

УДК 550382.3

ПИРРОТИН КАК ИСТОЧНИК МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ

© 1998 г. А. А. Духовский*, Л. Е. Шолпо**, Н. А. Артамонова*

* Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Санкт-Петербург

** Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 15.04.96 г.

На основании геолого-геофизического изучения природы магнитных аномалий в Карело-Кольском и Восточно-Забайкальском регионах и анализа опубликованных и фондовых материалов по другим регионам показано, что на площадях широкого проявления различных вторичных изменений исходных горных пород главным источником многих положительных и отрицательных магнитных аномалий являются пирротинизированные тела значительных площадей, содержащие моноклинный пирротин. Основной компонент намагниченности — остаточная намагниченность, обеспечивающая высокие значения Q_n , которые согласуются с гипотезой равновесного магнитного состояния. Моноклинный пирротин образовался при температуре, не превышающей 250°C, его намагниченность не является термоостаточной. Уточнен характер изменения параметров насыщения моноклинного пирротина в температурном цикле "нагрев-охлаждение". Продукт превращения пирротина при высоких температурах вступает в магнитостатическое взаимодействие с исходным пирротинном. Иллюстрированы эффекты этого взаимодействия при термическом, нормальном и кристаллизационном намагничивании.

ВВЕДЕНИЕ

При геологической интерпретации магнитных аномалий чаще всего считается, что они обусловлены магматическими, осадочными и метаморфическими горными породами, в которых преобладающими ферримагнитными минералами являются магнетит и/или титаномagnetит. Однако есть все основания считать, что на площадях широкого проявления тектонической, гидротермально-метасоматической и контактово-метаморфической переработки исходных горных пород источником многих магнитных аномалий, не связанных с рудными телами и околорудными метасоматитами, является не только магнетит, но и моноклинный (ферримагнитный) пирротин. Так, Л.И. Измайловым и др. [1, 2] убедительно доказано, что линейные магнитные аномалии на огромной территории верховьев р. Колымы (49000 км²), "обусловлены не интрузиями среднего, основного и ультраосновного составов, а пирротинизированными осадочными породами, контролируемые, по всей вероятности, зонами тектонических нарушений". На Колыме и Чукотке магнитные аномалии пирротиновой природы (положительные и отрицательные) наблюдаются также в экзоконтактовых зонах массивов оловянных гранитоидов [3]. О наличии ферримагнитного пирротина в гидротермально-метасоматических образованиях свидетельствуют работы [4, 5 и др.]. Изучению магнитных свойств пирро-

тинсодержащих горных пород посвящены работы [6-10 и др.].

В течение нескольких последних лет авторами изучалась геологическая природа магнитных аномалий в двух регионах России: Карело-Кольском (Северное Приладожье) и Восточно-Забайкальском (Кличинский рудный район). На основании выполненных здесь бурения (скважины глубиной до 1000 м), крупномасштабных поисково-съемочных работ и объемного геологического картирования установлен пирротинный источник аномалий, определены формы и размеры геологических объектов, создающих аномалии, исследованы физические свойства пирротинсодержащих горных пород, их вещественный состав и условия образования. При изучении "стандартных" магнитных характеристик образцов горных пород — магнитной восприимчивости (k), естественной остаточной намагниченности (J_n) — были установлены высокие значения $Q_n = J_n/0.5k$, не свойственные большинству магнетитсодержащих пород, но характерные, судя по имеющимся данным, для пирротинсодержащих пород. В связи с этим встал вопрос об условиях образования пир-

¹ Ранее пирротиновая природа магнитных аномалий, не связанных с рудными телами, была установлена А.А. Духовским в Байназарском рудном районе Центрального Казахстана (1970 г.) и в Шерловогорском районе Восточного Забайкалья (1976 г.), но из-за гораздо меньшего объема исследований геологической природы этих аномалий полученные материалы в данной статье не публикуются.

