30	5,30	11,52	11,52	11,52	5,30	11,52	11,25
CaO	0,94		1,01	11,75	0,91	0,96	0,92	10,48	11,00	0,71	11,31	0,90	0,91	0,19	0,23	0,23	0,49	0,49	0,49	0,23	0,49	0,44
Nb ₂ O ₅						0,09	0,07	0,32	0,35	0,23	0,46	0,19		0,06	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06	0,05	0,06	0,03
K ₂ O	0,02					0,09	0,04	0,07	0,07		0,12				0,03	0,03				0,03		
Сумма	97,82		98,09	98,19	99,08	98,42	98,85	97,95	97,80	97,39	98,69	98,02	97,79	97,87	97,94	97,94	97,10	97,10	97,10	97,94	97,10	97,78
Si	7,92		7,95	7,93	7,99	7,90	7,90	7,77	7,88	7,98	7,75	7,99	8,05	7,09	7,07	7,07	7,98	7,98	7,98	7,07	7,98	8,14
Al				0,02			0,01	0,27	0,19	0,03	0,39	0,03		0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Ti	0,01		0,02	0,01		0,01	0,01															
Fe ²⁺	4,92		4,57	3,08	4,51	5,01	3,29	2,12	1,87	3,26	2,00	3,28	3,14	5,47	4,78	4,78	4,22	4,22	4,22	4,78	4,22	4,01
Fe ³⁺																						
Mn	0,10		0,14	0,02	0,13	0,12	0,15	0,09	0,06	0,15	0,06	0,16	0,17	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
Mg	1,96		2,17	2,09	2,22	1,84	3,55	3,13	3,26	3,42	3,02	3,36	3,45	1,22	1,09	1,09	2,64	2,64	2,64	1,09	2,64	2,53
Ca	0,16		0,11	1,91	0,15	0,16	0,14	1,64	1,71	0,11	1,75	0,14	0,14	0,03	0,03	0,03	0,08	0,08	0,08	0,03	0,08	0,07
Na						0,02	0,02	0,09	0,09	0,06	0,12	0,05		0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K						0,01	0,01	0,01	0,01		0,02										0,01	
X _{Fe}	0,74		0,68	0,60	0,67	0,73	0,48	0,40	0,37	0,49	0,40	0,49	0,48	0,82	0,81	0,81	0,62	0,62	0,62	0,81	0,62	0,61

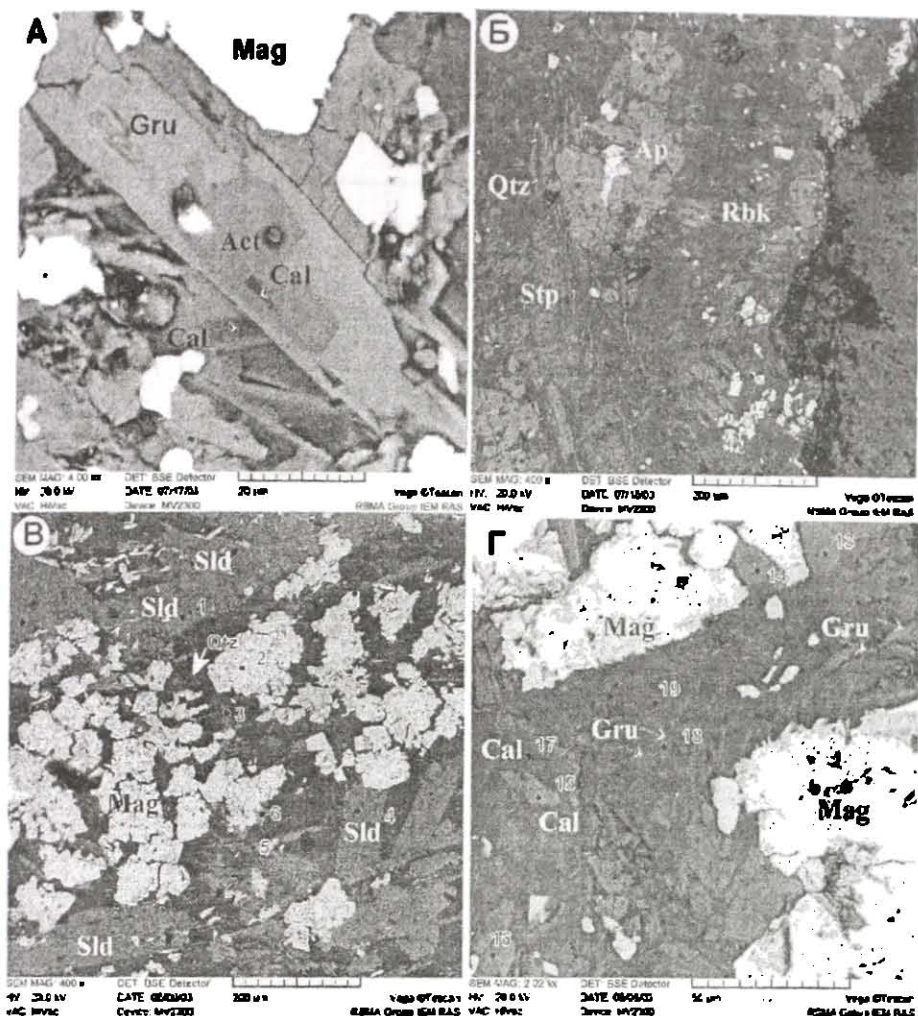


Рис. 3. Электронные микроскопические снимки участков шлифов из железистых кварцитов Новоялтинского месторождения: а - сростки актинолита, грюнерита и кальцита образовавшиеся в результате реакции $14Ank + 16Qtz + 2H_2O \rightarrow Act + Gru + 14Cal + 14CO_2$, обр. 2557/23; б - ассоциация рибекита и стильпноmelана, обр. 2557/327,5; в - ассоциация селадонита, кварца и магнетита из обр. 2535/4; г - развитие тонких иголок грюнерита в карбонатном матриксе, обр. 2557/23 метным плеохроизмом от бесцветного до темно-синего размером до 0,7 мм (рис. 3 б). Рибекит не встречается в парагенезисе с другими амфиболами и обычно находится в тесной ассоциации с сидеритом и/или стильпноmelаном (табл. 2). По составу рибекиты умеренно железистые ($X_{Fe}=0.53-0.72$) с весьма значительной примесью CaO (от 0,11 до 0,30 ф.е.), тем не менее, так как количество Na в позиции В превышает 1,5 ф.е. (табл. 4), щелочной амфибол из железистых кварцитов Новоялтинского месторождения относится к натриевой группе амфиболов по классификации Б. Лика [7].

Селадонит встречается в виде небольших хорошо оформленных лейст изумрудно-зеленого цвета размером от десятых долей до 1,0 мм преимущественно в магнетитовых прослоях (рис. 3 в) в ассоциации с сидеритом, реже с ферришамозитом. Хотя селадонит не является редким минералом, тем не менее, его количество в железистых кварцитах заметно меньше чем в пределах Михайловского месторождения, где он встречается в парагенезисах с рибекитом, эгирином, тетраферрибиотитом и другими минеральными фазами. В породах Новоялтинского месторождения селадонит не установлен в ассоциации с рибекитом, хотя в железистых кварцитах Михайловского это самая распространенная ассоциация [4].

По составу селадониты низкоглиноземистые, относительно железистые ($X_{Fe} = 0.21-0.56$) (табл. 5), и некоторые из них в соответствии с классификацией слюд [8] относятся ферроселадониту ($X_{Fe} \geq 0.5$) в изоморфной серии селадонит – ферроселадонит.

Селадониты Новоялтинского месторождения отличаются по составу от селадонитов Михайловского месторождения значительно более высокой глиноземистостью ($Al_2O_3 = 1,0-3,1$ мас. % и $0,1-1,3$ мас. % соответственно) и железистостью (рис. 5).

Отметим, что селадонит, широко распространенный в железистых кварцитах Михайловского железорудного района, в других полосчатых железисто-кремнистых формациях не установлен.

Стильпноmelан был встречен только в одной скважине 2557 вблизи интрузии гранитоидов. Он представлен мелкими чешуйчатыми кристаллами буровато-зеленого цвета с плеохроизмом от светло-зеленой до темно-зеленой окраски, их сростаниями, розетками (рис. 4 а). Иногда скопления чешуек приводят к образованию бесформенных стильпноmelановых масс в кварцевом матриксе (рис. 4 б). Стильпноmelан находится в ассоциации с рибекитом (рис. 3 б).

Хотя стильпноmelан является обычным железистым силикатом низкотемпературных железистых формаций, на КМА достоверно стильпноmelан был установлен совсем недавно в породах Панковского железорудного месторождения (Старооскольский железорудный район) [9], поэтому его новая находка в Михайловском железорудном районе, несомненно, представляет интерес.

Стильпноmelан является единственной фазой, в которой в заметных количествах присутствует глинозем ($Al_2O_3 = 4.35-4.98$ мас. %). Он характеризуется довольно постоянной железистостью ($X_{Fe} = 0,61-0,69$) и переменными содержаниями K_2O (1,63-3,10 мас. %) (табл. 4). Так как в составе стильпноmelана отсутствует Fe^{3+} , то его можно отнести к ферростильпноmelану, характеризующегося плеохроизмом в зеленых тонах, в отличие от буровато-коричневых ферростильпноmelанов.

