



# МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ

УДК 552.43 (470.323)

## МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ЖЕЛЕЗИСТОЙ ФОРМАЦИИ МИХАЙЛОВСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО РАЙОНА КУРСКОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ (КМА)

К.А. Савко, М.В. Поскрякова

*Воронежский государственный университет*

В результате изучения фазовых равновесий в двух типах железистых кварцитов Михайловского железорудного района установлена последовательность смены минеральных парагенезисов для насыщенных натрием пород – ферроселадонит → рибекит → эгирин и для нормальных железистых кварцитов тетраферрибиотит + сидерит → грюнерит + биотит → гиперстен. На примере рибекит и эгиринсодержащих парагенезисов показано, что на стабильность минеральных ассоциаций помимо температуры сильно влияют значения фугитивности кислорода и активности натрия. Определены следующие физико-химические параметры прогрессивного метаморфизма:  $T = 370-560$  °C,  $P = 2-3$  кбар,  $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)] > 5.2-5.3$ , значения фугитивности кислорода близки к магнетит-гематитовому буферу.

### Введение

Полосчатые железисто-кремнистые формации являются важным элементом строения всех известных докембрийских щитов. В России они служат основным источником сырья для черной металлургии. Поэтому в течении многих лет железистым формациям докембрия уделялось внимание большого количества исследователей. Основные работы в этом направлении посвящены реконструкции обстановок седиментации железистых пород, их фациальному и формационному анализу, источникам вещества и т. д. Вопросы метаморфического преобразования железисто-кремнистых формаций докембрия КМА разработаны намного слабее. Это обусловлено многими причинами, среди которых отметим наиболее важные:

для пород железисто-кремнистых формаций не разработана смена фаций и субфаций, как, например, для метапелитов;

редки или вовсе отсутствуют примеры картирования метаморфической зональности для железисто-кремнистых формаций;

попытки физико-химической интерпретации условий метаморфизма железистых формаций основаны на крайне ограниченном экспериментальном материале, особенно в низко- и среднетемпературной области, в них отсутствуют равновесия, традиционно используемые для термобарометрии.

По химическому составу и минеральным парагенезисам выделяют 4 основных типа пород железисто-кремнистых формаций [1]: 1 – кварц-магнетитовый (гематитовый) тип (иногда его еще называют итаберитовым), в котором присутствуют парагенезисы Qtz-Mag, Qtz-Hem и Qtz-Hem-Mag; 2 – кварц-карбонатный тип, где значительную роль играют карбонаты ферродоломит-анкеритовой серии и сидерит; 3 – кварц-силикатный, где преобладают кварц, железистые хлориты (например, гриналит, шамозит), слюды (биотит, стильпномелан, феррианит), миннесотаит, а при увеличении степени метаморфизма – амфиболы, ортопироксен и фаялит; 4 – богатые марганцем железистые формации. Кроме того, встречаются обогащенные натрием железистые породы, содержащие щелочные амфиболы и пироксены, которые широко распространены в раннепротерозойской железистой формации КМА.

Таким образом, каждый тип железистых пород характеризуется различными минеральными парагенезисами и, следовательно, различной последовательностью их смены в результате прогрессивных метаморфических реакций. Кроме того, на стабильность минеральных ассоциаций сильно влияют значения фугитивности кислорода, поэтому важную роль при метаморфизме железистых формаций играют окислительно-восстановительные реакции. Эти особенности характерны для низко- и среднетемпературных условий. При высокотемпературном метаморфизме (верхняя амфиболитовая и особенно

гранулитовая фации) всех перечисленных типов (за исключением богатых марганцем) образуются магнетит-кварц-фаялит-ортопироксеновые породы, которые иногда называются эвлизитами.

Кварц-карбонатные железистые формации содержат наиболее информативные парагенезисы и были описаны многими авторами [1-4 и др.]. Большинство исследователей пришли к мнению, что  $H_2O$  и  $CO_2$  не ведут себя как вполне подвижные компоненты при метаморфизме. Обычно фазовые отношения рассматривались качественно в системе Fe-Si-C-O-H в присутствии магнетита [5, 6]. Основной интерес для исследователей кварц-силикатных железистых формаций представляли взаимоотношения куммингтонита, ортопироксена и оливина при высокотемпературном метаморфизме [7-9].

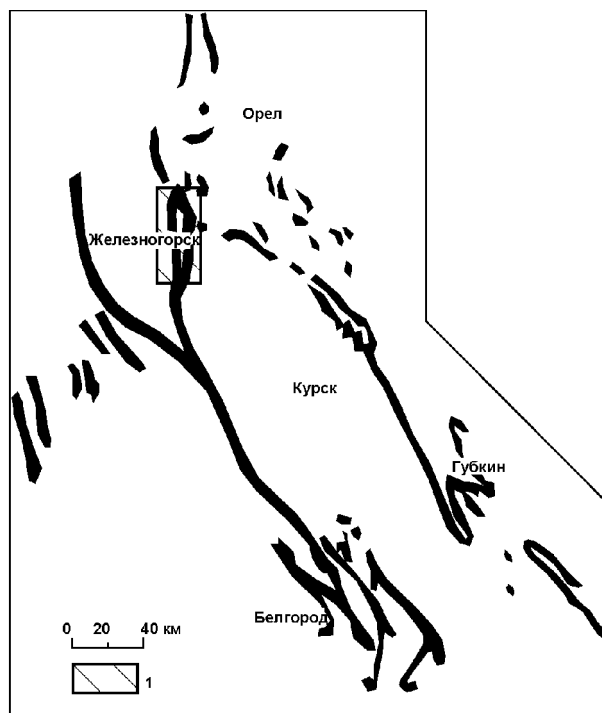
Эти теоретические работы касались важных вопросов устойчивости диагностических минеральных равновесий, флюидного режима метаморфизма, но не давали количественной оценки стабильности широко встречающихся ассоциаций. Поэтому, несмотря на многочисленные публикации, не создано количественных петрогенетических сеток метаморфизма железисто-кремнистых формаций для всего спектра температур и давлений и, тем более, различных типов железистых формаций.

Отчасти этот вопрос в значительной степени был разработан с помощью экспериментальных исследований. В экспериментальной работе В.И. Фонарева [10] была представлена серия петрогенетических сеток в координатах  $T$  °C –  $lgf_{O_2}$  (при  $T$  °C > 600) для различных давлений и активностей воды в системе FeO-MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-O<sub>2</sub>. На этой основе им был предложен ряд геотермометров, геобарометров и геооксометров, которые можно вполне успешно применять для высокометаморфизованных железистых формаций [10, 9]. Позже Б. Эванс и М. Чиорсо [11] уточнили P-T параметры стабильности куммингтонита в железистых формациях при различных значениях фугитивности кислорода.

Цель настоящей статьи – проследить изменения фазовых равновесий с ростом температуры в различных типах пород раннепротерозойской железистой формации Михайловского железорудного района и реконструировать физико-химические условия метаморфизма.

### Геологическая обстановка

Железистые формации в докембрии КМА установлены на трех стратиграфических уровнях: раннеархейском, позднеархейском и раннепротерозойском. В раннем архее породы железистой формации развиты ограничено в пределах мелких положительных аномалий эллипсоидной, серповидной и полосовидной формы (Ушаковские, Кувшиновские, Будановские, Бесединские и др.) и представлены эвлизитами, метаморфизованными в условиях гранулитовой фации. Ранее для них установлены следующие параметры метаморфизма [12]:  $T=850$  °C,  $P=5$  кбар,  $lgf_{O_2} = -14 - (-15)$ .



**Рис. 1.** Схематическая карта распространения пород раннепротерозойской железисто-кремнистой формации Курской магнитной аномалии по [13]: 1 – район исследований.

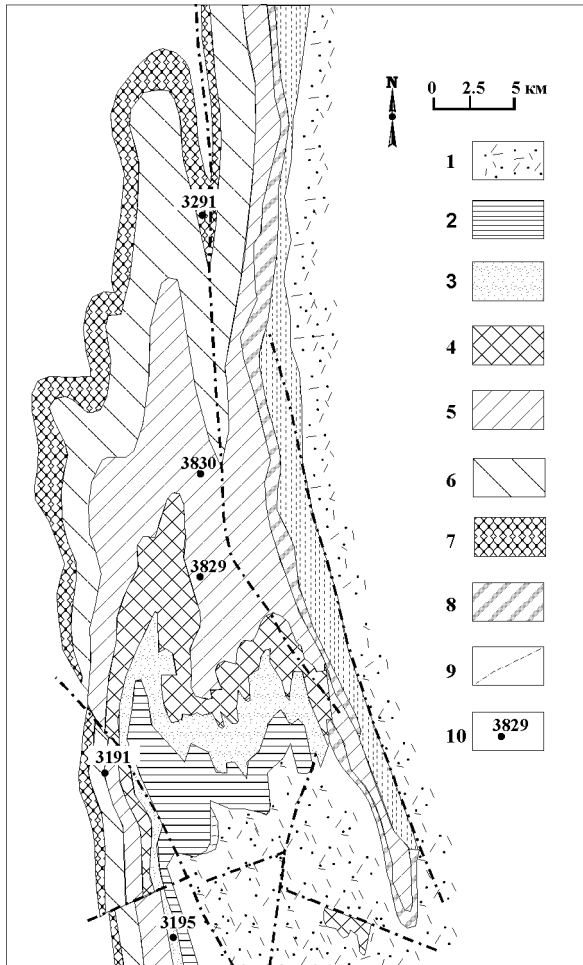
В позднем архее породы железистой формации принимают участие в строении зеленокаменных поясов и находятся в тесной ассоциации с амфиболитами [13]. Они образуют вытянутые тела длиной до 10 км относительно небольшой мощности (до 100 м) и представлены кварц-магнетит-гранат-грюнеритовыми породами. Условия метаморфизма, определенные для тел Западно-Коденцовского участка составляют [9]:  $T=650\pm 30$  °C,  $P=5$  кбар,  $lgf_{O_2} = -17 - (-20)$ .

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. Все эксплуатируемые месторождения железных руд бассейна КМА связаны именно с раннепротерозойской железистой формацией (рис.1).

Нами были изучены породы железистой формации Михайловского железорудного района, в центральной части которого эксплуатируется крупнейшее Михайловское месторождение.

В пределах месторождения развиты нижепротерозойские метаморфизованные терригенно-осадочные отложения курской серии (рис.2). Курская серия подразделяется на песчано-сланцевую Стойленскую и железорудную коробковскую свиты. Стойленская свита состоит из нижней и верхней подсвит. Породы нижней подсвиты в районе исследований представлены кварцевыми конгломератами и кварцевыми метапесчаниками, с прослоями сери-

## Петрография



**Рис. 2. Схематическая геологическая карта Михайловского железорудного месторождения:** 1 – Курбакинская свита. Вулканомиктовые песчаники, сланцы, конгломераты, кварцевые порфиры; Коробковская свита: 2 – Верхняя сланцевая подсвита. Черные углистые кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 3 – Верхняя железорудная подсвита. Магнетитовые, малорудные, краснополосчатые гематитовые кварциты; 4 – Нижняя сланцевая подсвита. Черные углистые кварц-хлорит-серицитовые сланцы, мелкозернистые песчаники; 5 – Нижняя железорудная подсвита, четвертая пачка. Магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты, краснополосчатые гематитовые кварциты; 6 – Нижняя железорудная подсвита, третья пачка. Гематит-магнетитовые кварциты; 7 – Нижняя железорудная подсвита, вторая пачка. Магнетит-гематитовые кварциты; 8 – Нижняя железорудная подсвита, первая пачка. Карбонатно-магнетитовые, гематит-магнетитовые и малорудные кварциты. 9 – Тектонические нарушения. 10 – Скважина и ее номер.