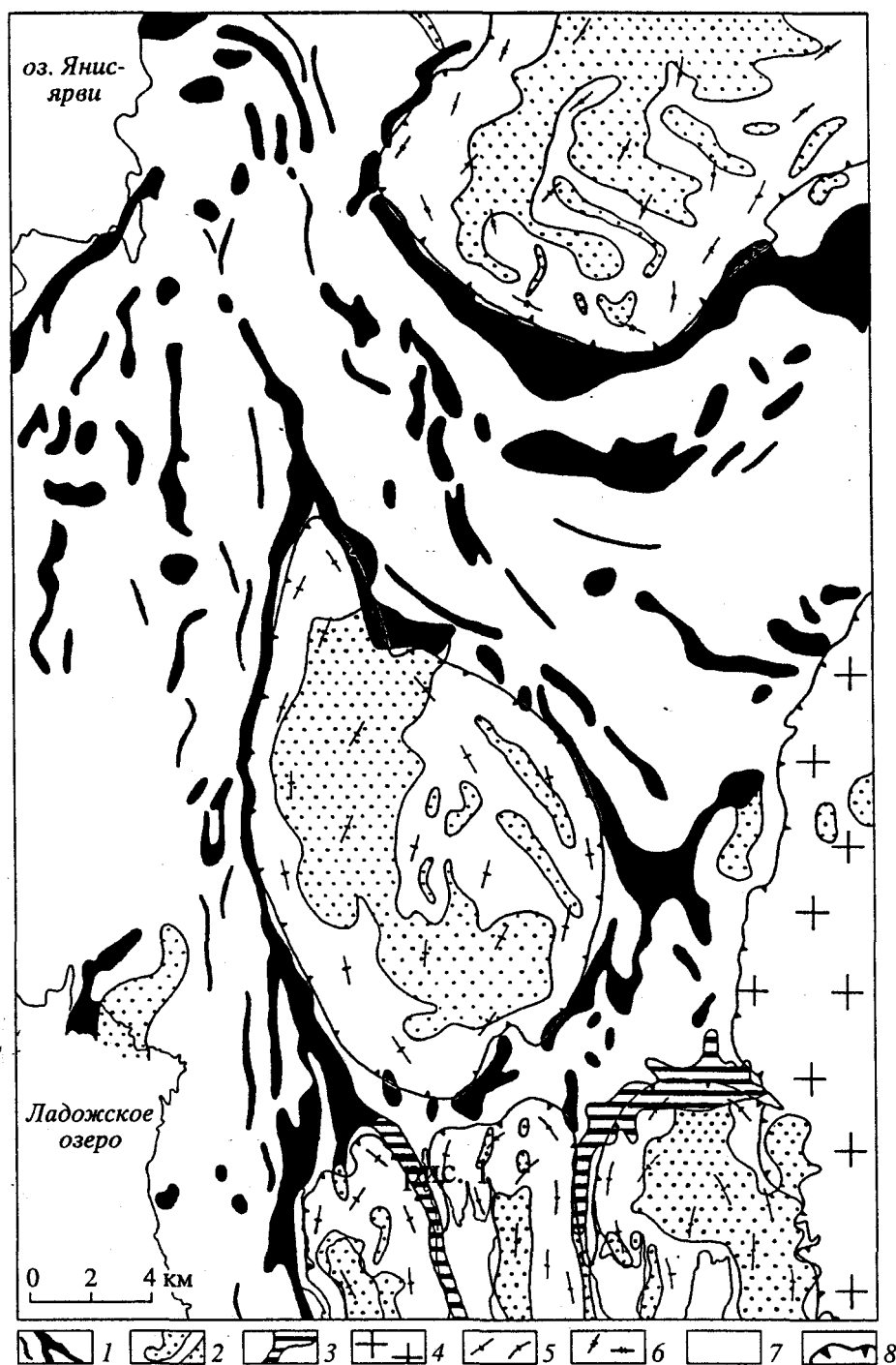


Рис. 1. Схема магнитных аномалий Северного Приладожья: 1–3 – магнитные аномалии: 1 – пирротиновой, 2 – магнетитовой, 3 – смешанной пирротин-магнетитовой природы; 4 – граниты рапакиви Салминского массива; 5 – гнейсо-гранитовые структуры ("купола"); 6 – Центрально-Карельский гнейсо-гранитовый массив; 7 – Ладожский синклиорий; 8 – геологические границы.

ротина и формирования его остаточной намагниченности. Решение этого вопроса потребовало привлечения термомагнитного анализа и других методов магнитоминералогических исследований.

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ ПИРРОТИНОВОЙ ПРИРОДЫ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

На территории Северного Приладожья (площадь около 2000 км²), относящейся к юго-вос-

Таблица 1. Магнитные характеристики горных пород из зон сульфидной минерализации Северного Приладожья (по образцам керн)

Названия пород	n	$k, 10^{-6}$ ед. СГС	$J_n, 10^{-6}$ ед. СГС	Q_n
		$\frac{a}{b}$	$\frac{a}{b}$	$\frac{a}{b}$
Ладожская серия раннепротерозойского возраста Плагноклаз-биотит-кварцевые микросланцы с порфиробластами ставролита, графитизированные и пирротинизированные	26	$\frac{40(15); 680(85)}{15-1400}$	$\frac{270(15); 6420(85)}{5-13000}$	$\frac{18}{8-47}$
Динамометаморфизованные и сульфидизированные осадочные породы (филлониты)	163	$\frac{210(36); 2820(64)}{10-23000}$	$\frac{490(8); 21100(92)}{5-89700}$	$\frac{31}{3-132}$

Примечание. k – магнитная восприимчивость, J_n – естественная остаточная намагниченность; $Q_n = J_n/0.5k$; a – среднее арифметическое значение (цифры в скобках – количество образцов в %), b – пределы изменения; n – количество образцов.

точной части Балтийского щита, магнитные аномалии пирротиновой природы, выделенные авторами по разработанной ими методике, распространены в пределах Ладожского синклинория, сложенного метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами раннепротерозойского возраста (рис. 1). Аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 25000 установлены десятки аномалий разнообразных размеров, формы в плане и амплитуды, но преимущественно это положительные линейные и дугообразные аномалии и аномальные системы, окаймляющие архейские гнейсо-гранитовые структуры ("купола"), а также группирующиеся вдоль границы Центрально-Карельского массива с Ладожским синклинорием. Протяженность ряда линейных аномалий составляет 30–35 км при ширине от 0.5 до 1.5 км. Индукция аномального магнитного поля ΔT (напряженность) достигает 7000–8000 нТл. Наземной магнитной съемкой установлены аномалии с максимальными значениями ΔT до 15000 нТл. Самые протяженные и интенсивные магнитные аномалии выявлены в обрамлении Коккосельской и Импилахтинской гнейсо-гранитовых структур. Ранее они необоснованно связывались с породами питкярантской свиты Ладожского синклинория, а сама Коккосельская структура рассматривалась как окаймленный гранитный купол [11].