Ферришамозит установлен только в одном образце и представлен чешуйками неправильной формы размером до 1 мм бурого цвета в парагенезисе с селадонитом и сидеритом. Хлорит имеет безглиноземистый состав ($Al_2O_3 = 0,77-1,62$ мас. %) и относительно высокую железистость ($X_{Fe} = 0.72-0.89$) (табл. 5). Ферришамозиты впервые были установлены нами в пределах Михайловского железорудного

Составы рибекитов и стильномеланов железистых кварцитов Новоялтинского месторождения КМА

№ образца	2557/327,5														
	Rbk-2	Rbk-3	Rbk-4	Rbk-5	Rbk-20	Stp-10	Stp-11	Stp-12	Stp-13	Stp-14	Stp-15	Stp-16	Stp-17	Stp-19	Stp-21
SiO ₂	54,07	54,09	53,44	55,44	53,24	49,92	49,00	49,80	50,28	50,61	49,83	50,49	49,71	50,43	50,67
Al ₂ O ₃	0,03	-	-	-	-	4,75	4,83	4,58	4,42	4,77	4,49	4,35	4,53	4,55	4,98
TiO ₂	-	0,12	-	-	-	0,01	-	-	-	0,15	0,03	0,13	0,08	-	-
FeO	29,82	30,37	33,14	28,82	34,07	27,24	25,76	27,52	27,24	26,48	38,30	28,21	26,46	29,72	28,96
MnO	0,13	0,06	0,37	-	0,06	0,31	0,23	0,37	0,26	0,24	0,22	0,09	0,24	0,05	0,15
MgO	5,86	5,54	4,39	6,61	3,64	8,36	9,37	8,62	9,17	8,90	8,96	8,81	9,37	7,41	7,42
CaO	1,49	1,92	0,99	1,18	0,66	-	0,07	0,01	0,06	0,05	0,05	-	0,12	-	0,07
Na ₂ O	6,08	5,26	5,64	5,92	6,13	0,25	0,47	-	0,12	0,14	0,13	0,01	0,34	0,07	0,09
K ₂ O	-	-	-	-	-	3,10	4,27	2,94	2,15	2,64	1,98	1,80	3,18	1,67	1,63
Сумма	97,48	97,36	97,97	97,97	98,00	93,94	94,00	93,84	93,70	93,98	93,99	93,96	94,03	93,90	93,97
Si	7,99	8,00	7,89	8,06	7,92	7,86	7,74	7,86	7,88	7,89	7,83	7,90	7,81	7,94	7,94
Al	0,01	-	-	-	-	0,88	0,90	0,85	0,82	0,88	0,83	0,80	0,84	0,85	0,92
Ti	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	0,02	-	0,02	-	-	-
Fe ²⁺	1,91	1,90	1,81	1,66	2,10	3,59	3,41	3,63	3,57	3,46	3,72	3,69	3,48	3,92	3,80
Fe ³⁺	1,78	1,85	2,28	1,84	2,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,02	0,01	0,05	-	0,01	0,04	0,03	0,05	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,02
Mg	1,29	1,22	0,97	1,43	0,81	1,96	2,21	2,02	2,15	2,07	2,10	2,06	2,19	1,74	1,73
Ca	0,24	0,30	0,16	0,18	0,11	-	0,01	-	0,01	0,01	0,01	-	0,02	-	0,01
Na	1,74	1,50	1,62	1,67	1,77	0,08	0,14	-	0,04	0,04	0,04	-	0,10	0,02	0,03
K	-	-	-	-	-	0,62	0,86	0,59	0,43	0,53	0,40	0,36	0,64	0,34	0,33
X _{Fe}	0,60	0,61	0,65	0,53	0,72	0,65	0,61	0,64	0,62	0,65	0,64	0,64	0,61	0,69	0,69

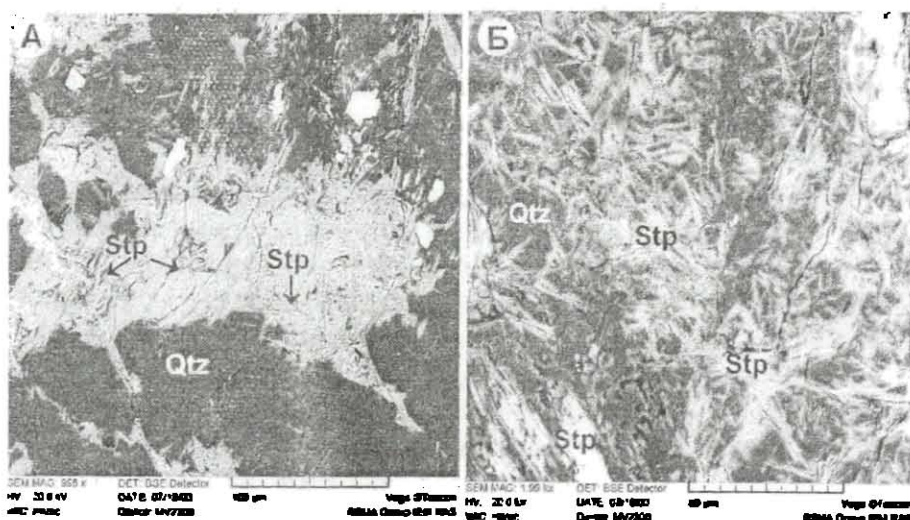


Рис. 4. Морфологические типы стильномелана из железистых кварцитов Новоялтинского месторождения: а - бесформенный стильномелан из обр. 2557/327,5; б - мелкие лейсты стильномелана в кварцевом матрице из обр. 2557/327,5 месторождения. Они характеризуются высоким содержанием Fe³⁺ и замещением им Al^{IV} и Al^{VI} (табл. 5). Ферришамозиты из Михайловского месторождения характеризуются меньшей железистостью (X_{Fe}=0,54-0,67) и глиноземистостью (содержание Al₂O₃ < 0,5 мас. %) [4].

Карбонаты распространены в породах железисто-кремнистой формации не так широко и не так разнообразны как на Михайловском месторождении. В железистых кварцитах Новоялтинского месторождения были установлены кальцит, который находится в ассоциации с грюнеритом и актинолитом, и сидерит в селадонитсодержащих парагенези-

сах. Карбонаты имеют полигональную форму зерен, иногда это удлиненные кристаллы размером 0,2-0,5 мм. Кальциты характеризуются постоянной примесью железа (FeO=3,15-4,47 мас. %), марганца (MnO=1,08-1,26 %) и магния (MgO=0,48-1,72 мас. %). Сидериты имеют очень высокую железистость (X_{Fe}=0,94-0,97) и приближаются к конечному железистому члену изоморфного ряда сидерит-магнезит (табл. 6). В сидеритах также присутствует примесь марганца (MnO=0,98-2,44 мас. %).

Из аксессуарных минералов чаще всего встречается апатит, который может образовывать довольно крупные кристаллы.

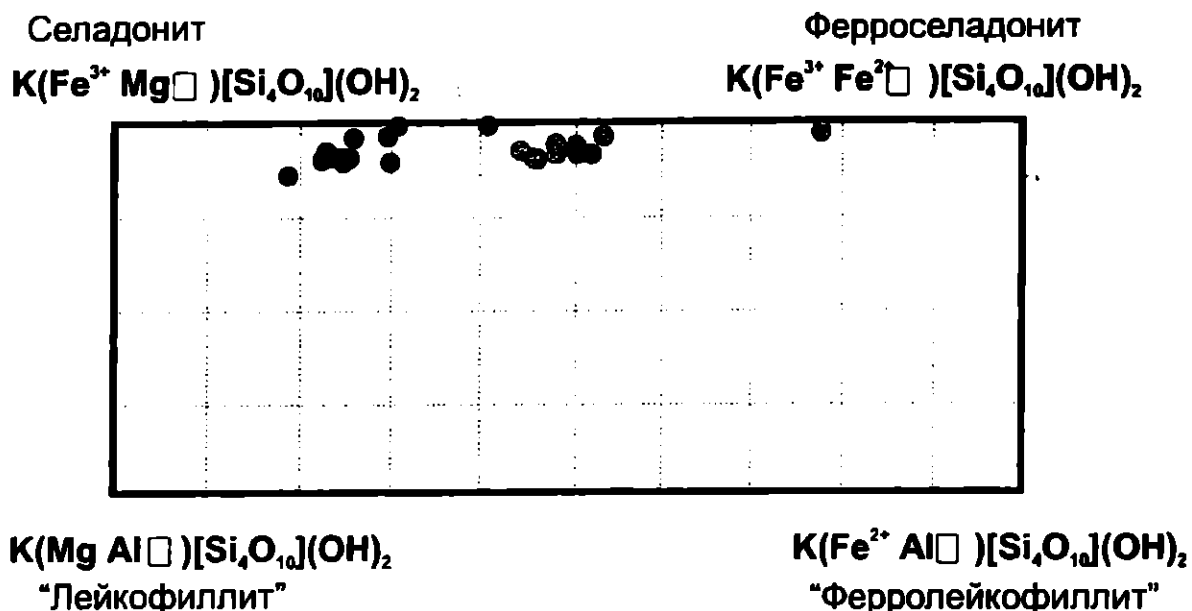
Внутрирудные сланцы

Биотит является преобладающим железомagneзиальным силикатом в внутрирудных сланцах и его количество изменяется от 10-15 до 20-30 мо-дальных %. В ассоциации с грюнеритом биотит встречается преимущественно в виде мелких чешуек до 0,5 мм по удлинению и имеет буровато-зеленоватую окраску. В насыщенных калием метapelитах биотит светло-коричневый. По составу биотит характеризуется железистостью 0,51-0,71, насыщенностью Al₂O₃ и широко варьирующей тита-

Таблица 5

Представительные анализы селадонитов и ферришамозитов из железистых кварцитов Новоялтинского месторождения