цито-кварцевых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев. Верхняя подсвита сложена черными углистыми сланцами и безрудными кварцитами. В составе коробковской свиты выделяют 4 подсвиты: нижняя железорудная, междурудная сланцевая, верхняя железорудная и верхняя сланцевая. Нижнюю свиту можно разделить на 4 пачки: первую, сложенную магнетитовыми кварцитами, вторую – магнетит-гематитовыми кварцитами, третью – гематитовыми кварцитами, четвертую – переслаиванием магнетитовых и гематитовых кварцитов.

Образования коробковской свиты в Михайловском железорудном районе представлены темно-серыми, зеленовато-серыми тонкозернистыми железистыми кварцитами полосчатой текстуры, обусловленной чередованием рудных (магнетитовых и гематитовых) и безрудных (кварцевых или силикатных) прослоев. Среди прослоев встречаются: а) кварцевые с магнетитом, карбонатом, иногда с гематитом (скв. 3195), б) гематитовые с кварцем, в которых также присутствуют магнетит, зеленая слюда и карбонаты (обр. МК-18), в) силикатные (амфибол, зеленая слюда) в ассоциации с гематитом или магнетитом (скв. 3830, 3829, 3292, 3291) и г) магнетитовые с присутствием кварца, карбонатов и силикатных минералов (эгирин, рибекит, грюнерит, гиперстен, диопсид) (скв. 3829, 3830, 3292, 3291).

Минеральный состав пород железистой формации Михайловского железорудного района определяется петрохимическими особенностями и степенью метаморфизма. Железистые формации бедны  $Al_2O_3$ , CaO (за исключением карбонатсодержащих разновидностей) и обогащены кремнеземом и железом. В отношении щелочей, отдельные разновидности обогащены натрием – рибекит и эгириносодержащие железистые кварциты, другие содержат их в очень незначительных количествах.

Нами были детально изучены с помощью микронзонда состав и зональность минералов из пород раннепротерозойской железистой формации Михайловского железорудного района (обр. 3830/14, 3830/54, МК18, 3195/15; 3292/710; 3292/722; 3292/726; 3291/12 и 3291/479). Минеральные парагенезисы пород железистой формации Михайловского железорудного района приведены в таблице 1, анализы минералов – в таблицах 2-8.

## Методы исследования

Все образцы железистых пород представляют собой керн скважин и образцы из обнажений Михайловского карьера, которые были детально описаны при проведении полевых работ. Шлифы, изготовленные из отобранных образцов были изучены оптически. Локальные анализы минералов и 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 пироксенов рассчитаны на 6, амфиболов на 23, слюд на 11, магнетита на 4 атомов кислорода. При расчете кристаллохимических формул амфиболов значения  $Fe^{3+}$  определялось в соответствии с процедурой, предложенной Дж. Шумахером [14]. Расчеты P-T условий метаморфизма производились с помощью компьютерной программы PTF [15].

**Таблица 1**  
**Минеральные парагенезисы железистых пород**  
**Михайловского железорудного района КМА**

№№ образца	Минеральный парагенезис
<i>Система</i> <i>Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CaO-FeO-MgO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-O<sub>2</sub></i>	
3829/1	Qtz+Mag+Fe-Sld+Ank+Hem+Aeg*
3829/3	Qtz+Mag+Fe-Sld+Ank+Hem+Aeg+Py
3829/4	Qtz+Mag+Fe-Sld+Aeg
3829/8	Qtz+Mag+Fe-Sld+Rbk
3829/18	<b>Qtz+Mag+Fe-Sld+Aeg</b>
3829/29	Qtz+Mag+Ank+Rbk
3829/30	<b>Qtz+Mag+Fe-Sld+Rbk</b>
3830/1	Qtz+Hem+Fe-Sld+Aeg
3830/2	Qtz+Hem+Fe-Sld+Aeg+Rbk+Py
3830/4	Qtz+Mag+Aeg
3830/8	Qtz+Mag+Fe-Sld+Aeg+Rbk
<b>3830/14</b>	<b>Qtz+Mag+Fe-Sld+Aeg+Ank**</b>
3830/30	Qtz+Hem+Fe-Sld+Mag+Aeg
3830/34	Qtz+Mag+Hem+Fe-Sld+Ank
<b>3830/58</b>	<b>Qtz+Mag+Fe-Sld+Ank+Rbk</b>
<b>МК18</b>	<b>Qtz+Mag+Fe-Sld+Aeg</b>
3195/1	Qtz+Mag
3195/2	Qtz+Mag+Hem
3195/8	Qtz+Mag+Fe-Sld+Ank+Rbk
3195/10	Qtz+Mag+Ank
3195/11	Qtz+Mag+Ank+Fe-Sld+Rbk
<b>3195/15</b>	<b>Qtz+Mag+Fe-Sld+Ank+Rbk+Aeg</b>
3195/22	Qtz+Mag+Ank+Fe-Sld+Rbk
3195/26	Qtz+Mag+Hem+Ank+Fe-Sld+Aeg+Rbk
3195/31	Qtz+Mag+Ank+Fe-Sld+Rbk
3195/32	Qtz+Mag+Hem
3291/1	Qtz+Mag+Fe-Sld+Rbk+Ank
3291/4	Qtz+Fe-Sld+Aeg
3291/6	Qtz+Mag+Aeg+Fe-Sld
<i>Система</i> <i>K<sub>2</sub>O-CaO-FeO-MgO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-O<sub>2</sub></i>	
<b>3292/710.0</b>	<b>Qtz+Hyp+Act+Cal+Di</b>
<b>3292/722.0</b>	<b>Qtz+Grt+Bt+Hyp</b>
<b>3292/726.0</b>	<b>Qtz+Gru+Hbl+Act</b>
<b>3291/349.0</b>	<b>Qtz+Grt+Hbl+Bt+Gru</b>
3291/18	Qtz+Mag+Fe-Ann
3291/21	Qtz+Fe-Ann+Grt+Mag
3291/24	Qtz+Fe-Ann+Cal
<b>3191/479.0</b>	<b>Qtz+Kfs+Fe-Ann+Fe-Sld</b>

\* 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.

## Минералогия

Магнетит является главным рудным и породообразующим минералом и встречается в виде отдельных зерен разного размера, обычно концентрирующихся в слойки мощностью до нескольких мм. Он присутствует практически во всех типах пород в количестве до 50 модалльных процентов. По составу это чистый магнетит, примесь MgO, MnO, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет первые десятые процента (табл. 2).

Гематит в количественном отношении всегда уступает магнетиту и встречается в виде пластинок и чешуек различных размеров от долей мм до

первых см (спекулярит). Обычно мелкие чешуйки гематита группируются в прослойки мощностью первые мм параллельные слоистости. Помимо кварца и магнетита гематит обычно находится в ассоциации с рибекитом и эгирином.

Слюды. В породах железистой формации Михайловского рудного района встречаются в основном темные слюды, имеющие высокожелезистый состав, причем в некоторых разновидностях железистых кварцитов они являются или единственными или преобладающими железо-магнезиальными силикатами. В результате исследований нами были установлены биотит, тетраферрианнит и ферроселадонит.

Биотит представлен пластинками и чешуйками размером до 2 мм и имеет коричневатую-бурую, зеленоватую-бурую окраску. Он встречается в породах железистой формации, метаморфизованных в среднетемпературных условиях, как правило, в парагенезисе с кварцем, грюнеритом, ортопироксеном (рис.3 б, е). Биотит насыщен Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, отношение Si/Al = 1.73-1.91 (табл. 3). Железистость биотитов высокая – 76-83 ат. %, содержание TiO<sub>2</sub> от 0.39 до 1.26 мас. %.

Тетраферрианнит довольно редко встречающаяся в природе безглиноземистая слюда, имеющая формулу KFe<sub>3</sub><sup>2+</sup>[Fe<sup>3+</sup>Si<sub>3</sub>]O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>, впервые синтезированная Д.Р. Вонсом [16] в интервале температур 400-850 °С и давлений 1035-2070 бар при фугитивности кислорода между гематит-магнетитовым и железо-вюститовым буферами. Им было сделано предположение, что слюда с составом феррианнита должна быть обнаружена в железистых формациях. Действительно, позже феррианнит был описан в рибекитсодержащих породах докембрийских железистых формаций Западной Австралии [17] и Южной Африки [18].

Слюды изоморфного ряда тетраферрибиотита были описаны в железистой формации Курской магнитной аномалии еще в 50-60-х годах [19, 20].

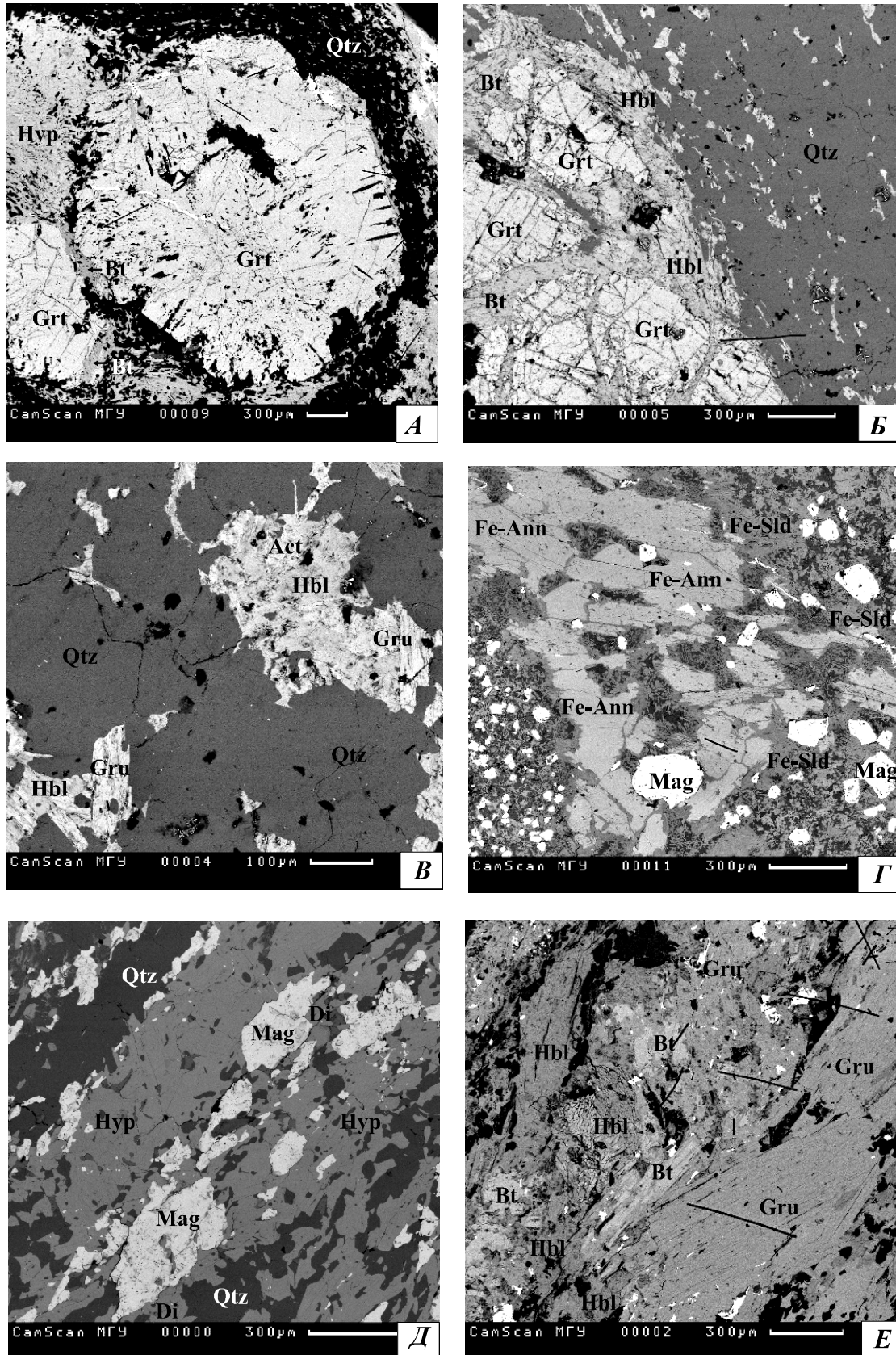
Тетраферрианнит в железистой формации Михайловского железорудного района встречается в виде неправильных чешуек размером 0.2-0.3 мм в ассоциации с кварцем, магнетитом, зеленым калиевым полевым шпатом и ферроселадонитом (рис.3 з). Отношение Si/Al в тетраферрианните всегда больше 3.0 (табл.3). Интересно отметить, что по составу тетраферрианниты железистой формации КМА менее глиноземистые (содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.68-0.76 мас. %) и более магнезиальные (MgO=12.53-13.69 мас. %) по сравнению с приводимыми в литературе анализами природных феррианнитов, где содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> всегда выше 1.3 мас. %, обычно около 4-5 мас. %, а MgO изменяется от 3.5 до 12.5 мас. %, [17, 18]. Таким образом, составы тетраферрианнитов КМА наиболее близки к формуле конечного члена ряда аннит-феррианнит и сдвигаются в сторону тетраферрифлогопита в изоморфной серии тетраферрианнит-тетраферрифлогопит. Кроме того, обращает внимание повышенное содержание марганца 0.50 -