Из рис. 1 следует, что область распространения магнитных аномалий пирротиновой природы не ограничивается изученной площадью и выходит за ее пределы. Анализ фондовых материалов по Карело-Кольскому региону позволяет заключить, что аномалии пирротиновой природы широко распространены в регионе, но из-за плохой обнаженности и отсутствия специальных исследований геологическая природа таких аномалий трактуется не всегда правильно.

Магнитные аномалии пирротиновой природы Северного Приладожья обусловлены минерализованными (пирротин-пирит-графитовыми) зонами тектонических нарушений, которые наложены на разнообразие породы Ладожского синклинория. На глубине они затрагивают и гнейсо-гранитовый фундамент. В ряде зон, наряду с пирротинном, в небольших количествах присутствует магнетит. Формирование минерализованных зон связано с процессами кислотного выщелачивания. Установлена последовательность минералообразования: пирротин-пирит-графит. Зоны с пирротиновой минерализацией имеют крутое падение. В разрезе им свойственна форма пластов, а также расширяющихся книзу трапеций. Протяженность на глубину колеблется от 0.2 до 1.5 км, из которых бурением детально изучен интервал до 300 м.

Вышеописанные магнитные аномалии многими исследователями считались перспективными на обнаружение различных полезных ископаемых. Однако проведенные здесь с участием авторов крупномасштабные поисковые работы выявили весьма низкую продуктивность минерализованных зон: никель, молибден, вольфрам, цинк, медь установлены только на уровне геохимических аномалий [11].

Пирротинизированные горные породы характеризуются своеобразными магнитными свойствами, резко отличающимися от магнитных свойств магнетитсодержащих пород Приладожья. Последние представлены разнообразными метаморфогенными и магматическими породами позднеархейского и раннепротерозойского возраста и имеют, как правило, высокие значения k , относительно низкие значения J_n и, соответственно, низкие значения Q_n . Основной вклад в суммарную намагниченность вносит индуцированная СО-

Таблица 2. Химические составы пирротинов из сульфидизированных осадочных пород Северного Приладожья (по данным микрозондового анализа)

№ п/п	№ проб	Порода		Пирротин (среднее из трех анализов)		
		J_n , 10^{-6} ед. СГС	C, вес. %	Fe, вес. %	S, вес. %	S : Fe (ат.)
1	П-6/6	24150	4.3	59.2	40.4	1.19
2	6/11	53800	?	59.7	39.8	1.16
3	6/13	33560	4.5	58.5	40.6	1.21
4	6/63	46150	5.4	60.0	39.6	1.15
5	7/3	3820	0.4	61.7	38.7	1.09
6	7/8	61050	?	59.5	41.2	1.21
7	7/15	14700	4.1	60.7	38.7	1.11
8	7/16	30600	5.3	61.0	39.8	1.14
9	7/18	89700	7.7	60.1	39.3	1.14
10	7/27	71600	4.8	59.4	40.3	1.18
11	7/37	19860	3.6	59.3	40.8	1.22
12	7/54	12770	6.3	60.4	39.8	1.15
13	8/38	28780	5.4	58.1	40.2	1.20
14	8/52	45600	7.7	60.5	40.0	1.15
15	8/72	39800	7.4	59.7	41.5	1.21
16	П-9/66	6890	1.8	59.5	41.0	1.20

Примечание. Во всех пробах в пирротине присутствуют элементы-примеси: Co (0.01–0.09) и Ni (0.03–0.65) вес. %. C – содержание пирротина в породе по данным минералогических анализов. S : Fe (ат.) – атомное отношение серы к железу. Аналитик В.В. Павшуков (ВСЕГЕИ).

ставляющая. В пирротинсодержащих породах, напротив, основным носителем намагниченности является остаточная, достигающая 90×10^{-3} ед. СГС, наиболее часто – от 6 до 20×10^{-3} ед. СГС при средних значениях $Q_n = 18$ –30 (табл. 1). Изучение образцов керна с отметками “верх” и “низ” и формы кривых ΔT показало, что направление вектора J_n в среднем мало отличается от направления современного геомагнитного поля. Приведенные значения параметров намагниченности пирротинсодержащих горных пород позволяют количественно связать все изученные магнитные аномалии именно с минерализованными (пирротин-пирит-графитовыми) зонами, не прибегая к другим источникам аномалий.

Основное влияние на намагниченность пирротинизированных горных пород оказывает содержание в них пирротина, которое, по данным минералогических анализов искусственных шлихов (протолочек), колеблется в пределах от 0.03–0.10 до 5–8 вес. % (среднее – 4.8 вес. %). Зависимость

между содержаниями пирротина и значениями J_n имеет линейный характер; коэффициент корреляции $r = 0.90$. Увеличение содержания пирротина на 1 вес. % приводит к возрастанию остаточной намагниченности в среднем на 7.3×10^{-3} ед. СГС.

По результатам 48 микрозондовых анализов пирротина из 16 проб (полированных шлифов) установлено, что они имеют неоднородный химический состав, свидетельствующий, однако, о преобладании ферримангнитного моноклинного пирротина (табл. 2). Атомное отношение серы к железу колеблется от 1.09 до 1.22, среднее значение: 1.17. Лишь в двух пробах это отношение меньше 1.12.

МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ ПИРРОТИНОВОЙ ПРИРОДЫ КЛИЧКИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В Кличкинском рудном районе, площадь которого порядка 1000 км^2 , авторами выделено несколько линейных и субизометричных положительных магнитных аномалий пирротиновой природы, группирующихся вдоль Быркинского глубинного разлома. Из этих аномалий детально изучена Кличкинская магнитная аномалия площадью около 50 км^2 . В плане она имеет субизометричную форму и полностью совпадает с Кличкинским рудным полем. В его пределах расположено несколько полиметаллических месторождений, из которых Савинское № 5 эксплуатируется. Ввиду практически полного выщелачивания пирротина и других сульфидов в зоне гипергенеза изучение геологической природы Кличкинской аномалии потребовало привлечения материалов бурения, проведенного здесь Нерчинским горнообогатительным комбинатом.

По данным аэромагнитной съемки масштаба 1 : 25000 в пределах Кличкинской аномалии на общем фоне в 100–200 нТл наблюдаются пять изолированных магнитных максимумов субизометричной формы. В каждом из них напряженность аномального поля достигает 600–700 нТл. Изучение керна глубоких скважин, пробуренных в пределах рудного поля, показало, что рассматриваемая магнитная аномалия обусловлена ореолом пирротинизации, наложенным на все геологические тела и структуры рудного поля, претерпевшие интенсивный дислокационный метаморфизм. Обширный пирротиновый ореол сформировался в дорудную стадию становления полиметаллических месторождений под влиянием метасоматических преобразований, связанных с внедрением рудоносных средне-позднеюрских гранитоидов. Гораздо меньший вклад в образование магнитной аномалии вносит магнетит: небольшие тела магнетитовых скарнов и магнетитсодержащих грейзенов, а также маломощные кварцмагнетитовые жилы.

Таблица 3. Магнитные характеристики пирротинизированных горных пород Кличкинского рудного поля (по образцам керна)

Названия пород	n	κ, 10 ⁻⁶ ед. СГС	J _n , 10 ⁻⁶ ед. СГС	Q _n
		$\frac{a}{b}$	$\frac{a}{b}$	$\frac{a}{b}$
Кличкинская свита вендского возраста Алевропесчаники и алевролиты	100	$\frac{55(4); 890(96)}{25-3760}$	$\frac{50(2); 2760(98)}{30-21880}$	$\frac{6.6}{1.8-25}$
Известняки и песчанистые известняки	156	$\frac{45(20); 785(80)}{6-8240}$	$\frac{50(6); 1980(94)}{25-15760}$	$\frac{7.9}{1.1-198}$
Графитсодержащие кремнистые сланцы	221	$\frac{45(9); 1350(91)}{10-10520}$	$\frac{55(4); 3960(96)}{30-28360}$	$\frac{6.6}{1.4-24}$
Кварц-сланцевые, кварц-полевошпат- сланцевые, филлитовидные сланцы	157	$\frac{45(14); 870(86)}{10-5860}$	$\frac{50(5); 3220(95)}{15-25390}$	$\frac{9.7}{1.1-83}$
Диориты, кварцевые диориты, гранодио- риты пермского возраста	115	$\frac{50(33); 590(67)}{5-5960}$	$\frac{60(12); 2190(88)}{35-25100}$	$\frac{8.5}{1.1-67}$

Примечание. См. табл. 1.

В ореоле пирротинизации широко распространены графит, пирит, марказит, реже встречается халькопирит, но преобладающим минералом является пирротин. Минералогическими анализами в виде отдельных знаков установлены галенит, сфалерит, арсенопирит, ильменит, гематит, а из нерудных акцессорных минералов – флюорит и апатит. Пирротин образует скопления агрегатов размером от 0.02 до 0.5 см; ветвящиеся прожилки от 0.1 до 1 см, чаще всего расположенные вдоль сланцеватости пород; отдельные зерна ксеноморфной формы размером 0.1–0.5 мм. Пирротин является самым ранним из сульфидных минералов, он замещается пиритом и халькопиритом.

Ореол сульфидной минерализации бурением прослежен на глубину до 1000 м. По расчетам магнитных аномалий вертикальные размеры намагниченных пород достигают 2–3, реже – 4 км. Пирротин в этом ореоле распределен крайне неравномерно. В двух скважинах из шести средние содержания пирротина не превышают 0.5%. В остальных скважинах наблюдается чередование зон повышенного (в среднем до 3–4%) и относительно низкого (в среднем до 0.5%) содержания пирротина. Модность таких зон составляет первые десятки метров. На этом фоне содержание пирротина в отдельных пробах колеблется от 0.06 до 10.9 вес. %.

Все пирротинсодержащие горные породы Кличкинского рудного поля, независимо от их исходного состава и возраста, имеют примерно одинаковые средние значения восприимчивости, естественной остаточной намагниченности и преде-

лы их изменения (табл. 3). Для всех пяти петрографических групп пород характерно заметное превышение остаточной намагниченности (среднее значение $2-3 \times 10^{-3}$ ед. СГС) над индуцированной (среднее значение $\kappa = 0.6-1.3 \times 10^{-3}$ ед. СГС), что определяет относительно высокую величину Q_n: 6–10. Остаточная намагниченность характеризуется, так же как в Приладожье, направлением, близким к направлению поля Земли. Между значениями J_n и содержанием пирротина в породе установлена прямо пропорциональная зависимость с коэффициентом корреляции $r = 0.82$. Увеличение содержания пирротина на 1 вес. % приводит к возрастанию J_n в среднем на 2.4×10^{-3} ед. СГС. Как видим, эта величина в три раза меньше, чем для “ладожских” пород. Это неплохо согласуется с тем, что пирротинсодержащие горные породы сульфидного ореола Кличкинского рудного поля по сравнению с породами минерализованных зон Приладожья имеют в 3–5 раз меньшие значения остаточной намагниченности. В то же время средние содержания пирротина и пределы его колебаний в “кличкинских” и “приладожских” породах одинаковы. Разгадка возникающего противоречия может быть достаточно простой. Из 67 микронзондовых анализов пирротина (табл. 4) следует, что в “кличкинских” породах присутствуют как моноклинный, так и гексагональный пирротины ($S : Fe < 1.09$) при преобладании последнего; примерное соотношение 1 : 2 соответственно. Таким образом, содержание ферримагнитного (“аномалеобразующего”) пирротина в “кличкинских” породах в три раза меньше, чем в породах Приладожья, вследствие чего и наприя-