№ образца	2535/4						2557/176,0																					
	Среднее зерно		Среднее зерно		Среднее зерно		Среднее зерно		Среднее зерно		Среднее зерно		Среднее зерно															
Позиция	центр	край	Qtz	Sld-3	Sld-4	Sld-5	Mag	Sld-1	Sld-2	Qtz	Sld-3	Sld-7	Sham	Mag	Sld-13	Sld-14	Qtz	Mag	Sld	край	край	Мелкое зерно						
																						центр	край	центр	край	центр	край	центр
в контакте с																												
№ анализа	Sld-3	Sld-4	Sld-5	Sld-1	Sld-2	Sld-5	Mag	Sld-1	Sld-2	Qtz	Sld-3	Sld-7	Sham	Mag	Sld-13	Sld-14	Qtz	Mag	Sld	край	край	Мелкое зерно						
SiO ₂	50,88	50,34	51,79	49,00	49,88	51,79	49,00	49,00	49,88	50,49	49,68	50,88	50,88	50,88	40,37	50,19	26,70	27,51	Fe-Cham-9	Fe-Cham-10	Fe-Cham-15	Fe-Cham-16	Fe-Cham-15	Fe-Cham-16	Fe-Cham-15	Fe-Cham-16		
Al ₂ O ₃	1,01	2,43	1,15	2,44	2,61	1,15	2,44	2,61	2,61	2,85	3,10	3,10	2,56	2,56	3,04	3,04	1,12	1,51	1,48	1,48	0,77	1,62	0,77	1,48	0,77	1,62		
TiO ₂	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,03
FeO	25,94	26,20	25,84	26,09	26,57	25,84	26,09	26,57	26,57	26,56	26,18	24,87	24,87	24,87	25,65	24,85	52,56	51,29	51,23	51,23	49,94	49,36	49,94	51,23	49,94	49,94	49,94	49,36
MnO	0,07	0,06	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08	0,01	0,01	0,01	-	0,03	0,05	0,05	0,06	0,02	0,02	0,04	0,04	0,05	0,06	0,06	2,17	0,04
MgO	4,09	3,48	4,33	3,44	2,99	4,33	3,44	2,99	2,99	3,12	3,18	3,16	3,16	3,16	2,45	3,10	7,42	7,99	7,18	7,18	6,08	7,71	7,99	7,18	6,08	6,08	7,18	7,71
CaO	0,14	0,11	-	0,05	0,03	-	0,05	0,03	0,03	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,06	0,06	0,08	0,06	0,06	0,18	0,22	0,08	0,06	0,18	0,18	0,18	0,22
Na ₂ O	0,07	-	-	-	0,09	-	-	-	0,09	-	0,05	-	-	-	0,14	-	-	-	0,02	0,04	0,04	0,42	0,42	0,02	0,04	0,01	0,01	0,42
K ₂ O	9,98	9,91	9,96	10,79	10,01	9,96	10,79	10,01	10,01	10,93	10,82	10,88	10,88	10,88	11,16	10,80	0,12	0,11	0,12	0,12	0,09	0,39	0,39	0,11	0,12	0,09	0,09	0,39
F	-	-	-	0,26	0,18	-	0,26	0,18	0,18	-	0,25	-	-	-	-	-	-	-	0,17	0,06	-	0,15	0,15	0,17	0,06	-	-	0,15
Cl	0,04	0,07	-	0,03	-	-	0,03	-	-	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	-	0,03	-	0,09	0,09	-	0,03	-	-	0,09
Сумма	92,23	92,56	93,19	92,10	92,36	93,19	92,10	92,36	92,36	93,96	93,38	92,41	92,41	92,41	92,83	92,07	88,03	88,57	87,37	87,37	87,22	86,19	88,57	87,37	87,22	87,22	87,22	86,19
Si	3,96	3,79	3,86	3,63	3,74	3,86	3,63	3,74	3,74	3,74	3,70	3,82	3,82	3,82	3,77	3,78	3,13	3,18	3,31	3,31	3,52	3,28	3,18	3,31	3,52	3,52	3,52	3,28
Al	0,09	0,22	0,10	0,22	0,24	0,10	0,22	0,24	0,24	0,25	0,27	0,23	0,23	0,23	0,27	0,27	0,16	0,21	0,22	0,22	0,12	0,27	0,27	0,21	0,22	0,12	0,12	0,27
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01
Fe ³⁺	0,62	0,48	0,49	0,11	0,42	0,49	0,11	0,42	0,42	0,33	0,32	0,38	0,38	0,38	0,27	0,35	3,73	3,69	3,85	3,85	4,59	1,35	4,59	3,69	4,59	4,59	4,59	1,35
Fe ²⁺	0,90	1,16	1,12	1,58	1,28	1,12	1,58	1,28	1,28	1,31	1,34	1,18	1,18	1,18	1,30	1,21	1,61	1,45	1,20	1,20	0,84	3,67	1,45	1,45	0,84	0,84	0,84	3,67
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01	-	0,01	0,25	0,25	0,01
Mg	0,48	0,39	0,48	0,40	0,34	0,48	0,40	0,34	0,34	0,34	0,35	0,35	0,35	0,35	0,28	0,35	1,34	1,43	1,35	1,35	0,62	1,21	1,43	1,43	0,62	0,62	0,62	1,21
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,01	0,01	0,03	0,03	0,04
Na	0,01	-	-	-	0,01	-	-	0,01	0,01	-	0,01	-	-	-	0,02	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,11	0,11	0,01	0,01	0,01	0,01	0,11
K	0,91	0,95	0,95	1,06	0,98	0,95	1,06	0,98	0,98	1,03	1,01	1,04	1,04	1,04	1,09	1,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,07	0,07	0,02	0,02	0,01	0,01	0,07
F	-	-	-	0,07	0,05	-	0,07	0,05	0,05	-	0,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
X _{Fe}	0,56	0,55	0,51	0,22	0,55	0,51	0,22	0,55	0,55	0,49	0,48	0,52	0,52	0,52	0,50	0,50	0,74	0,72	0,74	0,74	0,89	0,75	0,72	0,74	0,89	0,89	0,89	0,75



- -Селадониты Новоялтинского месторождения
- -Селадониты Михайловского месторождения

Рис. 5. Составы селадонитов из железистых кварцитов Новоялтинского месторождения на классификационной диаграмме

Представительные анализы карбонатов из железистых кварцитов Новоялтинского месторождения

Таблица 6

№ образца	2557/23					2557/176,0		
	Cal-9	Cal-10	Cal-11	Cal-23	Cal-13	Sd-4	Sd-5	Sd-6
№ анализа	Cal-9	Cal-10	Cal-11	Cal-23	Cal-13	Sd-4	Sd-5	Sd-6
SiO ₂	1,09	-	2,10	0,27	1,05	0,62	0,57	1,04
Al ₂ O ₃	-	0,09	0,26	0,13	0,31	0,01	0,04	-
TiO ₂	-	-	-	-	0,07	-	-	-
FeO	3,30	3,39	3,27	4,47	3,15	48,31	47,36	50,57
MnO	1,10	1,08	0,80	1,26	1,18	1,19	2,44	0,98
MgO	0,67	0,48	0,71	1,09	1,72	6,29	6,49	5,48
CaO	60,21	61,93	59,69	61,56	60,09	0,44	0,13	0,14
Na ₂ O	-	0,03	0,17	0,10	0,50	0,07	-	-
K ₂ O	-	-	0,79	-	-	0,13	0,13	0,06
Сумма	66,37	67,00	67,53	68,88	68,07	62,36	57,16	58,27
Si	0,02	-	0,14	-	0,02	0,01	0,01	0,02
Al	-	-	0,02	-	-	-	-	-
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ²⁺	0,04	0,04	0,09	0,04	0,04	0,76	0,75	0,79
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,18	0,18	0,02
Mg	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,04	0,15
Ca	0,90	0,93	0,58	0,92	0,88	0,01	-	-
Na	-	-	-	-	0,01	-	-	-
K	-	-	0,01	-	-	-	-	-

1,82 мас. %), что свидетельствует о его повышенных концентрациях в первично осадочных породах.

Хлорит встречается редко и только в недосыщенных калием метапелитах в ассоциации с биотитом и грюнеритом (табл. 2). Он образует чешуйки зеленого цвета, размером 1-1,5 мм, часто ретрогрессивно замещает биотит. Железистость хлорита сильно варьирует от образца к образцу (табл. 8).

Плагиоклаз присутствует в виде несдвоенных кристаллов неправильной формы размером 0,2-1 мм в поперечнике в количестве обычно не превышающем 10-15 модалных процентов. По составу плагиоклаз представлен альбитом, содержащим 6-7 % анортитовой составляющей, реже олигоклазом, и является практически незональным (табл. 9).

Калиевый полевой шпат встречается только в насыщенных калием сланцах, представлен микроклином иногда решетчатым, характеризуется устойчивым составом с небольшой

нистостью, (содержание TiO₂ от 0,37 до 2,50 мас. %) (табл. 7).

Мусковит встречается во внутрирудных сланцах реже, чем биотит – только в насыщенных калием и алюминием метапелитах в виде чешуек и лейст размером 0,05-0,2 мм. Мусковиты характеризуются довольно устойчивым составом Ms₈₁₋₈₇Pg₃₋₁₅Phl₄₋₁₃ (табл. 8) и отсутствием взаимосвязанных изменений в содержании парагонитового и фенгитового миналов (табл. 8). Обращает внимание значительные примеси бария в мусковитах (BaO=1,19-

примесь альбитового компонента (табл. 9). Для калиевого полевого шпата характерно высокое содержания бария (4,19-4,97 мас. % BaO).

Гранат присутствует в сланцах в виде порфиробластических выделений размером до 1,5 мм в поперечнике. И в кварц-грюнеритовых и в мусковит-биотитовых сланцах гранат имеет очень выдержанный состав Alm₈₄₋₉₀Sps₂₋₄Prp₃₋₇Gr₂₋₈ и характеризуется отсутствием явно выраженной химической зональности (табл. 10).