Таблица 2

**Представительные анализы карбонатов, ферроселадонитов и магнетита из железистых кварцитов Михайловского железорудного района КМА**

позиция	3830/58						3830/14					М.К.-18			3195/15	
	Мелкое зерно	Среднее зерно	Среднее зерно	Мелкое зерно	Крупное зерно	Среднее зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно	Среднее зерно		Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно	Крупное зерно
	центр	Центр	край	край	центр	центр	центр	центр	центр	центр	центр	край	центр	центр	центр	край
в контакте с	Rbk		Qtz	Aeg		Mag	Qtz	Mag	Qtz	Qtz	Aeg	Aeg	Qtz	Qtz	Aeg	Rbk
№ анализа	Mag-7	Ank-8*	Sd-10	Ank-51	Fe-Sld-52	Fe-Sld-53	Mag-49	Sd -24	Ank-29	Fe-Sld-25	Fe-Sld-27	Fe-Sld-30	Fe-Sld-32	Mag-26	Ank-71	Fe-Sld-68
SiO <sub>2</sub>	0.07	0.24	0.14	0.28	51.92	52.48	1.32	0.17	0.43	51.36	52.59	51.57	52.24	1.08	0.41	51.63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.26	0.2	0.11	0.09	-	-	-	-	0,01	0.44	0.14	-	0.18	-	2.77
TiO <sub>2</sub>	-	0.04	-	-	0.07	-	-	-	0.14	0,06	-	-	-	-	-	-
FeO	99.74	19.46	64.99	37.05	22.86	24.61	97.29	66.64	22.61	24.15	23.47	22.72	23.74	98.15	21.22	22.19
MnO	0.02	0.6	1.39	0.5	0.01	0.12	-	0.24	0.03	-	-	0.05	-	-	0.72	0.08
MgO	-	26.78	32.9	14.28	6.72	5.19	0.34	32.04	25.74	5.18	5.18	5.96	6.02	0.09	25.92	5.44
CaO	0.02	52.55	0.36	47.38	0.02	0.07	0.06	0.68	50.52	-	-	0.19	0.07	-	51.68	0.09
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.19	0.28	0.99	0.23	0.24	0.22	-	0.28	0.17	0.35	0.05	-
K <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.01	0.01	10.12	11.24	-	-	0.07	10.02	11.32	10.07	10.39	0.15	-	10.75
сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	92.00	93.99	100.00	100.00	99.99	91.00	93.00	90.88	92.67	100.00	100.00	92.95
Si	0.03	-	-	-	4.40	4.38	0.05	-	-	4.44	4.44	4.42	4.41	0.04	-	4.33
Al	0.04	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.04	0.01	-	0.01	-	0.27
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe <sup>2+</sup>	2.93	0.14	0.51	0.29	0.15	0.35	1.03	0.53	0.17	0.33	0.35	0.24	0.24	0.97	0.16	0.32
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-	1.47	1.37	1.90	-	-	1.41	1.30	1.39	1.44	1.95	-	1.23
Mn	-	-	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	0.01
Mg	-	0.35	0.46	0.20	0.85	0.65	0.02	0.46	0.34	0.67	0.65	0.76	0.76	0.01	0.34	0.68
Ca	-	0.49	-	0.49	-	0.01	-	0.01	0.48	-	-	0.02	0.01	-	0.49	0.01
Na	-	-	-	-	0,03	0.05	0.07	-	-	0.04	-	0.05	0.03	0.02	-	-
K	-	-	-	-	1,09	1.20	-	-	-	1,11	1.22	1.10	1.12	0.01	-	1.15
X(Fe)	1.00	-	-	-	0.66	0.73	1.00	-	-	0.72	0.72	0.68	0.68	1.00	-	0.70

\* В анализах карбонатов суммы приведены к 100%



**Рис. 3.** Снимки участков шлифов в отраженных электронах из железистых пород Михайловского железорудного месторождения: а – обр. 3292/722.0 железистый кварцит с гранатом, гиперстеном и биотитом; б – обр. 3291/349.0 железистый кварцит с гранатом, роговой обманкой и биотитом; в – обр. 3291/349.0 трехамфибальная ассоциация Hbl+Act+Gru; г – обр. 3191/479.0 зеленослюдково-магнетитовый кварцит (слюды – тетраферриантит, ферроселадонит); д – обр. 3292/710.0 диопсид-гиперстен-магнетитовый кварцит; е – железистый кварцит с грюнеритом, роговой обманкой, биотитом.

Таблица 3

**Представительные анализы биотитов, ферроселадонитов, тетраферрианнитов и магнетита из железистых пород  
Михайловского железорудного района КМА**

№ обр.	3292/722.0				3291/349.0		3291/479.0														3292/726.0	
	Среднее зерно		Среднее зерно		Мелкое зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно	Крупное зерно	Среднее зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно	Среднее зерно	Среднее зерно	Среднее зерно	Среднее зерно	Среднее зерно	Среднее зерно
В контакте	край	центр	край	центр	центр	центр	край	край	центр	край	центр	край	край	центр	центр	центр	край	край	край	край	центр	центр
№ анализа	Вт-90*	Вт-91	Вт-98	Вт-99	Вт-70	Вт-72	Fe-Ann-1	Fe-Ann-2	Fe-Ann-3	Fe-Sld-4	Kfs-5	Fe-Sld-6	Kfs-7	Fe-Ann-8	Fe-Sld-10	Kfs-11	Fe-Sld-12	Fe-Sld-13	Mag-9	Вт-48	Вт-49	
SiO <sub>2</sub>	35.17	35.24	35.38	34.26	33.13	34.32	36.46	37.52	38.26	49.57	63.99	52.55	64.09	37.61	51.57	62.64	48.50	51.28	0.11	34.09	33.07	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.09	16.29	16.52	16.28	15.80	16.83	0.68	0.68	0.68	0.94	16.02	0.39	16.46	0.76	0.88	12.28	1.34	0.59	-	15.49	14.69	
TiO <sub>2</sub>	1.04	1.03	1.04	1.24	1.26	1.03	0.35	0.43	0.35	0.26	-	0.13	0.03	0.40	0.46	-	0.31	0.11	-	0.39	0.75	
FeO	31.91	32.75	32.69	34.47	37.32	35.06	30.02	31.49	30.13	24.71	3.01	21.83	2.74	32.18	21.62	8.91	26.32	28.28	99.57	37.45	40.19	
MnO	0.02	0.06	-	-	0.06	0.11	0.63	0.51	0.50	0.17	-	0.02	0.09	0.66	-	-	0.08	0.01	0.09	-	4.54	
MgO	5.65	5.06	5.29	5.76	5.48	4.97	13.39	12.69	13.69	6.03	0.01	7.19	-	12.53	7.29	0.03	4.81	0.88	0.02	3.79	-	
CaO	-	0.13	-	0.04	0.01	-	0.02	-	0.11	-	0.03	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-	0.04	0.01	
Na <sub>2</sub> O	0.19	-	-	-	0.03	0.13	0.02	0.01	0.05	-	0.09	-	-	0.03	0.02	-	-	0.01	0.22	0.01	-	
K <sub>2</sub> O	8.93	8.99	9.08	7.96	6.75	7.54	8.88	8.98	8.68	10.06	16.84	10.12	16.58	9.26	10.18	16.14	9.72	10.84	Н.о.	8.41	6.75	
F	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.24	0.03	0.10	0.16	Н.о.	0.04	Н.о.	0.23	0.11	Н.о.	-	0.01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
Cl	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.03	0.03	0.05	Н.о.	Н.о.	-	Н.о.	0.01	0.01	Н.о.	0.01	0.01	Н.о.	Н.о.	Н.о.	
сумма	100.00	99.55	100.00	100.00	99.84	99.99	90.72	92.37	92.60	91.90	100.00	92.28	100.00	93.67	92.14	100.00	91.09	92.02	100.00	99.67	100.00	
Si	2.73	2.77	2.76	2.69	2.63	2.70	3.09	3.14	3.17	4.24	2.99	4.43	2.99	3.11	4.35	2.98	4.22	4.52	-	2.72	2.65	
Al	1.51	1.51	1.52	1.51	1.48	1.56	0.07	0.07	0.07	0.09	0.88	0.04	0.91	0.07	0.09	0.69	0.14	0.06	-	1.46	1.39	
Ti	0.06	0.06	0.06	0.07	0.08	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02	-	0.01	-	0.02	0.03	-	0.02	0.01	-	0.02	0.05	
Fe <sup>2+</sup>	2.07	2.15	2.13	2.26	2.47	2.31	1.45	1.63	1.61	0.23	-	0.10	-	1.58	0.08	-	0.38	0.88	0.97	2.49	2.69	
Fe <sup>3+</sup>	-	-	-	-	-	-	0.84	0.79	0.76	1.54	0.12	1.44	0.11	0.82	1.44	0.35	1.53	1.20	1.01	-	-	
Mn	-	-	-	-	-	0.01	0.05	0.04	0.04	0.01	-	-	-	0.05	-	-	0.01	-	-	-	-	
Mg	0.65	0.59	0.62	0.67	0.65	0.58	1.69	1.58	1.69	0.77	-	0.90	-	1.54	0.92	-	0.62	0.12	-	0.45	0.54	
Ca	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Na	0.03	-	-	-	-	0.02	-	-	0.01	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	0.22	-	-	
K	0.89	0.90	0.9	0.8	0.68	0.76	0.96	0.96	0.92	1.10	1.00	1.09	0.99	0.98	1.09	0.98	1.08	1.22	-	0.86	0.69	
F	-	-	-	-	-	-	0.06	0.01	0.03	0.04	-	0.01	-	0.06	0.03	-	-	-	-	-	-	
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
X(Fe)	0.76	0.78	0.78	0.77	0.79	0.80	0.46	0.51	0.49	0.70	-	0.63	-	0.51	0.63	-	0.75	0.95	1.00	0.85	0.83	
Si/Al	1.80	1.83	1.81	1.78	1.77	1.73	44.14	44.85	45.28	47.11	-	110.75	-	44.42	48.33	-	30.14	75.33	-	1.86	1.90	