Таблица 4. Химические составы пирротинов из сульфидизированных горных пород Кличкинского рудного поля (по данным микрозондового анализа)

№ п/п	№ проб	Порода		Пирротин (пределы колебаний по 6 анализам)		
		J_n , 10^{-6} ед. СГС	C, вес. %	Fe, вес. %	S, вес. %	S : Fe (ат.)
1	16П/386	12100	7.3	61.5–63.3	36.6–38.6	1.01–1.11(33)
2	/352	13150		60.0–62.0	37.9–39.9	1.05–1.16(33)
3	/340	13280		61.5–62.4	37.5–38.4	1.05–1.09(17)
4	/310	17660		61.5–62.3	37.6–38.6	1.06–1.09(17)
5	15П/813	9180	8.2	60.3–61.5	38.4–39.6	1.09–1.15(100)
6	/617	13470		61.0–62.9	37.0–38.9	1.02–1.12(67)
7	/860	16200	5.3	60.1–62.0	38.2–39.8	1.07–1.15(50)
8	14П/140	8840		61.7–63.1	36.8–38.2	1.02–1.09(17)
9	/306	10520		61.5–62.6	38.0–38.4	1.04–1.09(17)
10	/591	5130	3.1	61.9*	38.0*	1.07*
11	/657	8960		61.5–62.2	37.7–38.2	1.06–1.09(17)
12	/766	13900		61.6–62.6	37.3–38.3	1.04–1.09(17)

Примечание. Во всех пробах в пирротине установлены элементы-примеси: Co (до 0.05) и Ni (0.02–0.10) вес. %. C – содержание пирротина в породе по данным минералогических анализов. S : Fe (ат.) – атомное отношение серы к железу. Цифры в скобках – количество анализов в пробе (в процентах) со значениями S : Fe (ат.) ≥ 1.09 . *Один анализ. Аналитик В.В. Павшуков (ВСЕГЕИ).

женность магнитного поля ΔT над суммарным ореолом Кличкинского рудного поля в несколько раз меньше, чем над минерализованными зонами Приладожья.

Микрозондовые исследования, дополняя минералогические анализы, позволяют установить неоднородность состава пирротина в пределах отдельных зерен. Эта неоднородность выражается в том, что даже в одном зерне могут присутствовать как моноклинные, так и гексагональные разновидности пирротина. По-видимому, такая неоднородность является неотъемлемым свойством природ-

ного пирротина, причины чего подробно рассмотрены, например, в работе [12, с. 283–289].

РЕЗУЛЬТАТЫ МАГНИТОМИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПИРРОТИНСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД КЛИЧКИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Подготовка образцов. Из образцов керн с предварительно определенными значениями J_n , k , Q_n и наклонением J_n выпиливались 2–4 кубических образца с ребром 2 см. На этих образцах

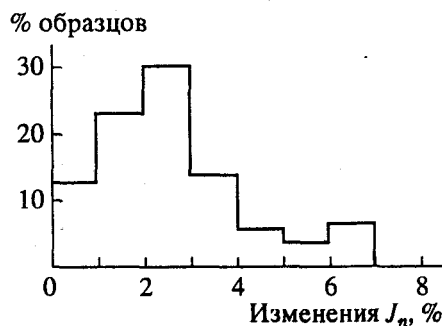


Рис. 2. К оценке магнитной вязкости (пояснения в тексте).

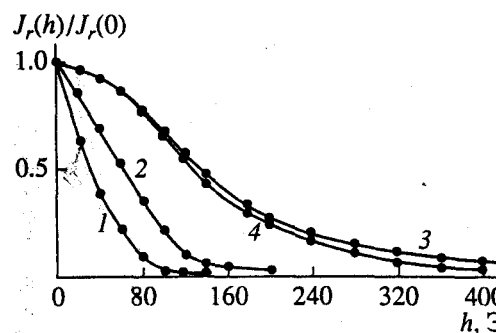


Рис. 3. Приведенные кривые разрушения переменным полем (h) намагниченностей J_n (1), J_{ri} (2), J_{ri} (3) и J_{ri} (4).

вновь определялись “стандартные” магнитные характеристики, а также проводились оценки магнитной вязкости и размагничивание переменным полем по трем взаимно перпендикулярным осям. Дубликаты образцов, для которых по диаграмме Зийдверельда устанавливалась однокомпонентность J_n или резкое преобладание одной из компонент, подвергались специальной распиловке на несколько призм размером $(0.6 \times 0.6 \times 1.5)$ см, таким образом, чтобы вектор J_n совпадал с длинной осью призмы. Это было необходимо, так как кроме астатического магнитометра и стандартной установки для создания постоянного и переменного магнитных полей использовался прибор системы В.А. Иванова [13], на котором измерения ведутся по одной оси образца.