Таблица 7

Составы биотитов из внутрирудных сланцев Новоялтинского железорудного месторождения

№ образца	3211/15		2557/17							2935/5			3332/5		
	Qtz+Bt+Gru+Mag		Qtz+Bt+Ms+Grt+Pl+Kfs							Qtz+Bt+Grt+Chl			Qtz+St+Grt+Bt+Ms+Pl		
№ анализа	Bt-2	Bt-6	Bt-9	Bt-13	Bt-15	Bt-17	Bt-20	Bt-24	Bt-27	Bt-3	Bt-7	Bt-4	Bt-9	Bt-10	Bt-11
SiO ₂	32,93	35,58	36,04	37,07	36,87	37,59	35,40	37,00	35,84	35,85	34,96	35,91	35,41	35,56	35,14
Al ₂ O ₃	15,60	18,28	20,52	21,74	21,13	21,74	19,76	19,55	20,14	17,17	17,40	16,24	20,58	21,24	19,97
TiO ₂	0,61	0,58	1,79	0,38	0,56	-	1,42	2,86	2,63	1,10	1,03	0,94	1,57	1,44	1,42
FeO	23,07	20,55	25,11	23,32	23,21	23,55	26,45	24,28	25,70	26,10	25,65	28,00	17,31	16,19	17,71
MnO	0,03	0,08	0,03	0,11	0,18	-	-	0,06	0,05	0,09	0,07	0,06	-	0,04	0,01
MgO	9,31	8,45	6,26	6,88	6,81	6,71	6,27	5,84	5,85	5,97	6,05	6,68	8,91	8,63	9,14
CaO	0,03	0,02	0,02	0,15	0,08	0,10	0,08	-	-	0,02	-	0,03	0,02	0,02	-
Na ₂ O	0,09	0,08	-	0,05	0,15	0,24	0,08	0,31	0,22	0,01	0,29	0,21	0,22	0,23	0,21
K ₂ O	7,58	9,61	9,78	9,86	9,17	9,69	9,80	9,20	9,26	8,89	9,64	8,56	9,35	9,75	9,40
F	0,04	0,13	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,08	0,29	0,21	0,13	0,21	0,23
Cl	0,02	0,02	0,05	0,04	0,07	0,02	0,01	-	-	0,02	0,04	0,04	0,01	-	0,04
BaO	н.о.	н.о.	0,21	0,40	0,08	0,22	0,52	0,86	0,27	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	89,31	93,38	99,81	100,0	98,31	99,86	99,79	97,10	99,96	95,30	95,42	96,88	93,51	93,31	93,27
Si	2,78	2,85	2,68	2,73	2,75	2,76	2,67	2,82	2,67	2,81	2,76	2,80	2,71	2,72	2,72
Al ^{IV}	1,22	1,15	1,32	1,28	1,26	1,24	1,33	1,18	1,33	1,19	1,24	1,20	1,29	1,28	1,28
Al ^{VI}	0,33	0,58	0,48	0,61	1,59	0,64	0,42	0,58	0,44	0,40	0,38	0,29	0,57	0,64	0,53
Ti	0,04	0,03	0,10	0,02	0,03	-	0,08	-	-	0,07	0,06	0,06	0,09	0,08	0,08
Fe ²⁺	1,63	1,38	1,56	1,43	1,45	1,45	1,67	1,55	1,60	1,71	1,70	1,83	1,11	1,04	1,14
Mn	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-
Mg	1,17	1,01	0,70	0,75	0,76	0,73	0,70	0,66	0,65	0,70	0,71	0,78	1,02	0,99	1,05
Ca	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0,01	0,01	-	0,01	0,02	0,03	0,01	0,05	0,03	-	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03
K	0,82	0,98	0,93	0,93	0,87	0,91	0,94	0,90	0,88	0,89	0,97	0,85	0,91	0,95	0,93
F	0,01	0,03	-	-	-	-	-	-	-	0,02	0,08	0,06	0,03	0,05	0,06
Cl	0,01	-	0,01	0,01	-	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	-	-	0,01
Ba			0,01	0,01	0,01	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-
X _{Fe}	0,58	0,58	0,69	0,66	0,66	0,66	0,70	0,70	0,71	0,71	0,70	0,70	0,52	0,51	0,52

Ставролит встречается только в одной скважине вблизи контакта с гранитоидной интрузией и представлен удлиненными призматическими кристаллами размером до 2 мм по удлинению светло-желтой и золотисто-желтой окраски с ясным плеохроизмом. По составу ставролиты умеренно железистые ($X_{Fe}=0,84-0,85$), незональные, с достаточно низким содержанием цинка ($ZnO=0,24-0,27$ мас. %) (табл. 11).

Грюнерит присутствует в недосыщенных калием метапелитах в виде длиннопризматических кристаллов размером до 1-2 мм по удлинению. Железистость грюнерита зависит от химического состава породы и в каждом отдельном образце она относительно постоянна (табл. 3).

**Интерпретация минеральных равновесий
Железистые кварциты**

Изменений в минеральных парагенезисах железистых пород при приближении к интрузии гранитоидов не установлено. К примеру, в скважине

2557, пробуренной вблизи контакта с интрузией присутствуют все три типа минеральных ассоциаций железистых кварцитов. Это можно объяснить тем, что или контактовый ореол достаточно узкий, и вмещающие породы не подверглись термальному воздействию, или, наоборот очень широкий и все изученные образцы отобраны в его пределах.

В железистых кварцитах установлено три типа парагенезисов: с грюнеритом и иногда с актинолитом ($Qtz+Mag+Gru\pm Cal\pm Act$), с рибекитом иногда со стильпномеланом ($Qtz+Mag+Rbk\pm Stp\pm Sd$) и с селадонитом иногда с ферришамозитом и сидеритом ($Qtz+Mag+Sld\pm Fe-Shm\pm Hem\pm Sd$). Очевидно, что присутствие грюнерита, рибекита или селадонита в железистых кварцитах контролируется исходным химическим составом пород. Это иллюстрируется тем, что грюнерит и рибекит, грюнерит и селадонит, селадонит и рибекит никогда не встречаются вместе, хотя их парагенезисы $Sld+Rbk$, $Gru+Rbk$ отмечались в железистых кварцитах Михайловского и Приоскольского месторождений соответственно [4], [10]. Поэтому целесообразно будет рассмотреть сис-

Составы мусковитов и хлоритов из внутрирудных сланцев Новоялтинского железорудного месторождения

№ образца	2557/17						3332/5			3331/8		2935/5
	Ms-8	Ms-10	Ms-11	Ms-12	Ms-26	Ms-28	Ms-6	Ms-8	Ms-12	Chl-3	Chl-4	Chl-5
SiO ₂	45.12	45.35	45.65	45.59	45.80	46.36	46,30	46,63	44,63	23,58	23,93	25,15
Al ₂ O ₃	33.71	34.26	35.07	34.41	33.58	33.84	37,59	38,13	36,62	21,74	21,50	22,37
TiO ₂	0.25	0.28	-	0.30	0.27	0.28	0,24	0,23	0,30	0,02	-	0,05
FeO	2.44	2.47	2.07	3.23	2.69	2.20	0,80	0,75	0,99	39,97	39,99	34,25
MnO	0.06	-	-	-	0.10	-	0,05	0,01	-	0,05	-	0,12
MgO	0.78	0.65	0.58	0.88	0.93	0.56	0,45	0,51	0,53	4,32	4,20	8,80
CaO	-	0.11	-	-	0.14	0.04	0,03	0,01	0,01	0,17	0,05	0,02
Na ₂ O	0.51	0.35	0.30	0.20	0.38	0.34	1,06	0,97	0,92	-	-	0,08
K ₂ O	10.03	10.37	10.84	10.32	10.23	10.72	9,37	9,50	9,61	0,07	0,02	0,10
BaO	1.19	1.25	1.82	1.45	1.07	0.83	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
F	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,15	0,06	0,14	-	0,05	0,08
Cl	0.03	0.02	-	-	0.02	0.05	0,04	0,01	-	0,04	0,02	0,05
Сумма	94.12	95.11	96.33	96.38	95.21	95.22	96,08	96,81	93,75	89,92	89,96	90,94
Si	3.09	3.07	3.07	3.06	3.10	3.13	3,04	3,03	3,01	2,64	2,64	2,67
Al ^{IV}	0.91	0.93	0.93	0.94	0.90	0.87	0,96	0,97	0,99	1,36	1,31	1,33
Al ^{VI}	1.80	1.81	1.84	1.78	1.78	1.81	1,94	1,95	1,92	1,51	1,53	1,47
Ti	0.01	0.01	-	0.02	0.01	0.01	0,01	0,01	0,02	-	-	-
Fe ²⁺	0.14	0.14	0.12	0.18	0.15	0.12	0,04	0,04	0,06	3,73	3,75	3,04
Mn	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	0,01	-	0,01
Mg	0.08	0.07	0.06	0.09	0.09	0.06	0,04	0,05	0,05	0,72	0,71	1,39
Ca	-	0.01	-	0.01	0.01	-	-	-	-	0,02	0,01	-
Na	0.07	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0,14	0,12	0,12	-	-	0,02
K	0.88	0.90	0.93	0.88	0.88	0.92	0,78	0,79	0,83	0,01	0,01	0,01
Ba	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	0,03	0,01	0,03	-	0,01	0,02
Cl	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	0,01	-	0,01
Ms	0.82	0.85	0.87	0.84	0.83	0.87	0,81	0,82	0,83	-	-	-
Pg	0.07	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0,15	0,13	0,12	-	-	-
Phn	0.11	0.10	0.09	0.13	0.12	0.09	0,04	0,05	0,05	-	-	-
X _{Fe}										0,92	0,92	0,69

темы Fe-Mg-Si-Ca-C-O-H, Fe-Mg-Si-Na-Al-C-O-H и Fe-Mg-Si-K-C-O-H, соответствующие выделенных трем типам парагенезисов. Единственным минералом, содержащим Al₂O₃ в небольшом количестве, является стильпномелан, который был встречен только в одном образце, поэтому парагенезисы второго типа можно рассматривать в системе Fe-Mg-Si-Na-C-O-H.

Система Fe-Mg-Si-Ca-C-O-H

Преобладающим амфиболом в железистых породах Новоялтинского месторождения является грюнерит, который образуется за счет разложения части карбонатов при увеличении температуры метаморфизма. На рис. 3 г отчетливо видно как мелкие игольчатые кристаллы грюнерита развиваются в карбонатном матриксе. Присутствие в железистых кварцитах грюнерита или грюнерита в ассоциации с актинолитом обусловлено преобладанием в них различных типов карбонатов – сидерита и анкерита. Если широким распространением пользовался сидерит, то при увеличении степени метаморфизма кристаллизовался только грюнерит вследствие реакции: $8Sd+8Qtz+H_2O \rightarrow Gru+7CO_2$ (1). Если преобладали карбонаты ферродоломит-анкеритового ряда, то в

результате реакции $14Ank+16Qtz+2H_2O \rightarrow Act+Gru+14Cal+14CO_2$ (2) образуются сростания актинолита грюнерита и кальцита. Эти структурные взаимоотношения прекрасно иллюстрированы на рис. 3 а. Такие тонкие сростания грюнерита и актинолита описывались ранее многими авторами в железистых формациях Лабрадорского трога [11, 12, 13] юго-восточной Монтаны [14], Мичигана [15]. Однако существует еще одна точка зрения относительно образования ассоциации актинолита, грюнерита и кальцита в результате реакции $Gru+Cal \rightarrow Act+CO_2+H_2O$ [15]. При этом предполагается, что грюнерит и актинолит образующие реакции происходили одновременно, чем и объясняется их тесная ассоциация.