\*В анализах биотитов суммы приведены к 100% Н.о. – содержание компонента не определялось



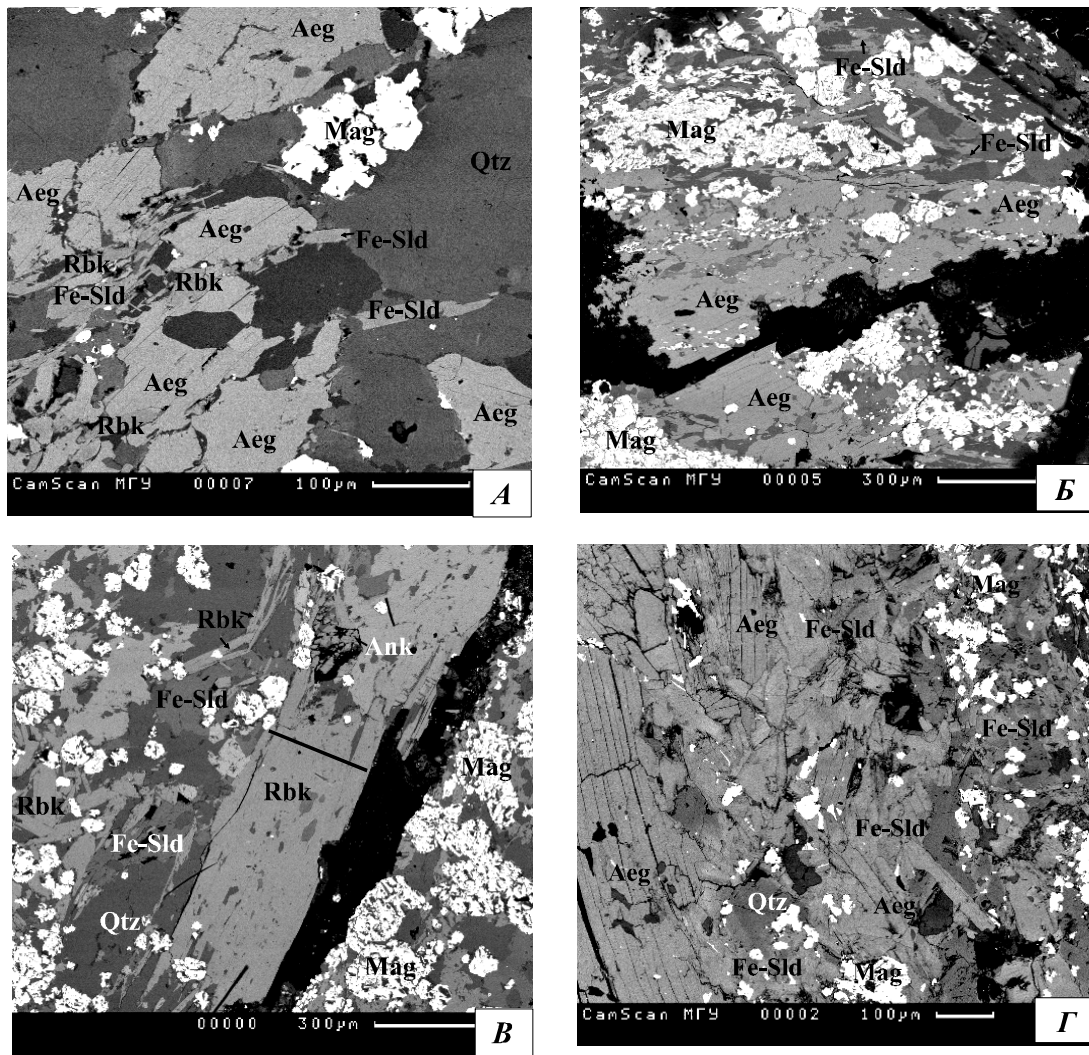


Рис. 4. Снимки участков шлифов в отраженных электронах из железистых кварцитов Михайловского железорудного месторождения: а – обр. 3195/15 рибекит-эгирин-магнетитовый кварцит; б – обр. МК-18 эгирин-магнетитовый кварцит; в – обр. 3830/58 рибекит-зеленослюдковый кварцит; г – обр. 3830/14 эгирин-зеленослюдково-магнетитовый кварцит.

0.66 мас. % MnO в изученных тетраферрианнитах по сравнению с составами феррианнитов из других железистых формаций, где его количество обычно не превышает 0.1 мас. %.

В породах железистой формации Михайловского участка КМА довольно широко распространена еще одна редкая зеленая слюда, отвечающая по составу *ферроселадониту* [21]. Впервые зеленые диоктаэдрические слюды в железистых кварцитах КМА были исследованы в конце 50-х годов [19, 22]. Ферроселадонит представлен мелкими до 0.3 мм чешуйками зеленого цвета, встречается в слабо метаморфизованных породах железистой формации Михайловского железорудного района в ассоциации с магнетитом, кварцем, тетраферрианнитом, анкеритом, сидеритом, рибекитом, эгирином, реже с калиевым полевым шпатом (рис.3 з, 4). Плеохроизм от темно-зеленого до светло-желтого или зеленовато-желтого цвета. По составу выделяется два химических типа ферроселадонита (табл. 2, 3). Ферроселадонит I отличается от ферроселадонита II более высокими содержаниями калия и Mg/(Fe+Mg) при

одинаково низкой глиноземистости. По оптическим свойствам разные по составу ферроселадониты не отличаются.

*Калиевый полевой шпат* (микроклин) установлен только в одном образце 3991/479 в тесной ассоциации с феррианнитом и ферроселадонитом (рис. 3 з). Он имеет зеленую окраску, что обусловлено присутствием в составе  $Fe^{3+}$  в количестве 2.74-3.01 мас. %, замещающим  $Al^{3+}$  в Т-позициях (табл. 3). Такой состав микроклина обусловлен составом исходной породы – обогащенностью  $Fe^{3+}$  и невысокой глиноземистостью.

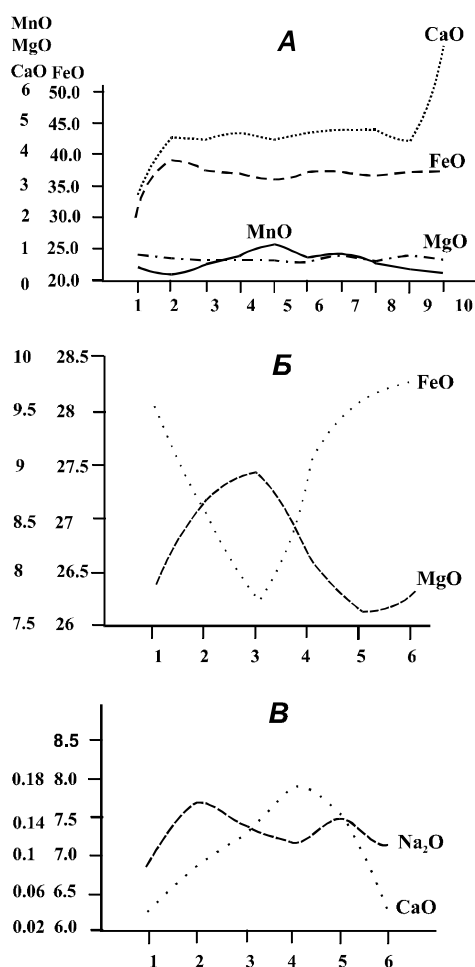
*Рибекит* в образцах образует прослои яркосинего цвета мощностью до 1-2 мм. В шлифах рибекит присутствует в виде вытянутых кристаллов темно-синего цвета размером 0.5-1 мм (обр. 3830/58, 3195/15), образующих цепочки зерен. Иногда это игольчатые или сноповидные агрегаты голубого цвета (обр. 3195/15). Схема плеохроизма от бесцветного до темно-синего. Рибекит встречается в парагенезисе с магнетитом, гематитом, эгирином, зеленой слюдой (рис. 4 а, в). По составу рибекит



Таблица 4

**Представительные анализы рибекитов из железистых кварцитов  
Михайловского железорудного района КМА**

№ образца	3830/58						3195/15					
	Крупное зерно						Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	
В контакте	Qtz					Mag	Ank	Aeg	Fe-Sld	Aeg	Aeg	
	край	→ центр		←		край	центр	край	центр	край	край	
№ анализа	Rbk-1	Rbk -2	Rbk -3	Rbk -4	Rbk -5	Rbk-6	Rbk -9	Rbk -61	Rbk -63	Rbk -67	Rbk -69	
SiO <sub>2</sub>	54.31	53.17	54.26	54.15	53.79	53.85	53.9	53.56	54.26	53.66	54.20	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.09	0.16	0.68	0.61	0.53	0.51	-	0.71	0.06	0.17	
TiO <sub>2</sub>	0.01	-	0.05	-	0.06	-	-	0.36	-	0.03	0.05	
FeO	28.02	27.06	26.19	27.53	28.08	28.23	27.58	27.93	26.61	28.82	26.94	
MnO	-	-	-	-	-	-	0.11	0.09	-	-	0.04	
MgO	7.91	8.72	9.03	8.17	7.66	7.85	7.99	8.01	8.67	7.29	8.76	
CaO	0.04	0.09	0.12	0.17	0.14	0.04	0.15	0.1	0.07	0.05	0.13	
Na <sub>2</sub> O	6.97	7.65	7.60	7.30	7.56	7.3	7.69	7.41	7.29	7.53	7.33	
K <sub>2</sub> O	-	0.22	0.60	-	-	-	0.09	0.03	0.09	0.26	0.39	
Сумма	97.79	97.00	98.01	98.00	97.90	97.80	98.02	97.49	97.70	97.70	98.01	
Si	8.20	8.16	8.21	8.14	8.14	8.16	8.15	8.16	8.15	8.23	8.20	
Al	0.3	0.18	0.22	0.26	0.25	0.25	0.24	0.23	0.27	0.24	0.23	
Ti	-	-	0.02	-	-	-	-	-	-	-	0.01	
Fe <sup>2+</sup>	2.6	2.92	2.70	2.57	2.72	2.75	2.71	2.84	2.42	3.01	2.73	
Fe <sup>3+</sup>	0.93	0.52	0.61	0.88	0.83	0.82	0.78	0.71	0.92	0.68	0.67	
Mn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Mg	1.78	1.99	2.03	1.83	1.73	1.77	1.80	1.82	1.94	1.67	1.97	
Ca	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	
Na	1.39	2.28	2.23	2.12	2.23	2.24	2.25	2.11	2.12	2.24	2.14	
K	-	0.04	0.12	-	-	-	0.02	0.01	0.02	0.05	0.08	
X(Fe)	0.59	0.60	0.57	0.58	0.61	0.61	0.60	0.61	0.56	0.64	0.58	



**Рис. 5. Зональность граната (А) и рибекита (Б, В) из железистых кварцитов Михайловского железорудного месторождения.**

достаточно магнезиальный, содержание MgO изменяется от 7.29 до 9.03 мас. %, что значительно выше, чем в рибекитах из других железистых формаций (табл. 4). Например, по данным П. Робинсона, Ф. Спира с соавторами [23] в рибекитах из железистых формаций содержание MgO находится в интервале 1.37-7.71 мас. %, хотя в железистой формации юго-западного Лабрадора установлены магнезиорибекиты (MgO = 17.0 мас. %) [24]. По содержанию магния рибекиты из железистой формации Михайловского железорудного района относятся к промежуточным членам изоморфного ряда рибекит-магнезиорибекит [25] с железистостью 56-64 ат. %.