Магнитная вязкость. Исследование природы остаточной намагниченности традиционно включает в себя оценку магнитной вязкости. Несмотря на большие значения Q_n , такая оценка казалась целесообразной, поскольку среднее направление J_n (по меньшей мере – по наклонению) изученных пород близко к направлению современного магнитного поля.

30 кубических образцов выдерживались в геомагнитном поле в двух положениях, отличающихся друг от друга поворотом на 180° вокруг оси, перпендикулярной плоскости магнитного меридиана. Время выдержки в каждом из этих положений составляло два месяца. Гистограмма на рис. 2 показывает, что величина J_n , измеренная после первой выдержки, изменилась в результате второй выдержки в среднем на 2–3% и не более, чем на 7%. Показательно при этом, что один из образцов, в котором термомангнитным анализом установлено преобладание магнетита и лишь незначительное содержание пирротина (на гистограмме не обозначен), претерпел изменения J_n на 17%. Казалось бы, можно допустить, что роль магнитной вязкости в формировании J_n незначительна. Однако известны теоретические данные, которые обосновывают возможность возрастания значений Q_n пирротинсодержащих пород до нескольких десятков (в зависимости от содержания и магнитной восприимчивости пирротина) при достижении равновесного магнитного состояния в геомагнитном поле [7]. По мнению авторов, это равновесие достигается в результате диффузионного процесса магнитного последствия в многодоменных зернах. Проведенные нами многочисленные оценки по параметру F' [14] не выявили ни одного образца, в котором бы не преобладала именно многодоменная фаза. Таким образом, нельзя исключить возможность того, что намагниченность пирротина преимущественно является вторичной, вязкой (“равновесной”), а разброс значений Q_n и направлений J_n связан с различной степенью сохранности их первичной намагниченности, приобретенной, по геологичес-

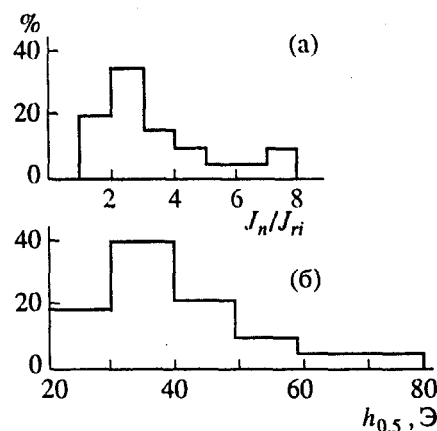


Рис. 4. Распределение образцов по интервалам значений J_n/J_r (а) и $h_{0.5}$ (б) в процентах от общего количества образцов.

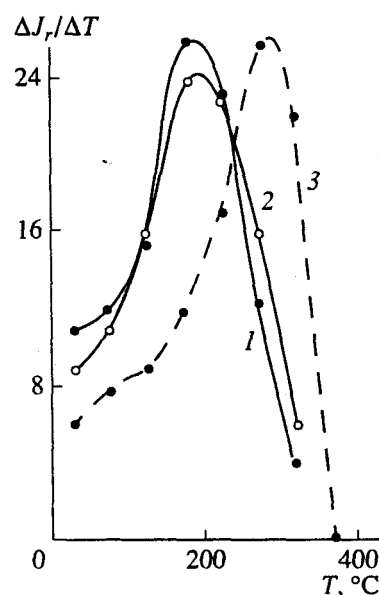


Рис. 5. Дифференциальные кривые температурного разрушения J_n (1), J_{rs} (2) и J_r (3). Здесь и далее намагниченность в условных единицах.

ким данным, не позднее позднеюрского времени. В этом случае исследование свойств J_n представляет особый интерес, поскольку свойства “равновесной” намагниченности не известны.

Однако надо учесть, что установление равновесного магнитного состояния пирротина (поле внутри зерна равно нулю) – это только один из процессов, направленных на снижение свободной энергии кристалла. Процесс упорядочения вакансий относится к этому же классу явлений и приводит к образованию новых фаз и магнитных параметров, изменяя при этом условия магнитостатического равновесия при наличии внешнего поля. По-видимому, это осложняет возможность не

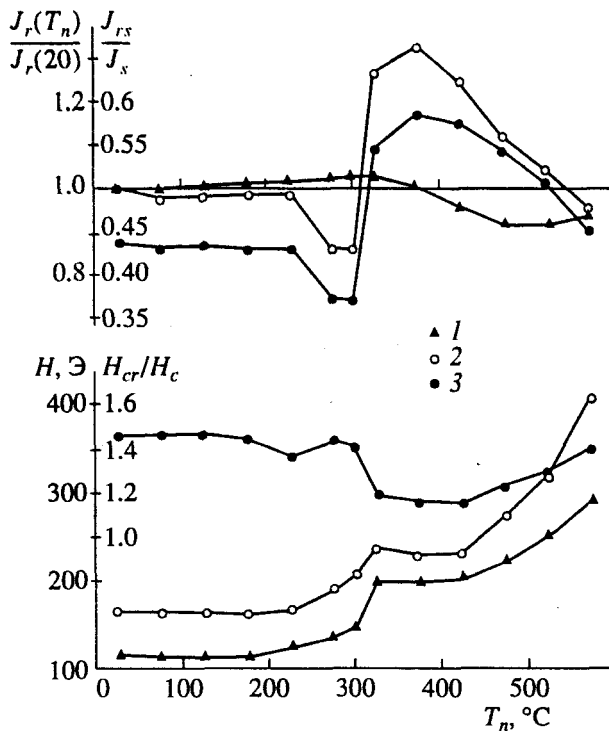


Рис. 6. Зависимость параметров насыщения при 20°C от температуры предварительного нагрева: 1 — J_s и H_{cr} ; 2 — J_{rs} и H_{cr} ; 3 — J_{rs}/J_s и H_{cr}/H_c .