Системы Fe-Mg-Si-Na-C-O-H и Fe-Mg-Si-K-C-O-H

Содержащие рибекит парагенезисы железистых формаций достаточно широко распространены в пределах КМА, бассейна Хамерсли (Австралия) и формации Пенж (ЮАР). Рибекит может кристаллизоваться за счет оксидов железа, карбонатов и кварца при очень низкотемпературном метаморфизме или даже диагенезе, начиная со 130 °С в условиях активного взаимодействия железистых пород с Na⁺

Таблица 9

Составы полевых шпатов из внутрирудных сланцев Новоялтинского железорудного месторождения

№ образца	3332/5		2557/17							
	Мелкое зерно		Мелкое зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно
	центр	край								
в контакте	Bt	Qtz	Bt	Bt	Ms	Bt	Pl	Kfs	Grт	Bt
№ анализа	Pl-1	Pl-2	Pl-14	Pl-16	Kfs-18	Pl-19	Kfs-21	Pl-22	Kfs-23	Kfs-25
SiO ₂	62,28	63,02	66,43	65,41	61,28	65,42	61,72	66,07	60,81	61,37
Al ₂ O ₃	24,53	24,77	20,41	20,20	19,16	19,44	19,53	20,39	19,19	19,34
TiO ₂	-	-	-	0,15	0,02	0,15	0,03	0,04	0,14	0,12
FeO	0,11	0,11	0,31	0,80	0,76	0,81	0,18	0,18	0,57	0,14
MnO	-	-	-	-	0,03	0,02	-	0,03	0,07	0,01
MgO	0,03	-	-	-	-	-	-	0,03	-	-
CaO	4,45	4,06	0,98	1,02	0,05	0,89	-	1,35	0,08	0,01
Na ₂ O	8,38	7,93	11,55	11,59	1,13	11,91	0,82	11,76	0,78	0,75
K ₂ O	0,11	0,08	0,76	0,72	13,45	1,15	13,56	0,35	13,86	13,75
BaO	н.о.	н.о.	-	-	4,97	0,26	4,19	-	4,62	4,51
Сумма	99,89	99,97	100,44	100,00	100,85	100,05	100,03	100,20	100,12	100,00
Si	2,75	2,77	2,73	2,92	2,89	2,92	2,92	2,91	2,90	2,91
Al	1,28	1,28	1,06	1,06	1,08	1,04	1,09	1,06	1,08	1,08
Ti	-	-	-	-	-	0,01	-	-	0,01	-
Fe ²⁺	-	-	0,01	0,01	0,07	0,02	-	0,01	0,02	0,01
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,21	0,19	0,05	0,05	-	0,04	-	0,06	-	-
Na	0,72	0,68	0,98	0,98	0,11	0,94	0,08	1,01	0,07	0,07
K	0,01	-	0,02	0,02	0,76	0,12	0,82	0,01	0,84	0,83
Ba	-	-	-	-	0,09	0,01	0,01	-	0,08	0,08
Alb	0,77	0,78	0,94	0,94	0,12	0,85	0,08	0,93	0,07	0,08
An	0,22	0,22	0,04	0,04	-	0,04	-	0,06	-	-
Orт	0,01	-	0,01	0,01	0,88	0,11	0,92	0,01	0,92	0,92

Таблица 10

Составы гранатов из внутрирудных сланцев Новоялтинского железорудного месторождения

В контакте	2557/17								2935/5			
	центр				край	центр			край	центр		край
	Grт-1	Grт-2	Grт-3	Grт-4		Grт-5	Grт-6	Grт-7		Grт-29	Grт-1	
№ анализа	Grт-1	Grт-2	Grт-3	Grт-4	Grт-5	Grт-6	Grт-7	Grт-29	Grт-1	Grт-2	Grт-8	Grт-9
SiO ₂	36,99	36,46	36,71	36,63	36,82	36,78	36,89	36,65	37,28	37,14	36,71	36,82
Al ₂ O ₃	20,65	20,52	20,87	20,87	20,89	20,94	20,83	20,68	20,95	21,21	21,06	21,20
TiO ₂	-	-	-	-	0,11	0,07	0,10	0,25	0,03	0,03	0,07	-
FeO	38,00	38,48	37,47	38,13	37,93	37,92	37,33	37,85	36,89	38,70	39,05	38,59
MnO	0,91	0,90	1,03	1,10	0,97	1,02	0,98	1,07	1,51	1,22	0,92	1,36
MgO	1,35	1,51	1,67	1,46	0,88	1,40	1,75	0,82	1,63	1,51	1,77	1,28
CaO	2,05	1,82	1,75	1,70	2,66	1,89	2,52	2,74	0,76	0,83	0,62	0,48
Сумма	99,95	99,69	99,50	99,89	100,26	100,02	100,40	100,06	99,05	100,64	100,20	99,73
Si	2,99	3,00	3,00	2,99	3,00	3,00	2,99	2,99	3,04	3,00	2,99	3,01
Al	2,00	1,98	2,01	2,01	2,00	2,01	1,99	1,99	2,01	2,02	2,02	2,04
Ti	-	-	-	-	0,01	-	0,01	0,02	-	-	-	-
Fe ²⁺	2,61	2,63	2,56	2,60	2,58	2,58	2,53	2,59	2,52	2,62	2,66	2,64
Mn	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,10	0,08	0,06	0,09
Mg	0,17	0,18	0,20	0,18	0,11	0,17	0,21	0,10	0,20	0,18	0,22	0,16
Ca	0,18	0,16	0,15	0,15	0,23	0,07	0,22	0,24	0,07	0,07	0,05	0,04
X _{Fe}	0,94	0,93	0,93	0,94	0,96	0,94	0,92	0,96	0,93	0,94	0,93	0,94
Alm	0,87	0,87	0,86	0,87	0,86	0,86	0,84	0,86	0,87	0,89	0,89	0,90
Sps	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,04	0,03	0,02	0,03
Prp	0,06	0,06	0,07	0,06	0,04	0,06	0,07	0,03	0,07	0,06	0,07	0,05
Grs	0,06	0,05	0,05	0,05	0,08	0,06	0,07	0,08	0,02	0,02	0,02	0,02

содержащими растворами [16]. Это подтверждается недавними находками рибекита вместе с кварцем,

магнезиальным кальцитом, палыгорскитом, иллитом и микроклином в керне скважины глубиной 1,8 м,

Таблица 11

Составы ставролитов из внутрирудных сланцев Новоялтинского железорудного месторождения

№ образца	3332/5				
	центр	край	центр	край	центр
№ анализа	St-1	St-2	St-3	St-4	St-5
SiO ₂	27,93	26,95	27,85	27,71	27,35
Al ₂ O ₃	55,91	55,24	55,79	55,41	55,24
TiO ₂	0,46	0,42	0,38	0,42	0,51
FeO	12,79	12,91	12,44	13,26	12,10
MnO	0,05	0,10	0,05	0,05	0,06
MgO	1,28	1,31	1,35	1,41	1,31
CaO	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Na ₂ O	0,02	0,01	0,03	-	-
K ₂ O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04
F	0,20	0,11	0,21	0,02	-
Cl	0,02	-	0,01	-	0,01
ZnO	0,26	0,24	0,27	0,24	0,24
Сумма	98,96	97,31	98,42	98,56	96,87
Si	7,64	7,50	7,64	7,61	7,60
Al	18,01	18,13	18,04	17,94	18,10
Ti	0,10	0,09	0,08	0,09	0,11
Fe ²⁺	2,92	3,01	2,86	3,05	2,81
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
Mg	0,52	0,54	0,55	0,58	0,54
Ca	0,01	-	0,01	0,01	-
Na	0,01	0,01	0,02	-	-
K	0,01	-	0,01	0,01	0,01
F	0,17	0,10	0,18	0,02	-
Cl	0,01	-	0,01	-	0,01
ZnO	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05
X _{Fe}	0,85	0,85	0,84	0,84	0,84

пробуренной в современных осадках глубоководной части (668 м) озера Иссык-Куль [17].

Селадонит содержащие парагенезисы установлены пока только в пределах КМА, что отличает этот район от других, где изучались полосчатые железистые формации. Отсутствие в парагенезисах Новоялтинского железорудного месторождения тетраферрибиотита, по-видимому, определяется окислительно-восстановительными условиями метаморфизма. В пределах Михайловского железорудного месторождения были описаны структуры замещения тетраферрибиотита селадонитом [4] в результате реакции окисления: $Bt + Qtz + 1/3O_2 \rightarrow Sld + 2/3Mag$.

Таким образом, основные минералы – кварц, магнетит, сидерит, рибекит, селадонит и ферришамозит были образованы на стадиях позднего диагенеза или очень низкотемпературного метаморфизма и после этого подверглись только перекристаллизации. Полное отсутствие эгирина в железистых кварцитах предполагает, что для его устойчивости не были достигнуты соответствующие T °C- a_{Na} - f_{O_2} условия. Что касается стильпномелана, то одни авторы считают его диагенетическим [16, 18, 19, 15], другие метаморфическим минералом [20, 21] железистых формаций. Интересно, что стильпномелан встреча-

ется не в грюнерит содержащих парагенезисах, а в ассоциации с рибекитом.

Взаимоотношения между стильпномеланом и рибекитом изучались в железистой формации Хамерсли в западной Австралии. [22]. Однако реакционная природа структурных замещений стильпномелана рибекитом осталась невыясненной из-за невозможности рассчитать массоперенос глинозема и калия из стильпномелана и натрия в рибекит и было сделано предположение, что кристаллизация большей части рибекита связана с привнесом щелочных раствором при деформации пород.