Рибекит из обр. 3830/58 обнаруживает зональность по железу и магнию (рис.5 б). В центральной части кристалла происходит снижение железистости (табл. 4) и увеличение содержания MgO от края к центру (от 7.91 до 9.03 мас.%). Содержание натрия уменьшается от края к центру, CaO растет (рис. 5 в).

Эгирин в породах железистой формации Михайловского железорудного района встречается в виде призматических кристаллов размером до 3-4 мм по длинной оси, слагающих прослой травяно-зеленого цвета мощностью до 1-2 см в раздувах до 4 см среди железистых кварцитов. Иногда кристаллы

Таблица 5

**Представительные анализы эгиринов из железистых кварцитов  
Михайловского железорудного района КМА**

№ образца	М.К.-18					3830/14				3195/15				
	Крупное зерно			Мелкое зерно	Мелкое зерно	Крупное зерно		Мелкое зерно	Мелкое зерно	Мелкое зерно	Среднее зерно		Мелкое зерно	
	край	центр	край	центр	край	край	центр	край	край	край	край	центр	край	
в контакте с	Fe-Sld		Qtz		Fe-Sld	Fe-Sld		Ank	Mag	Rbk	Rbk		Rbk	
№ анализа	Aeg-21	Aeg-22	Aeg-23	Aeg-28	Aeg-31	Aeg-47	Aeg-48	Aeg-50	Aeg-60	Aeg-62	Aeg-64	Aeg-66	Aeg-70	
SiO <sub>2</sub>	52.89	52.79	53.09	53.29	53.05	52.77	52.75	53.37	53.09	53.02	53.58	52.92	53.34	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	0.06	0.11	0.11	0.09	0.14	0.21	0.15	0.09	0.17	0.1	0.21	0.05	
TiO <sub>2</sub>	0.16	-	-	-	-	0.1	-	0.02	0.03	-	0.17	0.14	0.05	
FeO	32.90	31.82	32.11	32.52	32.95	31.47	32.23	32.67	31.69	32.13	32.20	32.72	32.97	
MnO	0.21	0.06	-	0.02	-	0.15	-	0.13	-	0.11	-	-	-	
MgO	0.14	0.04	0.02	0.05	-	0.03	-	-	-	0.07	0.17	0.04	-	
CaO	0.15	0.18	0.08	0.05	0.19	0.19	0.31	0.02	0.23	0.19	0.23	0.31	0.19	
Na <sub>2</sub> O	13.34	15.01	14.42	13.95	13.65	15.0	14.37	13.62	14.8	14.26	13.55	13.63	13.37	
K <sub>2</sub> O	-	0.05	-	-	0.03	0.01	0.07	0.01	0.05	0.03	-	0.03	0.03	
сумма	100.00	100.00	99.83	100.00	100.00	99.86	99.94	99.99	99.98	99.98	100.00	100.00	100.00	
Si	1.97	1.94	1.96	1.98	1.98	1.94	1.95	1.99	1.95	1.96	1.99	1.97	1.99	
Al	0.01	-	-	-	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	-	0.01	-	
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Fe <sup>2+</sup>	0.03	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	0.03	-	0.05	
Fe <sup>3+</sup>	1.00	1.19	1.10	1.04	1.03	1.18	1.12	1.00	1.14	1.09	0.97	1.03	0.98	
Mn	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Mg	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01	-	-	
Ca	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.01	0.1	0.01	
Na	0.96	1.07	1.03	1.00	0.99	1.07	1.03	0.98	1.06	1.02	0.98	0.98	0.97	

Примечание: прочерк – содержание компонента ниже порога чувствительности прибора

эгирина образуют скопления, в которых они образуют сноповидных агрегатов.

Эгирин находится в тесной ассоциации с рибекитом, зеленой слюдой, кварцем, анкеритом (рис. 4 а, б, г). Эгирин в своем составе содержит незначительные примеси Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.05-0.23 мас. %), TiO<sub>2</sub> (до 0.17 мас. %), CaO (0.05-0.31 мас. %), MgO (до 0.17 мас. %), MnO (до 0.21 мас. %) (табл. 5) отвечает конечному члену ряда эгирин-авгит.

*Гиперстен* встречается в виде таблитчатых и удлиненных кристаллов размером 0.3-0.5 мм, парагенезисе с диопсидом гранатом, кварцем, магнетитом и биотитом (скв. 3292) (рис. 3 а, д). Обычно зерна гиперстена тяготеют к магнетитовым прослоям, но могут встречаться и за их пределами. По составу гиперстен низкоиноземистый (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.11-0.32 мас. % и только в одном анализе установлено содержание 2.27 мас. %) и высокожелезистый (X<sub>Fe</sub> = 69-78 % ат. %) (табл. 6).

*Диопсид* в породах железистой формации Михайловского железорудного района встречается редко. В скважине 3292 диопсид находится в ассоциации с гиперстеном магнетитом, кварцем (рис. 3 д). По составу диопсид характеризуется постоянной и весьма высокой железистостью (X<sub>Fe</sub> = 69-70 %) (табл. 6) и представлен ферросалитом.

*Грюнерит* наиболее распространенный амфибол докембрийских железистых формаций в пределах Михайловского железорудного района встречается не часто в виде призматических кристаллов

размером до 2 мм часто с полисинтетическими двойниками в ассоциации с магнетитом, гиперстеном, роговой обманкой, актинолитом, кварцем (рис. 3 в, е). По составу грюнерит более железистый чем гиперстен (X<sub>Fe</sub> = 80-86 ат. %) и содержит незначительные примеси Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO и CaO до 0.8 мас. % (табл. 7).

*Роговая обманка* образует зерна размером 0.1-0.3 мм в ассоциации с грюнеритом, гранатом и биотитом (рис. 3 б, е). В обр. 3292/349.2 установлена трехамфибальная ассоциация Hbl+Act+Gru (рис. 3 в). Кристаллы роговой обманки имеют синезеленый цвет, схема плеохроизма от синего до синезеленого. Железистость роговой обманки высокая - 81-85 ат. %, причем сосуществующие роговая обманка и грюнерит имеют одинаковую железистость 83-85 ат. % (табл. 7). Роговая обманка по составу отвечает промежуточному члену ряда феррогастингсит-ферропаргасит. В образце 3291/349.0 роговая обманка образует каймы, замещая гранат (рис. 3 б).

*Актинолит* установлен в трехамфибальной ассоциации (обр. 3291/349.2; рис. 3 в), где образует мелкие зерна в контакте с роговой обманкой и кварцем. Железистость амфибола 80 %, что чуть ниже, чем у сосуществующих грюнерита и роговой обманки (табл. 7). По составу этот амфибол является промежуточной разностью между ферроактинолитом и железистой роговой обманкой [25], но поскольку вместе с ним в ассоциации присутствует

Таблица 6

**Представительные анализы гиперстенов и диопсидов из железистых кварцитов  
Михайловского железорудного района КМА**

№ образца	3292/710.0					3292/722.0					
	Крупное зерно		Среднее зерно		Мелкое зерно	Мелкое зерно				Среднее зерно	
Позиция	край	край	край	центр	край	край	центр	край	край	центр	край
в контакте с	Gru	Нур-31	Mag		Qtz	Mag		Нур-28	Grt-89		Qtz
№ анализа	Нур -27	Нур -28	Di-32	Di-33	Di-34	Нур -29	Нур -30	Нур -31	Нур -92	Нур -93	Нур -94
SiO <sub>2</sub>	51.49	50.90	50.31	49.93	50.23	50.76	51.26	50.94	51.33	51.18	51.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.27	-	0.18	0.15	0.21	0.11	0.16	0.19	0.29	0.32	0.29
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	0.08	-	-	-	0.09	0.09	-
FeO	40.31	40.85	22.63	23.22	22.77	40.69	40.68	40.99	40.25	40.55	39.88
MnO	0.27	0.31	0.18	0.21	0.16	0.59	0.28	0.61	0.11	-	-
MgO	6.56	6.69	5.29	5.48	5.76	6.96	6.77	6.74	7.49	7.10	7.25
CaO	0.86	0.79	20.96	20.52	20.77	0.73	0.69	0.50	0.41	0.39	0.61
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.29	0.35	0.37	-	-	0.11	-	-	0.36	0.04
K <sub>2</sub> O	0.02	0.05	0.04	0.06	0.03	-	-	-	-	-	0.01
сумма	100.00	99.88	99.94	99.94	100.00	99.84	99.95	99.97	99.99	99.99	99.99
Si	2.13	2.11	2.0	1.99	2.0	2.10	2.12	2.11	2.12	2.11	2.14
Al	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe <sup>2+</sup>	1.39	1.41	0.73	0.72	0.76	1.41	1.41	1.42	1.39	1.39	1.37
Fe <sup>3+</sup>	-	-	0.02	0.05	-	-	-	-	-	-	-
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	-	-	-
Mg	0.40	0.41	0.31	0.32	0.34	0.43	0.42	0.42	0.46	0.44	0.44
Ca	0.04	0.03	0.89	0.87	0.88	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Na	0.02	0.02	0.03	0.03	-	-	0.01	-	-	0.03	0.01
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
X(Fe)	0.78	0.78	0.70	0.69	0.69	0.77	0.77	0.78	0.75	0.76	0.76

роговая обманка (феррогастингсит-ферропаргасит), то в дальнейшем мы будем называть его ферроактинолит.

*Гранат* встречается в ассоциации с биотитом, роговой обманкой, гиперстеном, кварцем в виде мелких гипидиоморфных додекаэдрических кристаллов размером от 0.2 до 1 мм в поперечнике (рис. 3 а, б). В гранате отмечаются включения кварца и магнетита, причем включения магнетита ориентированы перпендикулярно граням роста. По составу гранат гроссуляр-альмандинового ряда ( $X_{Fe} = 96-97$  ат. %) с примесью спессартинового и пиропового компонентов ( $X_{Sp} = 1-2$  %,  $X_{Pr} = 3-4$  %) (табл. 8), содержание гроссулярового – до 8-13 %. Гранат имеет химическую зональность по кальцию и марганцу. Содержания CaO и MnO увеличивается от края к центру (рис. 5 а). По железу и магнию зональность выражена не так отчетливо. В обр. 3292/722 установлены реакционные структуры разложения граната и замещения его роговой обманкой (рис. 3 б).