только оценки времени, необходимого для достижения равновесного магнитного состояния, но также и идентификацию этого состояния.

Коэрцитивные спектры. Некоторое представление о природе J_n дает сравнение кривых ее разрушения переменным полем (h) с аналогичными кривыми для идеальной (J_{ri}) и термоостаточной (J_r) намагниченностей, полученных в постоянном поле 0.5 Э при верхней температуре образования J_n , равной 350°C. На рис. 3 приведены типичные данные такого сопоставления кривых размагничивания, различающиеся для исследованных образцов (более 20) лишь количественными оценками. Обобщенные результаты состоят в следующем.

1. Подобие коэрцитивных спектров J_n и J_{ri} как правило, отсутствует; отношение J_n/J_{ri} колеблется в широком диапазоне значений (рис. 4а), для двух образцов это отношение около 14 (на гистограмме не представлены).

2. Амплитуда поля $h_{0.5}$, разрушающего J_n на 50%, в среднем равна 38 Э и ни в одном случае не превышает 80 Э (рис. 4б). Спад до 5–10% исходной величины во всех случаях происходит при $h < 200$ Э. Корреляции величин Q_n и $h_{0.5}$ не наблюдается.

3. Коэрцитивные спектры J_n и J_r также не обладают подобием; величина отношения J_n/J_r колеблется от 0.1 до 0.7 (в одном случае она равна двум).

4. Наблюдается удовлетворительное подобие спектров J_n и J'_{ri} — идеальной намагниченности, образуемой после получения спектра J_n . Величина $Q_r = J_n/0.5$ к достигает 100 и более, в одном случае равна 450. Возрастает и $h_{0.5}$ (рис. 3).

По сумме этих признаков можно сделать вывод о том, что намагниченность J_n не является термоостаточной и, следовательно, температура образования ферримагнитной фазы не превышала 300°C. Этот вывод можно попытаться подтвердить, определив температурно-чувствительный параметр N_T .

Корректность использования этого параметра для оценки температуры образования ферримагнитных минералов или более позднего температурного воздействия на них пока еще подвергается сомнению. В то же время известны и примеры удовлетворительного согласования данных, полученных по оценкам N_T , и независимых геолого-минералогических исследований, например, [15]. Сопоставление коэрцитивных спектров естественного и нулевого магнитных состояний в настоящей работе привело к следующим результатам: более 50% образцов имеют крайне малую величину N_T — от 0 до 0.05; около 30%, хотя и обнаруживают повышенную по сравнению с нулевым состоянием метастабильность естественного состояния, но по расположению и конфигурации спектров не дают возможности разумной количественной оценки N_T ; в остальных случаях эта оценка приводит к значению N_T от 0.06 до 0.12, что соответствует температуре образования ферримагнитного пирротина, не превышающей 250–300°C.

Термомагнитные исследования. Природа J_n должна отражаться также в характере кривой ее разрушения температурой при сопоставлении с аналогичными кривыми J_n и остаточной намагниченности насыщения (J_{rs}). В этом исследовании наблюдается наибольшая однородность результатов по всем образцам в сравнении с уже рассмотренными характеристиками. На рис. 5 типичные кривые температурного разрушения J_n , J_{rs} и J_r представлены в дифференциальной форме, которая в данном случае резче, чем обычные кривые $J_n(T)$, выявляет особенности процесса. В обобщенном виде эти особенности состоят в том, во-первых, что скорость спада J_n и J_{rs} при $T > 200$ –230°C уменьшается, и в целом характер кривых $J_n(T)$ и $J_{rs}(T)$ одинаков, а во-вторых, в том, что спектры блокирующих температур J_n и J_r резко различаются. В результате становится ясно, что при нагревах, по крайней мере, выше 250°C пирротинная фаза или какая-то ее часть претерпевает необратимые изменения. Наиболее эффективным методом обнаружения этих изменений является метод последовательных нагревов [8].

На рис. 6 показана зависимость параметров насыщения, определяемых при 20°C, от темпера-