Метапелиты

Недосыщенные калием метапелиты внутрирудных сланцев содержат парагенезисы $Qtz+Bt+Chl+Gru$ или $Qtz+Bt+Chl+Grt$. По данным С.П. Кориковского [23] в бедных калием метапелитах высокотемпературной части зеленосланцевой фации стабильны грюнерит и стильпномелан. В присутствии мусковита оба этих минерала неустойчивы, так как, реагируя с ним, полностью замещаются биотитом. Повышение температуры приводит к распаду стильпномелана в пределах «зоны граната» в результате реакций $Stp \rightarrow Gru + Bt + Chl + Qtz + H_2O$ или $Stp \rightarrow Gru + Grt + Bt + Qtz + H_2O$.

Насыщенные калием внутрирудные сланцы содержат в своем составе мусковит, калиевый полевой шпат вместе со ставролитом и гранатом, поэтому, несомненно, они относятся к ставролитовой фации. При отсутствии в метапелитах хлоритоида появление и рост ставролита сопровождается разложением хлорита и происходит вследствие реакции: $Ms + Grt + Chl \rightarrow St + Bt + Qtz + H_2O$. Присутствие в гранате значительных количеств MnO и CaO делает сложным расчет этой реакции, протекающей в некотором интервале P и T, и полное исчезновение какой-либо из фаз не происходит.

Одновременно с разложением части гранатов происходит другая реакция образования ставролита: $Ms + Chl \rightarrow St + Bt + Qtz + H_2O$, которая сопровождается увеличением магнезиальности хлорита. Некоторыми авторами [24, 25] эта реакция рассматривалась, как единственная, в результате которой появляется ставролит, тогда как гранат, по их мнению, был инертной фазой и не участвовал в ней. Разложение хлорита с железистостью 40-55 % предполагает, что ставролиты, образующиеся в результате этих реакций, будут относительно магнезиальными. Этот процесс описывается реакцией, ранее предложенной Ч. Гидотти [26]: $Ms + Chl_{Mg-Fe} \rightarrow St_{Mg} + Bt_{Mg} + Grt + H_2O$.

С дальнейшим увеличением температуры происходит нарастание железистости ставролитов с изменением составов гранатов, как описано Ч. Гидотти [26] в среднетемпературных метапелитах района Рэнджели (штат Мэн, США): $St_{Mg-Fe} + Grt + Ms + Bt_{Mg-Fe} \rightarrow St_{Fe} + Bt_{Fe} + Grt_{Mn-Fe} + Ab + H_2O$.

Физико-химические параметры метаморфизма

В породах железистых формаций отсутствуют парагенезисы, которые традиционно используются как геотермометры и геобарометры, и для многих минералов нет согласованных термодинамических данных. Поэтому большинство авторов используют термобарометрические оценки для вмещающих железистые кварциты пород, чаще всего метапелитов.

Метапелиты

Отсутствие в породах силлиманита предполагает, что P-T параметры метаморфизма не достигли условий ставролит-силлиманитовой зоны, граница которой проходит при давлениях 2-4 кбар по изограде около 520 °C [23, 27]. Присутствие во внутрирудных сланцах ставролита при отсутствии силлиманита само по себе ограничивает температуры метаморфизма от 460 до 520 °C и давления 2-3 кбар. Этим значениям, полученным при анализе петрогенетических сеток [23, 28, 29], хорошо соответствуют данные, полученные по гранат-биотитовой термометрии (табл. 12). Температуры метаморфизма, рассчитанные по семи наиболее надежным гранат-биотитовым термометрам попадают в интервал 435-505 °C. Менее точный гранат-мусковитовый термометр дает интервал значений от 450-535 °C. Присутствие в метапелитах и плагиоклаза и калиевого полевого шпата дало нам возможность использовать двуполевошпатовую термометрию (табл. 12). Полученные значения – 380-440 °C несколько ниже результатов, полученных по гранат-биотитовому и гранат-мусковитовому термометрам.

К сожалению, нам не удалось получить количественные оценки давлений при метаморфизме, так как известные барометры, основанные на распределении кальция в гранате и плагиоклазе (к примеру, Grt-Ms-Pl-Bt барометр) дают достоверные результаты при основности плагиоклаза выше 18 %. Плагиоклазы же в парагенезисе с гранатом во внутрирудных сланцах представлены в основном альбитами. Тем не менее, давления эти составляют 2-3 кбар на основании парагенетического анализа и сопоставимы с давлениями при метаморфизме пород железисто-кремнистой формации Михайловского железорудного месторождения.

Устойчивость грюнерита и граната в недосыщенных калием сланцах Новоялтинского месторождения предполагает, что температурные условия их были выше грюнеритовой изограды. Большинство авторов считают, что появление грюнерита и полное исчезновение стильпномелана происходит в высокотемпературной части зеленосланцевой фации [23, 30], то есть при температурах выше 400 °C. В то же время полное отсутствие ортопироксена в этих породах предполагает, что температуры не превышали 550 °C. При определении стабильности

стильпномелана можно ориентироваться на температуру разложения хлорита с образованием алмадина в метапелитах (изограда алмадина). Высокотемпературная граница стабильности стильпномелана ($X_{Fe}=0,8-0,9$) в регионально метаморфизованных железистых формациях определяется реакцией $Stp=Gru+Bt+Alm+Qtz+H_2O$ и находится приблизительно при 460-470 °C и 2-3 кбар [16].

Железистые кварциты Система Fe-Mg-Si-Ca-C-O-H

Присутствие в железистых кварцитах парагенезиса грюнерита с актинолитом при полном отсутствии сидерита и стильпномелана позволяет отнести эти породы к среднетемпературным [30]. Неустойчивость в них сидерита (весь карбонат представлен кальцитом) предполагает, что он полностью прореагировал с образованием грюнерита в результате реакции $Sd+Qtz+H_2O=Gru_{Fe}+CO_2$. Температуры протекания этой реакции зависят от активности CO_2 во флюиде. При давлениях 2,5 кбар она составляет чуть менее 400 °C в условиях чисто водного флюида и достигает 500 °C при $X_{CO_2}=0,8-0,85$. В то же время отсутствие фаялита и ортопироксена, которые должны замещать грюнерит в зависимости от f_{O_2} (при низких f_{O_2} грюнерит замещается фаялитом, при более высоких ортопироксеном) при 550-600 °C [31], [32] предполагает интервал температур метаморфизма около 450-550 °C.

Системы Fe-Mg-Si-Na -C-O-H и Fe-Mg-Si-K-C-O-H

Широкое распространение селадонита и полное отсутствие тетраферрибиотита предполагает, что последний был не устойчив в железистых породах. По-видимому, его стабильность по отношению к селадониту определяется окислительно-восстановительными условиями. Селадонит содержит в своем составе больше Fe^{3+} и является более «окисленной» фазой, и он вытесняет тетраферрибиотит, и, возможно, стильпномелан при их окислении вблизи магнетит-гематитового буфера. В целом же селадонит содержащие парагенезисы в железистых формациях встречены только на КМА, их термодинамика не изучена и, поэтому они не содержат каких-либо минеральных сенсоров физико-химических условий метаморфизма. Селадонит, по-видимому, образуется на стадии позднего диагенеза или очень низкотемпературного метаморфизма и остается стабильным, по крайней мере, до 500 °C. Условия его высокотемпературного распада неизвестны, так как в железисто-кремнистых формациях пока не встречено высокотемпературных эквивалентов селадонит содержащих парагенезисов.

Рибекитсодержащие парагенезисы более информативны для определения физико-химических параметров метаморфизма. Отсутствие эгирина при относительно высоких температурах метаморфизма свидетельствует об умеренных значениях фугитивности кислорода – ниже магнетит-гематитового бу-

Оценки температур метаморфизма внутрирудных сланцев (обр. 2557/17) Новоялтинского железорудного месторождения по гранат-биотитовой, гранат-мусковитовой и двуполевошпатовой геотермометрии

Гранат-биотитовая пара	P (кбар)	T	HL	FS	P	HS	PG	H	HF	S	WS	HH	PP	T _{ср}
Grt(1)-Bt(17)	2	492	495	472	510	486	506	506						495
	3	499	498	475	513	489	509	509						499
Grt(4)-Bt(15)	2	502	504	483	518	494	519	512						505
	3	508	507	486	521	497	521	516						507
Grt(5)-Bt(9)	2	435	444	406	467	423	443	467						441
	3	441	447	409	469	426	446	469						444
Grt(6)-Bt(13)	2	493	496	473	511	485	505	504						495
	3	499	499	476	514	488	509	507						499
Grt(29)-Bt(20)	2	432	441	403	464	420	441	436						434
	3	438	444	405	466	423	444	439						437
Гранат-мусковитовая пара														
Grt(1)-Ms(12)	2								523					
	3								526					
Grt(4)-Ms(10)	2								535					
	3								538					
Grt(5) - Ms(8)	2								463					
	3								465					
Grt(6) - Ms(11)	2								523					
	3								526					
Grt(29)-Ms(26)	2								448					
	3								450					
Плагиоклаз-калишпатовая пара														
Pl(16)-Kfs(18)	2									427	476	388	425	429
	3									437	486	399	435	439
Pl(19)-Kfs(23)	2									385	431	334	381	383
	3									394	441	345	391	393
Pl(14)-Kfs(21)	2									391	438	346	391	392
	3									400	447	357	401	401
Pl(22)-Kfs(25)	2									379	426	379	331	379
	3									388	435	388	342	388

Примечание. Парагенезис и номера анализов в табл. 2, и 7-10. В таблице приняты следующие сокращения геотермометров: Гранат-биотитовый геотермометр: T - Thompson [34]; HL - Holdaway, Lee [35]; FS - Ferry, Spear [36]; P - Perchuk [37]; HS - Hodges, Spear [38]; PG - Pigege, Greenwood [39]; H - Hoinkes [40]; Гранат-мусковитовый геотермометр: HF - Hanes, Forest [41]. Двуполевошпатовый геотермометр: S - Stormer [42]; WS - Whitney, Stormer [43]; Haselton, Howies et al. [44]; Powell M., Powell R. [45].