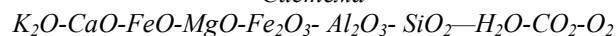
*Карбонаты* железистой формации Михайловского железорудного района образуют изометричные и удлиненные зерна размером от 0.2 до 0.7 мм и представлены серией анкерит – ферродоломит (преобладают) и сидеритом (см. табл. 2). Сидерит чаще встречается в окисленных разностях железистых кварцитов, анкерит находится преимущественно в ассоциации с магнетитом, ферроселадонитом, рибекитом и эгирином (обр. 3830/14, рис. 4 в, г).

Сидериты и анкериты содержат незначительную примесь MnO до 1.24 мас. %.

### Интерпретация фазовых равновесий

Так как фазовые равновесия в железистых кварцитах, насыщенных натрием и содержащих рибекит и эгирин, отличаются от таковых в других типах пород железистой формации Михайловского железорудного района, целесообразно рассмотреть их отдельно.

#### Система



Хотя для пород железистых формаций не установлена универсальная схема фаций метаморфизма, тем не менее, наиболее низкотемпературные парагенезисы в них достаточно хорошо изучены, так как именно в породах бедных калием и алюминием они наиболее разнообразны и информативны. В добиотитовой субфации по С.П. Кориковскому [26] широко развиты анкерит и сидерит, характеризующие режим CO<sub>2</sub> при низкотемпературном метаморфизме. С ростом температуры начинаются метаморфические преобразования, которые могут развиваться по двум сценариям в зависимости от соотношения активностей CO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O во флюиде [26, 27]. С увеличением степени метаморфизма CO<sub>2</sub> высвобождается в результате реакций гематита и магнетита с карбонатами. Это можно проиллюстрировать на

Таблица 7

## Представительные анализы амфиболов из железистых пород Михайловского железорудного района КМА

№ образца	3291/349									3292/726.0								
	Среднее зерно		Среднее зерно		Мелкое зерно	Среднее зерно	Среднее зерно	Среднее зерно	Среднее зерно	Среднее зерно		Среднее зерно		Среднее зерно		Среднее зерно		
В контакте	Grt-66	Grt-69	Qtz	Qtz	Qtz	Hbl-78	Gru-79	Qtz	Qtz	Hbl-52		Gru		Gru-46		Gru-55	Hbl-54	
	край	край	край	край	центр	центр	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	край	центр
№ анализа	Hbl-67	Hbl-68	Act-74	Act-75	Hbl-76	Gru-77	Hbl-78	Gru-79	Gru-80	Gru-46	Gru-47	Gru-50	Gru-51	Hbl-52	Hbl-53	Hbl-54	Gru-55	Gru-56
SiO <sub>2</sub>	41.80	41.50	48.54	49.07	44.95	49.89	44.53	49.80	49.79	50.59	50.32	50.38	50.32	44.75	43.51	43.74	50.46	51.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.96	13.92	3.17	3.42	7.06	0.33	8.03	0.23	0.27	0.55	0.76	0.28	0.12	7.81	8.51	8.29	0.45	0.41
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.26	0.08	-	0.03	0.01	0.05	-	-	-	-	-	-	0.16	0.05	0.15	-	-
FeO	27.31	27.29	31.55	32.52	31.70	43.97	31.99	44.05	44.29	42.62	43.02	43.99	43.49	32.78	31.51	32.17	42.89	42.36
MnO	0.06	0.23	0.17	0.21	0.34	0.71	-	0.84	0.63	0.12	0.04	0.12	0.11	0.19	-	0.17	0.03	0.09
MgO	3.18	3.28	4.09	4.12	3.24	4.23	2.89	4.23	4.11	5.33	5.22	4.84	5.33	3.43	3.51	3.57	5.28	5.15
CaO	11.01	11.19	11.22	10.06	11.07	0.78	10.89	0.69	0.66	0.48	0.50	0.27	0.04	8.87	10.81	9.93	0.72	0.67
Na <sub>2</sub> O	1.71	1.53	0.39	0.48	0.96	0.03	1.16	0.16	0.16	0.29	-	0.06	0.31	1.16	1.22	1.02	0.11	-
K <sub>2</sub> O	0.81	0.79	0.24	0.13	0.45	0.03	0.48	-	-	0.02	-	0.02	0.06	0.83	0.84	0.87	-	0.01
Сумма	99.96	100	100	100	99.80	99.98	100	99.99	99.99	100	99.86	99.96	99.78	99.98	99.96	99.91	99.94	100
Si	6.36	6.33	7.46	7.53	6.99	7.94	6.90	7.94	7.94	7.92	7.91	7.95	7.95	6.87	6.76	6.76	7.93	8.04
Al <sup>IV</sup>	1.64	1.67	0.54	0.47	0.67	0.06	0.63	0.06	0.06	0.08	0.09	0.05	0.05	1.13	1.24	1.24	0.07	-
Al <sup>VI</sup>	0.87	0.83	0.13	0.15	-	0.01	-	-	-	0.02	0.05	0.01	-	0.28	0.31	0.27	0.01	0.12
Ti	0.01	0.03	0.01	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	-	0.02	0.01	0.02	-	-
Fe <sup>2+</sup>	3.13	3.14	3.69	3.87	3.64	5.84	3.67	5.87	5.89	5.38	5.63	5.87	5.74	3.41	3.54	3.36	5.58	5.54
Fe <sup>3+</sup>	0.33	0.34	0.36	0.30	0.47	-	0.47	-	-	0.09	0.02	0.02	-	0.79	0.55	0.79	0.05	-
Mn	-	0.01	0.02	0.03	0.02	0.1	-	0.11	0.09	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	-	0.01	-	-
Mg	0.72	0.75	0.94	0.94	0.75	1.00	0.67	1.00	0.98	1.24	1.22	1.14	1.25	0.78	0.81	0.82	1.24	1.20
Ca	1.79	1.83	1.85	1.65	1.84	0.13	1.80	0.12	0.11	0.08	0.08	0.05	0.01	1.46	1.80	1.64	0.12	0.11
Na	0.51	0.45	0.16	0.14	0.29	0.01	0.35	0.05	0.05	0.09	-	0.01	0.09	0.35	0.34	0.31	0.03	-
K	0.16	0.15	0.05	0.03	0.09	0.01	0.09	-	-	-	-	-	0.01	0.16	0.17	0.17	-	-
X(Fe)	0.81	0.81	0.80	0.80	0.83	0.85	0.85	0.85	0.86	0.82	0.82	0.84	0.82	0.81	0.81	0.80	0.82	0.82

Таблица 8

## Представительные анализы гранатов из железистых пород Михайловского железорудного района КМА

№ образца	3292/722.0										3291/349.0							
	Крупное зерно										Среднее зерно			Крупное зерно				
В контакте	Qtz									Нуп	Qtz		Qtz	Вт	Нб-67	Нб-68	Вт	Вт
	Край	→		→	центр				→	край	край	центр	край	край	край	край	центр	центр
№ анализа	Grt-80	Grt-81	Grt-82	Grt-83	Grt-84	Grt-85	Grt-86	Grt-87	Grt-88	Grt-89	Grt-95	Grt-96	Grt-97	Grt-65	Grt-66	Grt-69	Grt-71	Grt-73
SiO <sub>2</sub>	36.23	36.25	36.52	36.52	36.51	36.69	36.37	36.58	36.34	36.52	36.39	36.59	36.29	36.72	36.69	37.11	36.58	37.59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.38	20.55	20.48	20.71	20.36	20.37	20.63	20.56	20.73	20.56	20.50	20.40	20.75	20.83	20.77	21.29	20.61	21.32
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.02	-	-	0.10	0.03	-	0.07	-	-	0.20	0.02	0.10	-	0.04	-	0.10	-
FeO	39.13	37.41	37.21	36.37	36.86	37.05	36.49	36.87	37.16	34.23	37.55	37.92	37.82	36.63	36.32	35.94	37.33	34.84
MnO	0.41	0.21	0.54	0.83	1.04	0.60	0.91	0.54	0.41	0.31	0.02	0.12	0.05	0.39	0.63	0.93	0.19	0.93
MgO	0.93	0.87	0.73	0.75	0.77	0.71	0.93	0.79	0.94	0.77	0.93	0.98	0.78	0.83	0.99	0.88	0.84	0.86
CaO	2.80	4.52	4.49	4.52	4.35	4.52	4.66	4.61	4.36	7.59	4.23	3.93	4.17	4.27	3.93	3.75	4.18	4.22
Сумма	99.92	99.83	99.97	99.70	99.00	99.97	99.99	99.97	99.94	99.99	99.98	99.97	99.95	99.67	99.37	99.90	99.82	99.76
Si	2.96	2.95	2.98	2.97	2.98	2.99	2.96	2.98	2.96	2.95	2.95	2.98	2.96	2.99	2.98	3.02	2.98	3.05
Al	1.96	1.97	1.97	1.98	1.96	1.96	1.98	1.97	1.99	1.96	1.96	1.96	1.99	2.00	1.98	2.04	1.98	2.04
Ti	-	-	-	-	0.01	-	-	-	-	-	0.01	-	0.01	-	-	-	0.01	-
Fe <sup>2+</sup>	2.56	2.39	2.45	2.34	2.44	2.47	2.38	2.45	2.44	2.18	2.39	2.52	2.51	2.47	2.32	2.44	2.46	2.36
Fe <sup>3+</sup>	0.11	0.15	0.08	0.13	0.07	0.05	0.1	0.06	0.09	0.13	0.15	0.07	0.07	0.03	0.14	-	0.07	0.06
Mn	0.03	0.01	0.04	0.06	0.07	0.04	0.06	0.04	0.03	0.02	-	0.01		0.03	0.04	0.06	0.01	0.06
Mg	0.11	0.11	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.1	0.11	0.09	0.11	0.12	0.09	0.10	0.12	0.11	0.10	0.10
Ca	0.25	0.39	0.39	0.39	0.38	0.39	0.41	0.4	0.36	0.66	0.37	0.34	0.36	0.37	0.34	0.33	0.36	0.37
X(Fe)	0.96	0.96	0.97	0.97	0.97	0.97	0.96	0.97	0.96	0.97	0.96	0.96	0.97	0.97	0.96	0.96	0.97	0.96
X(andr)	-	0.01	0.01	0.01	-	-	0.1	-	0.01	0.01	0.01	-	-	-	0.01	-	-	-
X(Grs)	0.08	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.13	0.12	0.21	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12
X(alm)	1.06	0.94	0.96	0.91	0.95	0.97	0.91	0.96	0.96	0.78	0.95	1.01	1.01	0.98	0.92	0.97	0.98	0.92
X(sps)	0.01	-	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	-	-	-	0.01	0.02	0.02	-	0.02
X(prp)	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04

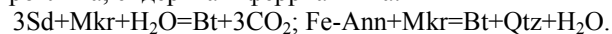
примере сидерита:  $3\text{Sd}+0.5\text{O}_2=\text{Mag}+3\text{CO}_2$ ;  $\text{Sd}+\text{Hm}=\text{Mag}+\text{CO}_2$ ;  $3\text{Sd}+4\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}=\text{Mns}+3\text{CO}_2$ . Высвобождение  $\text{CO}_2$  в результате приведенных реакций в случае замкнутой системы повышает активность его в флюидной фазе и соответственно растет стабильность присутствующих карбонатов, которые могут существовать вплоть до появления грюнерита, а в щелочных железистых кварцитах вместе с рибекитом и эгирином. Парагенезис карбонатов с кварцем, устойчивый во всей зеленосланцевой фации, исключает возможность образования миннесотаита.

Если же  $\text{CO}_2$  уходит из системы, то уже в низкотемпературной части зеленосланцевой фации карбонаты, реагируя с кварцем, гематитом и магнетитом, вытесняются силикатами – миннесотаитом и стильпномеланом. Отсутствие в железистой формации Михайловского железорудного района низкотемпературных силикатов гриналита, стильпномелана и миннесотаита и широкое развитие карбонатов свидетельствует о высокой активности  $\text{CO}_2$  во флюиде в пределах добиотитовой субфации. Эта особенность отмечалась А.А. Глаголевым [2] как одно из характерных отличий метаморфического комплекса КМА от других железорудных формаций.

С ростом температуры и переходом к биотитовой субфации зеленосланцевой фации в породах железистой формации Михайловского железорудного района появляется биотит, точнее его высокожелезистая и безглиноземистая разновидность тетраферрианнит.

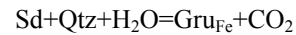
Как показано С.П. Кориковским [26], низкотемпературная граница биотитовой субфации определяется по появлению первых биотитов в низкоглиноземистых породах, таких как метаграувакки или железистые кварциты, в парагенезисе с стильпномеланом, кварцем и микроклином. В целом присутствие микроклина не характерно для железистой формации Михайловского железорудного района из-за их обедненности калием, однако он присутствует в парагенезисе  $\text{Qtz}+\text{Fe-Sld}+\text{Fe-Ann}+\text{Mkr}$ . Таким образом, первые появляющиеся биотиты характеризуются минимальной глиноземистостью и представлены тетраферрианнитом.

С дальнейшим повышением температуры должна постепенно возрастать глиноземистость биотитов за счет сужения полей устойчивости микроклина, сидерита и феррианнита:



В железистой формации Михайловского железорудного района нормальные глиноземистые биотиты впервые появляются в парагенезисе с гранатом и роговой обманкой (обр. 3291/349).

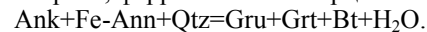
Образование грюнерита происходит в высокотемпературной части зеленосланцевой фации. В подстилающих железистые породы метапелитах оно приблизительно совпадает с образованием железистого хлоритоида и альмандина, т.е. на границе альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации [26, 28]. В этой зоне уже отсутствуют карбонаты, а из силикатов преобладают амфиболы. Первые грюнериты, имеющие максимальную железистость появляются за счет реакции сидерита с кварцем:



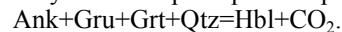
Об этом свидетельствует очень высокая железистость грюнеритов ( $X_{\text{Fe}}=0.85$ ). В этой зоне грюнерит может образовываться при разложении ферроселадонитов в результате реакции  $\text{Fe-Sld} + \text{Qtz} = \text{Gru}+\text{Bt}+\text{H}_2\text{O}$ , и тетраферрианнитов, которые постепенно сменяются обычными биотитами  $\text{Fe-Ann}+\text{Mag}=\text{Bt}+\text{Gru}+\text{O}_2$

Роговая обманка в грюнеритовой зоне могла образоваться вместе с грюнеритом за счет реакции:  $\text{Fe-Ann}(\text{Fe-Sld})+\text{Ank}+\text{Qtz}=\text{Hbl}+\text{Gru}+\text{H}_2\text{O}+\text{CO}_2$ . Если анкерит полностью исчез в результате реакции образования грюнерита, то роговая обманка кристаллизуется в результате реакции  $\text{Fe-Sld}+\text{Act}=\text{Hbl}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$ . Появление актинолита связано с частичным разложением грюнерита и окончательным анкеритом:  $\text{Gru}+\text{Ank}=\text{Act}+\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$ .

В грюнеритовой зоне, где широкое распространение получили амфиболы, впервые появляется гранат. Обычно гранат гроссуляр-альмандинового состава образуется в железистых формациях за счет реакции хлорита, кварца и кальцита. Однако в изученных нами парагенезисах отсутствуют хлорит и кальцит. Поэтому, по-видимому, гранат появляется за счет анкерита, феррианнита и кварца:



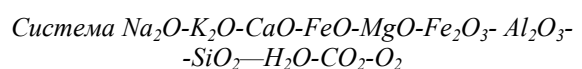
Роговая обманка образует каймы вокруг граната. Это, по-видимому, обусловлено реакцией разложения анкерита с участием грюнерита и граната:



С дальнейшим повышением температуры в породах железистой формации Михайловского железорудного района появляются пироксены – гиперстен и диопсид (ферросалит). Гиперстен образуется при разложении грюнерита:  $\text{Gru}=\text{Opx}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$ , причем первые образующиеся ортопироксены должны иметь максимальную железистость. Иными словами при более низких температурах кристаллизуются более железистые ортопироксены. Высокая железистость проанализированных нами ортопироксенов ( $X_{\text{Fe}} = 75-78$  ат. %) предполагает их появление вблизи истинной изограды гиперстена.

В регионально метаморфизованных железистых формациях, к каким относится изучаемый регион, карбонаты, как правило, не стабильны в высокотемпературной части грюнеритовой зоны. В изученных нами образцах проградные карбонаты и стильпномелан отсутствуют, так как грюнерит и гранат за их счет возникли значительно раньше гиперстена, поэтому очевидно, что образование последнего происходит при разложении грюнерита, а не карбонатов или слоистых силикатов.

Образование ферросалита происходит при частичном разложении актинолита:  $\text{Act}=\text{Cpx}+\text{Gru}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$ .



Присутствие рибекита и эгирина в железистой формации Михайловского железорудного района изначально бедной щелочами подразумевает активизацию метасоматических процессов, в ре-

зультате которых натрий был привнесен в систему флюидами. В раннепротерозойской железистой формации КМА щелочной метасоматоз имел распространение в пределах зон повышенной проницаемости для флюида (зоны трещиноватости, интенсивных дислокаций и пр.). Но как отмечалось А.А. Глаголевым [2], интенсивность щелочного метасоматоза была не велика. В железистых кварцитах с эгирином и рибекитом полностью сохраняются все характерные для них текстуры (тонкая полосчатость, пльчатость), и отсутствуют метасоматические тела с массивной или вкрапленной текстурой. В парагенезисе с рибекитом и эгирином присутствуют кварц, магнетит, гематит, ферроселадонит, карбонаты – то есть полностью отсутствуют моно- и биминеральные ассоциации. Именно по этой причине ограниченный щелочной метасоматоз железистых кварцитов А.А. Глаголев [2] предложил называть щелочным метаморфизмом.

В низкотемпературной части метаморфической зональности (до грюнеритовой зоны) не установлены минеральные фазы, обогащенные натрием, которые могли бы служить «предшественниками» рибекита и эгирина, что, по-видимому, является аргументом против осадконакопления железистой формации в эвапоритовой обстановке.

В парагенезисах с рибекитом и эгирином, как правило, присутствуют и гематит и магнетит, что свидетельствует о высоких значениях фугитивности кислорода, близких к магнетит-гематитовому буферу. С повышением температуры, фугитивности кислорода или активности  $\text{Na}^+$  образуется эгирин в результате реакций:

при повышении температуры -  $\text{Rbk} + 3\text{Hem} = 2\text{Aeg} + 3\text{Mag} + 4\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ ;

при повышении фугитивности кислорода -  $2\text{Rbk} + \text{O}_2 = 4\text{Aeg} + 2\text{Mag} + 8\text{Qtz} + 2\text{H}_2\text{O}$ ;

при повышении активности  $\text{Na}^+$  -  $\text{Rbk} + 4\text{Hem} + 23\text{Na}^+ = 4\text{Aeg} + 3\text{Mag} + 2\text{H}^+$ .

Кроме того, в работе Т. Мияно и Н. Бойкса [18] приведен ряд реакций образования эгирина за счет рибекита при одновременном увеличении фугитивности кислорода и активности  $\text{Na}^+$  во флюиде.

Появление эгирина в породах, затронутых щелочным метасоматозом, не коррелируется с образованием гиперстена в железистых кварцитах. Кристаллизация эгирина в большей мере зависит от возрастания активности  $\text{Na}^+$  и фугитивности кислорода во флюидной фазе, нежели от температуры. Поэтому в парагенезисах с эгирином присутствуют карбонаты, ферроселадонит, гематит, характерные для метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации.

### Физико-химические условия метаморфизма пород раннепротерозойской железистой формации Михайловского железорудного района

При изучении железистых формаций большинство исследователей оценивают Р-Т условия

метаморфизма (особенно это касается давления) по парагенезисам тесно ассоциированных с ними метapelитов. Это обусловлено тем, что в породах железистых формаций отсутствуют парагенезисы, которые традиционно используются как геотермометры и геобарометры, и для многих минералов нет согласованных термодинамических данных. Ранее при изучении минеральных равновесий в хлоритоидных сланцах, подстилающих породы железистой формации в пределах Михайловского железорудного района были установлены парагенезисы  $\text{Qtz} + \text{Cld} + \text{Grt} + \text{Chl} + \text{Ms} + \text{Bt} \pm \text{And}$ ,  $\text{Qtz} + \text{St} + \text{Cld} + \text{Chl} + \text{Ms}$  и  $\text{Qtz} + \text{St} + \text{And} + \text{Cld} + \text{Chl} + \text{Bt}$  [28]. Прогрессивный Р-Т тренд метаморфизма, определенный по этим парагенезисам, представляющих переход от альмандин-хлорит-хлоритоидной субфации зеленосланцевой фации к ставролит-хлоритоидной субфации ставролитовой фации, оценивается по данным минеральной геотермометрии и анализу фазовых равновесий как 370 – 460 °С при давлениях 2-3 кбар.

#### Система

$\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{O}_2$

При анализе фазовых равновесий нами были приведены изогранные реакции появления грюнерита и образования гиперстена. Оценивая условия метаморфизма, в первую очередь необходимо определить для них Т- $\text{X}_{\text{CO}_2}$ - $\text{fO}_2$  параметры. Так как значения давлений для парагенезисов железистой формации КМА рассчитать невозможно, в дальнейшем воспользуемся оценками, полученными для метapelитов - 2-3 кбар. Согласно рассчитанным Т- $\text{X}_{\text{CO}_2}$  диаграммам температура образования грюнерита за счет сидерита и кварца  $\text{Sd} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Gru}_{\text{Fe}} + \text{CO}_2$  зависит от активности  $\text{CO}_2$  во флюиде [6, 18]. При давлениях 2,5 кбар она составляет чуть менее 400 °С в условиях чисто водного флюида и достигает 500 °С при  $\text{X}_{\text{CO}_2} = 0.8-0.85$ . С дальнейшим увеличением температуры происходит частичное разложение грюнерита с образованием гиперстена в интервале температур 500-560 °С. Гиперстен имеет высокожелезистый состав, встречается редко и только в парагенезисе с грюнеритом, предполагая, что максимальные температуры метаморфизма железистой формации Михайловского железорудного района не превышали 560-600 °С.