фера. К примеру, эгирин устойчив в железистых кварцитах Панковского при 430-470 °C [9] и Михайловского при 370-500 °C месторождений КМА [4], железистой формации Пенж в Южной Африке при 420-460 °C [33]. Эгирин в железистых формациях образуется за счет разложения рибекита в результате реакции его окисления: $4Rbk + 3O_2 \rightarrow 8Aeg + 6Hem + 16Qtz + 4H_2O$, траектория которой на диаграмме T °C-logfO₂ в температурном интервале 400-500 °C почти совпадает с линией магнетит-гематитового буфера (рис. 6), или при высокотемпературном распаде рибекита: $Rbk + 3Hem = 2Aeg + 3Mag + 4Qtz + H_2O$, который происходит при около 510 °C и не зависит от активности кислорода во флюиде. С другой стороны при еще более низких значениях logfO₂ вместо рибекита был бы стабилен

грюнерит: $14Rbk + 28H^+ \rightarrow 10Gru + 32Qtz + 18H_2O + 7O_2 + 28Na^+$. Граница между грюнерит и рибекит содержащими парагенезисами проходит от значений logfO₂ = -30 при 400 °C до -24 при 510 °C.

В рибекит содержащих парагенезисах полностью отсутствует грюнерит, хотя в железистой формации Пенж (Южная Африка) [33] и в пределах Приоскольского железорудного месторождения КМА [10] описаны реакционные взаимоотношения между грюнеритом и рибекитом. В зависимости от активности натрия во флюиде рассчитано положение реакции $Gru + Mag + Qtz + H_2O = Rbk$ в координатах $\log[a(Na^+)/a(H^+)] - T$ °C [33]. По их данным рибекит стабилен относительно грюнерита при высоких значениях активности натрия - $\log[a(Na^+)/a(H^+)] > 5.0-5.5$ в интервале температур 400-500 °C (рис. 6). При

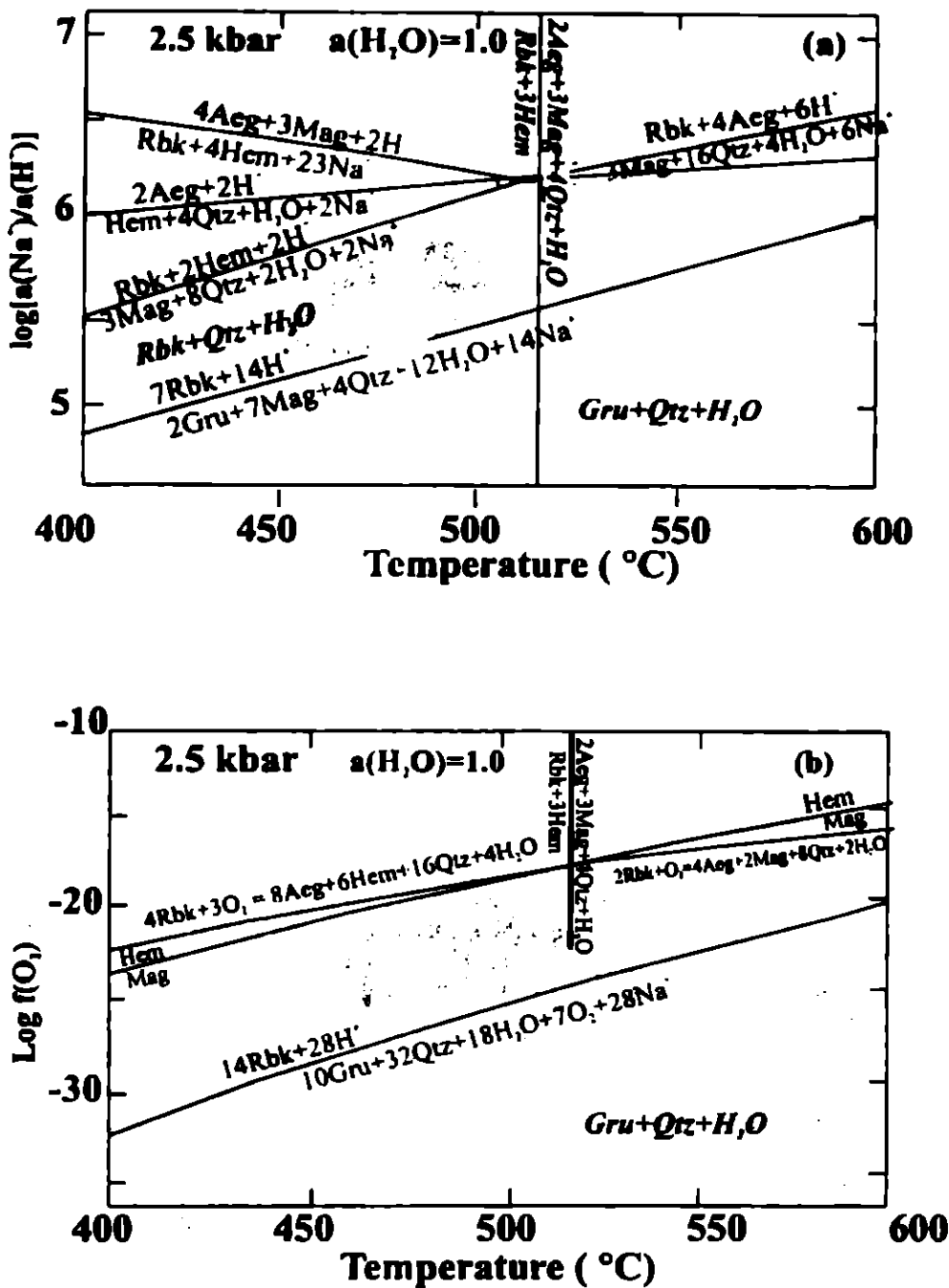


Рис. 6. Поле устойчивости рибекит содержащих парагенезисов на диаграммах: а - $[\log\{a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)\}] - T, \text{C}$; б - $\log\{f(\text{O}_2)\} - T, \text{C}$. Серой заливкой показана область стабильности парагенезиса $\text{Rbk} + \text{Mag}$, рассчитанных при давлении 2,5 кбар и $a(\text{H}_2\text{O}) = 1,0$ по [37]

более высокой активности натрия рибекит должен разлагаться с образованием эгирина в результате реакции $\text{Rbk} + \text{Hem} + \text{Na}^+ = \text{Aeg} + \text{Mag} + \text{H}^+$, которая происходит при $\log\{a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)\} = 6.5$ при 400 $^\circ\text{C}$.

Таким образом, значения фугитивности кислорода при метаморфизме рибекитсодержащих парагенезисов в интервале температур 400-500 $^\circ\text{C}$ были ниже магнетит-гематитового буфера, что подтверждается редкостью гематита в железистых кварцитах, но выше линии реакции $14\text{Rbk} + 28\text{H}^+ \rightarrow 10\text{Gru} + 32\text{Qtz} + 18\text{H}_2\text{O} + 7\text{O}_2 + 28\text{Na}^+$, проходящей через точки: $\log f(\text{O}_2) = -30$ и 400 $^\circ\text{C}$ до -24 и 510 $^\circ\text{C}$. Значения активности натрия составляли $\log\{a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)\} = 5.0-5.5$ в интервале температур 400-500 $^\circ\text{C}$. Максимальные температуры – около 510 $^\circ\text{C}$ можно ограничить реакцией высокотемпературного разложения рибекита с образованием эгирина, не зависящей от фугитивности кислорода и активности натрия во флюиде.

Нижней температурной границей метаморфизма пород железисто-кремнистой формации Новоялтинского месторождения можно принять температуру разложения стильпномелана с образованием грюнерита и альмандина - 460-470 $^\circ\text{C}$ при давлениях 2-3 кбар.

Заключение

Железистые кварциты Новоялтинского месторождения КМА по химизму более близки к известным железистым формациям, чем железистые кварциты Михайловского месторождения. В них установлены грюнерит и стильпномелан, отсутствуют тетраферрибиотит и эгирин, не так широко распространены селадонит и ферришамозит. Таким образом, минеральные ассоциации в железистых кварцитах Новоялтинского месторождения имеют сходство с таковыми как в хорошо изученных раннепротерозойских железистых формациях Северной Америки, Австралии и Южной Африки, где широко распространены грюнерит, актинолит, стильпномелан, так и с необычными минеральными парагенезисами железистых пород Михайловского месторождения, содержащими селадонит, ферришамозит.

В разных по химическому составу типах железистых кварцитов Новоялтинского месторождения выделяются три основных типа парагенезисов: $\text{Qtz} + \text{Mag} + \text{Gru} \pm \text{Sd} \pm \text{Cal} \pm \text{Act}$, $\text{Qtz} + \text{Mag} + \text{Rbk} \pm \text{Stp} \pm \text{Sd}$, $\text{Qtz} + \text{Mag} + \text{Sld} \pm \text{Fe-Shm} \pm \text{Hem} \pm \text{Sd}$. Анализ фазовых равновесий железистых пород и данные по минеральной геотермобарометрии внутрирудных сланцев позволили оценить физико-химические условия метаморфизма: $T = 460-510$ $^\circ\text{C}$, $P = 2-3$ кбар. Для рибекит содержащих 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 $\log\{a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)\} = 5.0-5.5$.

Авторы благодарят геологов В.А. Скулкова (Юго-Западгеология» и В.Н. Бабанского (Михайловский ГОК) за помощь при проведении полевых работ.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта «Российские университеты» (проект УР.09.01.038), грантов РФФИ (проекты № 03-05-64071, 03-05-06443 и 03-05-79088), Президента РФ (проект МД-248.2003.05), ФЦП «Интеграция» (проект Э0348), Министерства образования РФ (№ А03-2.13-335).