#### Система $\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{O}_2$

В парагенезисах с рибекитом и эгирином присутствуют и магнетит и гематит, но не установлен грюнерит. На основании фазовых диаграмм в координатах  $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)] - \text{T} \text{ } ^\circ\text{C}$  и  $\log(\text{fO}_2) - \text{T} \text{ } ^\circ\text{C}$  рассчитанных для 2.5 кбар [18] можно сделать выводы о значениях этих параметров при метаморфизме железистых пород. Отсутствие грюнерита в парагенезисе с рибекитом предполагает, что при 400-500 °С и давлениях 2.5 кбар значения  $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)]$  будут выше 5.2-5.3 на магнетит-гематитовом буфере при  $a\text{H}_2\text{O}$  близкой к 1.0 (рис. 6 а). Рибекит будет



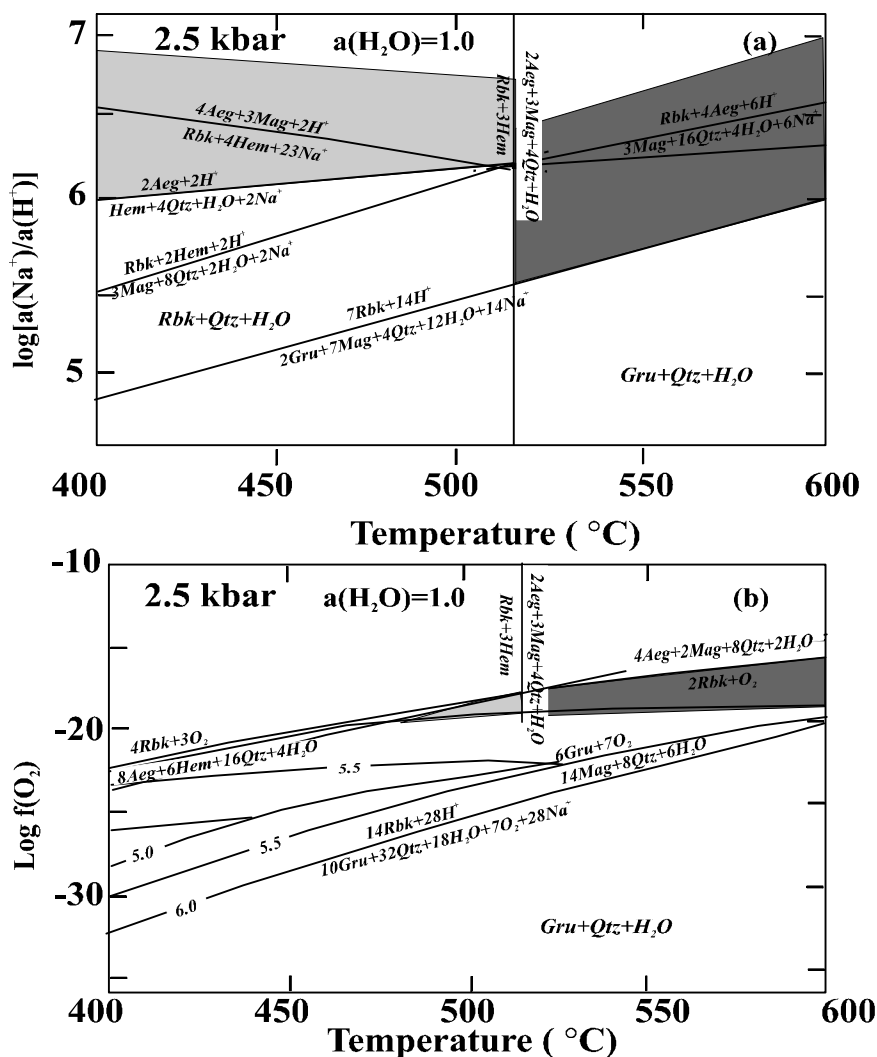


Рис. 6. Поля устойчивости рибекит и эгиринсодержащих парагенезисов на диаграммах в координатах: а)  $\text{Log}[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)]$ -Т  $^{\circ}\text{C}$  - серой заливкой показана область стабильности парагенезиса  $\text{Aeg}+\text{Mag}+\text{Hem}+\text{Rbk}+\text{H}_2\text{O}$ , темно-серой заливкой показана область стабильности парагенезиса  $\text{Qtz}+\text{Aeg}+\text{Rbk}+\text{Mag}+\text{H}_2\text{O}$ ; б)  $\text{Log}[f(\text{O}_2)]$ -Т  $^{\circ}\text{C}$  - серой заливкой показана область стабильности парагенезиса  $\text{Rbk}+\text{Aeg}+\text{Hem}+\text{Qtz}$ , темно-серой заливкой показана область стабильности парагенезиса  $\text{Rbk}+\text{Aeg}+\text{Mag}+\text{Qtz}$ , рассчитанных при давлении 2.5 кбар и  $a(\text{H}_2\text{O})=1.0$  по [18].

стабилен относительно грюнерита при более высокой фугитивности кислорода. Например, при  $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)] = 5.5-6.0$  рибекит стабилен при  $\log(f\text{O}_2) = -25$ . При высоких значениях фугитивности кислорода, рибекит может быть устойчив и при более низкой активности натрия (значения  $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)]$  могут уменьшаться до 5.0 (рис. 6 б)). Если в породах присутствовал рибекит, появление эгирина в результате реакции  $\text{Rbk}+\text{Hem}=\text{Aeg}+\text{Mag}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$  не зависит от активности натрия во флюиде и фугитивности кислорода, и при 2.5 кбар и  $a(\text{H}_2\text{O})=1.0$  происходит при 510-520  $^{\circ}\text{C}$ . Эгирин может кристаллизоваться и при более низких температурах (даже ниже 400  $^{\circ}\text{C}$ ), но при условии высокой активности  $\text{Na}^+$  во флюиде  $\log[a(\text{Na}^+)/a(\text{H}^+)] > 6.0$ .

Авторы благодарят член. корр. РАН С.П. Кориковского за конструктивную критику и ценные советы при написании данной статьи, а также вед. геолога ГПП "Югозападгеология" В.А.Скулкова и вед. геолога Михайловского ГОКа В.Н.Бабанского за помощь при проведении полевых работ.

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

## ЛИТЕРАТУРА

1. Klein. C. Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded Precambrian iron-formations // Econ. Geol. -1973. -V. 68. -P. 1075-1088.
2. Глаголев А.А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. -М., 1966. -157 с.
3. French B. M. Progressive contact metamorphism of the Biwabik iron formation, Mesabi Range, Minnesota // Minnesota Geol. Surv. Bull. -1968. -P. 45.
4. 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.

5. 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.
6. Frost B. R. Metamorphism of iron-formation: Parageneses in the system Fe-Si-C-O-H // *Econ. Geol.* -1979. -V. 74. -P. 775-785.
7. Miyano T., Klein C. Phase relations of orthopyroxene, olivine, and grunerite in high-grade metamorphic iron formation // *Amer. Mineral.* 1983. V.68. -P. 699-716.
8. Klein C., Gole M. J. Mineralogy and petrology of parts of the Marra Mamba Iron-Formation, Hamersley Basin, Western Australia // *Amer. Mineral.* -1981. -V. 66. -P. 507-525.
9. Савко К.А. Фаялит-грюнерит-магнетит-кварцевые породы железистой формации ВКМ: фазовые равновесия и условия метаморфизма // *Петрология.* 1994. Т.2, № 5. С. 540-550.
10. Фонарев В.И. Минеральные равновесия железистых формаций докембрия. -М., 1987. -296 с.
11. Evans B. W., Chiorso M. S. Thermodynamics and petrology of cummingtonite // *Amer. Miner.* -1995. -V. 80, № 7/8. -P. 649-663.
12. Савко К.А. Гранулиты Воронежского кристаллического массива: петрология и эволюция метаморфизма // Воронеж, 1999. -130 с.
13. Щеголев И.Н. Железорудные месторождения докембрия и методы их изучения. -М., 1985. -196 с.
14. Shumacher J. C. The estimation of ferric iron in electron microprobe analysis of amphiboles // *Eur. J. Mineral.* -1997. -V. 9. -P. 643-651.
15. Fonarev V.I., Graphikov A.A., Konilov A.N. A consistent systems of geothermometers for metamorphic complexes // *Int. Geol. Review.* -1991. -V. 33, №8. -P. 743-783.
16. Wones, D. R. Phase equilibria of "ferriannite",  $KFe_3^{+2}Fe^{+3}Si_3O_{10}(OH)_2$  // *Amer. J. Sci.* -1963. -V. 261. -P. 581-596.
17. Miyano T., Miyano S. Ferri-annite from the Dales George Member iron-formations, Wittenoom area, Western Australia // *Amer. Mineral.* -1982. -V. 67. -P. 1179-1194.
18. 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.
19. Судовикова Е.Н. Зеленая слюда железорудной толщи КМА // *Зап. ВМО.* -1956. Ч. 85, вып. 4. -С.543-549.
20. Илларионов А.А. Петрография и минералогия железистых кварцитов Михайловского месторождения Курской магнитной аномалии. -М., 1965. -164 с.
21. Rieder M., et. al. Nomenclature of the micas // *Miner. Mag.* -1999. -V. 63(2). -P. 267-279.
22. Фостер М.Д. Зеленая слюда железорудной толщи Курской магнитной аномалии // *Зап. ВМО.* -1959. -Ч. 88, вып. 6. -С. 729-730.
23. Robinson P., Spear F.S. et. al. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural occurrence and theory // *Reviews in mineralogy.*-1982. -V. 9b. -P. 3-227.
24. Klein C. Mineralogy and Petrology of the metamorphosed Wabush iron formation, south-western Labrador // *J. Petrol.*, 1966. -V. 7. -P. 246-305.
25. 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.
26. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. -М., 1979. -260 с.
27. Miyano T. Effect of CO<sub>2</sub> on mineralogical differences in some low-grade metamorphic iron formations // *Geochem.* -1978. -V. 12. -P. 211.
28. Поскрякова М.В. Фазовые равновесия на границе зеленосланцевой и ставролитовой фаций метаморфизма на примере Михайловского рудного района КМА // *Вестн. Воронеж. ун-та. Геология.* 2001. Вып. 11. -С.122-131.

УДК 552.321,4(470.324)

## ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЖИЛЬНЫХ ПОРОД СЕМЕЙСТВА ДИОРИТОВ МАМОНСКОГО И ЕЛАНСКОГО НИКЕЛЕНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВКМ (сравнительный анализ)

М.Н.Чернышова

*Воронежский государственный университет*

Впервые установлены граничные петрохимические признаки жильных (дайковых) пород мамонского и еланского никеленосных комплексов, интрузивные ультрамафитовые и мафитовые дифференциаты которых сопровождаются разнотипными по составу, ресурсам и запасам сульфидными платиноидно-медно-никелевыми месторождениями и рудопроявлениями. Эти признаки жильных пород выступают в качестве одного из критериев в оценке формационной принадлежности и потенциальной рудоносности вмещающих их интрузий.

Жильная (дайковая) фация пород семейства диоритов является наиболее существенным структурно-вещественным элементом мамонского (2100-2080±15 млн.лет [1]) и еланского (2060-2050±14 млн.лет [2]) никеленосных комплексов, завершая,

как правило, их становление. Принадлежность к различным по возрасту, составу и формационной принадлежности мамонскому дунит-перидотит-пироксенит-габбронорит-габбровому и еланскому ортопироксенит-норит-диоритовому комплексам от