ЛИТЕРАТУРА

1. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. -М., 1985. -196 с.
2. Железные руды КМА / Ред. В.П. Орлова и др. - М., 2001. -616 с.
3. Gole M.J. Mineralogy and petrology of very low-metamorphic grade Archaean banded iron formations, Weld Range, Western Australia // Amer. Miner. -1980. -V. 65. -P. 8-25.
4. Савко К.А., Поскрякова М.В. Рибекит-эгириноселадонитовые железистые кварциты Михайловского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии: фазовые равновесия и условия метаморфизма // Петрология. -2003. -Т. 11, №5. -С. 471-490.
5. Скрябин В.Ю., Полякова Т.Н. Минералогическая петрохимическая систематика раннепротерозойских метapelитов Тим-Ястребовской структуры (КМА) // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. -2003. -№ 1. -С. 58-73.
6. 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.
7. Leake B.E., Woolley A.R., and 20 members of the Subcommittee on Amphiboles. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // Eur. J. Mineral. -1997. -V. 9. -P. 623-651.
8. Rieder M., et al. Nomenclature of the micas // Miner. Mag. -1999. -V. 63(2). -P. 267-279.
9. Савко К.А., Поскрякова М.В., Лебедев И.П. Фазовые равновесия и физико-химические условия метаморфизма пород железисто-кремнистой формации Панковского месторождения Курской магнитной аномалии // Вестн. Воронеж. ун-та, сер. геол. -2003. -№ 1. -С. 85-92.
10. Савко К.А., Кальмуцкая Н.Ю. Физико-химические условия метаморфизма магнетит-грюнерит-рибекитовых пород Приоскольского железорудного месторождения Курской магнитной аномалии // Вестн. Воронеж. ун-та. Геол. -2002. -№ 1. -С. 95-103.
11. Muller R.F. Compositional characteristics and equilibrium relations in mineral assemblages of a metamorphosed iron-formation // Am. J. Sci. -1960. -V. 258. -P. 449-497.
12. Klein C. Mineralogy and Petrology of the metamorphosed Wabush iron formation, southwestern Labrador // J. Petrol. -1966. -V. 7. -P. 246-305.
13. Klein C. Coexisting amphiboles // J. Petrol. -1968. -V. 9. -P. 281-330.
14. Immege J.P., Klein C. Mineralogy and petrology of some metamorphic Precambrian iron formation in South-Western Montana // Amer. Mineral. -1976. -V. 61. -№ 11/12. -P. 1117-1144.
15. Haase C. S. Metamorphic petrology of the Negaunee Iron Formation, Marquette District, Northern Michigan: Mineralogy, metamorphic reactions, and phase equilibria // Econ. Geology. -1982. -V. 77. -P. 60-81.
16. Miyano T., Klein C. Phase equilibria in the system K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - CO_2 - H_2O and the stability limit of stilpnomelane in metamorphosed Precambrian iron formations // Contrib. Mineral. Petrol. -1989. -V. 102. -P. 478-491.
17. Giralt S., Riera S., Klerkx J. et al. Lake Issyk-Kul: an example of recent evolution in a continental environment // Terra Nostra 2001/2. Girona, Spain. 3rd Workshop Southern European Working Group of the European lake Drilling program.
18. Floran. R. J., Papike J. J. Mineralogy and petrology of the Gunflint Iron Formation, Minnesota-Ontario: correlation of compositional and assemblage variations at low to moderate grade // J. Petrol. 1978. -V. 19. -P. 215-288.
19. Leshner C.M. Mineralogy and petrology of the Sokoman Iron Formation near Ardua Lake, Quebec // Canad. J. Earth Sci. 1978. -V. 15. -P. 480-500.
20. French B.M. Mineral assemblages in diagenetic and low-grade metamorphic iron formations // Econ. Geol. -1973. -V. 68. -P. 1063-1074.
21. Gole M.J., Klein C. Banded iron formation through much of Precambrian time // J. Geol. -1981. -V. 89. -P. 169-183.
22. Miyano T. Stilpnomelane, Fe-rich mica, K-feldspar and hornblende in banded iron formation assemblages of the Dales Gorge Member, Hamersley Group, Western Australia // Canad. Miner. -1982. -V. 20. -P. 189-202.
23. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. - М., 1979. -260 с.
24. Hollister L.S. Contact metamorphism in the Kwoek area of British Columbia // Geol. Soc. Amer. Bull. -1969. -V. 80. -№ 12. -P. 2465-2494.
25. Loomis T.P. Contact metamorphism of pelitic rocks by the Ronda ultramafic intrusion, southern Spain // Bull. Geol. Soc. Amer. -1972. -V. 83, № 85. -P. 2449-2473.
26. Guidotti C.V. Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley quadrangle, Maine // Geol. Soc. Amer. Bull. -1974. -V. 85, № 3. -P. 475-490.
27. Савко К.А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метapelитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) // Изв. АН СССР. Сер. геол. -1990. -№ 11. -С. 79-87.
28. Spear F.S., Cheney J.T. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. -V. 101, № 29. -P. 149-164.
29. Powell R., Holland T. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K_2O - FeO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O) // Amer. Mineral. -1990. -V. 75. -P. 367-380.
30. Klein C. Diagenesis and metamorphism of Precambrian iron formations // Iron formations: facts and problems". - Amsterdam, 1983. -P. 417-469.
31. Фонарев В.И. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия. -М., 1987. -296 с.
32. Evans B.W., Chiorso M.S. Thermodynamics and petrology of cummingtonite // Amer. Miner. -1995. -V. 80, № 7/8. -P. 649-663.
33. Miyano T., Beukes N. J. Mineralogy and petrology of the contact metamorphosed amphibole asbestos-bearing Penge iron formation, Eastern Transvaal, South Africa // J. Petrol. -1997. -V. 38, №5. -P. 651-676.
34. Thompson A.B. Mineral reactions in pelitic rocks. II Calculations of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations // Amer. J. Science. -1976. -V. 276. -P. 425-454.
35. Holdaway M.J., Lee S.M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical

- cal. and natural observations // Contrib. Mineral and Petrol. -1977. -V.63. -P. 175-198.
36. Ferry J.M., Spear F.S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet // Carnegie inst., 1977. -V.76. -P.579-581.
37. Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe-Mg геотермометров на основе закона Нернста: ревизия // Геохимия. -1989. -№ 5. -С. 611-622.
38. Hodges K.V., Spear F.S. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire // Amer. Mineral. -1982. -V.67. № 11/12. -P.1118-1134.
39. Pigage L.C., Greenwood H.J. Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem // Amer. J. Sci. -1982. -V. 282, № 7. - P. 943-969.
40. Hoinkes G. Effect of grossular-content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on staurolite-zone samples from the Austroalpine Schneeberg Complex // Contrib. Miner. Petrol. -1986. -V.92. № 3. -P.393-399.
41. Hanes A., Forest R.C. Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies) // J. Metamorphic Geol. -1988. -V.6. №3. - P. 297-309.
42. Stormer J.C., Jr. A practical two- feldspar geothermometer // Amer. Mineral. -1975. -V. 60, № 7/8. -P. 667-674.
43. Whitney J.A., Stormer J.C., Jr. The distribution of $NaAlSi_3O_8$ between coexisting microcline and plagioclase and its effect on geothermometric calculations // Amer. Mineral. -1977. -V. 62, № 7/8. -P. 687-691.
44. Haselton H.T., Howies G.L., Hemingway B.S., Robie R.A. Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short- range order and implications for two-feldspar thermometry // Amer. Miner. -1983. -V.68. - P. 394-413.
45. Powell M., Powell R. Plagioclase - alkali feldspar geothermometry revisited // Mineral. Mag. -1977. -V. 41, № 318. -P. 253-256.

УДК 552.1:553.481 (470.32)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ И ПЕТРОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКОГО АРЕАЛА ЕЛАНСКОГО КОМПЛЕКСА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Ю.Н.Стрик

Воронежский государственный университет

Результаты исследования еланского норит-диоритового раннепротерозойского комплекса Воронежского кристаллического массива показали, что магматические тела группируются в пространственно обособленную аномальную узловую структуру, внутри которой расстояния между магматическими телами существенно сближены; их размещение в пределах этой структуры симметрично относительно вертикальной оси L_2 , а в любом горизонтальном сечении плотность размещения магматических тел находится в обратной экспоненциальной зависимости от квадрата расстояния до вертикальной оси симметрии.

Аномальная магматическая структура характеризуется концентрической петрохимической зональностью, выраженной закономерным изменением в породах содержания петрохимических компонентов в зависимости от их местоположения относительно оси симметрии; совокупности горных пород, слагающих интрузии аномальной структуры, образуют единую петрогенетическую серию.

Соответствие установленных эмпирических закономерностей результатам моделирования дает основание считать выявленную аномальную магматическую структуру конечным состоянием эволюции физически обособленного единого магматического очага - очаговым комплексом.

Еланский комплекс по геолого-геофизическим данным локализуется в пределах узкой (до 30-40 км) Елань-Тамбовской структурно-формационной зоны Воронежского кристаллического массива протяженностью более 300 км [1]. Но достоверно к настоящему времени в результате буровых работ установлено несколько десятков небольших по размеру (от 0,3 до 12-15 км²) штокообразных крутопадающих интрузивных тел, размещенных преимущественно на ограниченной площади 50х60 км. Изотопное определение возраста U-Pb методом по циркону показало время формирования комплекса в интервале 2050±14 - 2065±15 млн. лет [2]. Вмещающие метаосадочные песчаниково-сланцевые породы воронцовской серии на контакте с интрузиями изменены. В составе еланского комплекса

выделяются две главные фазы - ранняя норитовая с жильными дериватами (норит-порфириды) и последующая диоритовая, сопровождающаяся внедрением даек диоритовых порфиритов и гранитоидов. Особенности морфологии интрузивных тел, структурно-текстурные характеристики пород комплекса свидетельствуют об их формировании в субвулканических условиях. С Еланской и Елкинской интрузиями комплекса связано сульфидное Cu-Ni оруденение.

Петрохимически породы комплекса отличаются рядом специфических особенностей. Наиболее показательным определенное несоответствие между высокими содержаниями кремнекислоты (52-60 и более мас. %) и высоким содержанием окиси магния (до 20% в меланократовых разностях).