туры T_n предварительного прогрева образца при последовательном увеличении этой температуры с интервалом $25^\circ\text{--}50^\circ$. В основном наблюдается совпадение с результатами работы [8], что подтверждает тезис о том, что пирротиновая фракция изучаемых пород в своих магнитных проявлениях обязана главным образом моноклинной ферримангнитной фазе. (Заметим, кстати, что при наличии в образцах гексагонального пирротина ни в одном случае не были обнаружены эффекты, связанные с присутствием пирротина λ -типа, — ни по кривым $J_s(T)$, ни по температурным изменениям k .) Однако выявляются и некоторые особенности (детали) кривых, присутствующие во всех исследованных образцах. При том, что до $T_n < 300^\circ\text{C}$, остаточная коэрцитивная сила (H_{cr}) и J_r изменяются слабо, при $T_n = 250^\circ\text{C}$ J_r начинает заметно уменьшаться и достигает четкого минимума при 300°C , составляющего в среднем от 90 до 80% исходного значения. Лишь после этого спада наблюдается скачкообразный рост J_r до $T_n = 350^\circ\text{C}$ с последующим, вплоть до $T_n = 600^\circ\text{C}$, уменьшением J_r . Пиковое значение J_r при $T_n = 350^\circ\text{C}$ в наших определениях колеблется от 120 до 190%. Изменения J_s не столь единообразны, но до 400°C не превышают $\pm 2\%$, после чего возможен некоторый спад J_s , а при $T_n > 500^\circ\text{C}$ — новый небольшой подъем. Поэтому изменения J_r/J_s в зависимости от T_n определяются изменениями J_r . Характер изменений H_c и H_{cr} одинаков, различается лишь их интенсивность на том или ином участке повышения T_n . При этом отношение H_{cr}/H_c устойчиво характеризуется небольшим спадом ($T_n = 225^\circ\text{C}$) и подъемом ($T_n = 300^\circ\text{C}$), последующим новым, более резким уменьшением при T_n от 325 до $350\text{--}400^\circ\text{C}$ и ростом при более высоких T_n . (Напомним, что наблюдения велись при “шаге” T_n , равном 25° ; с учетом этого надо воспринимать приводимые оценки T_n , характеризующие изменения параметров.)

Изменения пирротиновой фазы при $T \approx 250^\circ\text{C}$ не позволяют использовать в полном объеме метод Телье, одна из задач которого состоит в идентификации термического происхождения остаточной намагниченности. Однако такая возможность имеется в температурном интервале, не превышающем 250°C . При этом приходится иметь дело с очень малой частью не только J_n , но и возникающей в поле 0.5 Э термонамагниченности, а иногда исключить из рассмотрения и интервал от 20 до 100°C . Тем не менее для нескольких образцов удалось довольно уверенно получить коэффициент подобия J_n и J_r в интервале температуры $100\text{--}250^\circ\text{C}$. Однако этот коэффициент по разным образцам колеблется от 4 до 20 , что соответствует невероятным значениям напряженности поля образования J_n (от 2 до 10 Э). Очевидно, что разрушающаяся часть J_n не является парциальной термоостаточной намагниченностью.

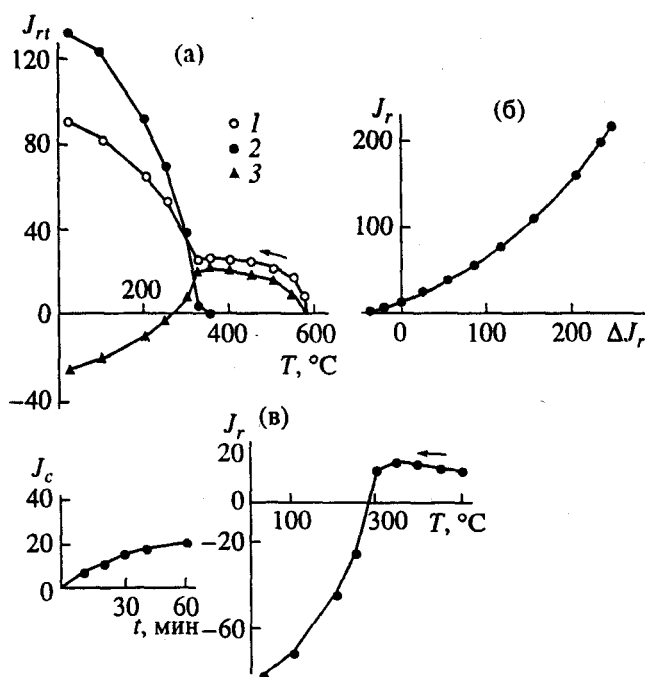


Рис. 7. Проявления магнитного взаимодействия в системе магнетит-пирротин: (а) — изменения остаточной намагниченности при охлаждении образца от 600°C . Постоянное поле 0.5 Э присутствует на разных интервалах охлаждения: 1 — от 600 до 20°C ; 2 — от 350 до 20°C ; 3 — от 600 до 350°C ; (б) — корреляция величины J_r , задаваемой при 350°C , с величиной ее спада при охлаждении образца до 20°C в отсутствие поля; (в) — рост кристаллизационной намагниченности со временем выдержки пирротинсодержащего образца при $T = 500^\circ\text{C}$ в поле $H = 2$ Э и ее изменения при охлаждении в отсутствие поля.

Исследования при высоких температурах. Одним из результатов температурных превращений пирротина при $T > 400\text{--}450^\circ\text{C}$, как известно, является формирование ферримангнитной фазы с точкой Кюри (T_c) около 600°C . Возникающая двухфазность обнаруживается при охлаждении образца в поле и при повторных нагревах. Очевидно, что при охлаждении до температуры $T < T_c$ пирротина должно возникнуть магнитное взаимодействие двух фаз, соседство которых а priori можно считать достаточно тесным. Процесс термонамагничивания распадается на два температурных интервала: 1 — от 600 до 350°C и 2 — от 350°C до комнатной температуры. Из рис. 7а видно, что пирротиновая составляющая термоостаточной намагниченности, образующаяся при $T < 350^\circ\text{C}$, существенно снижается, если при более высоких температурах охлаждение велось также в присутствии поля и высокотемпературная фаза (по-видимому, магнетит) приобрела парциальную термоостаточную намагниченность. Следовательно, мы имеем дело с отрицательным магнитным взаимодействием, эффект которого пол-

ностью проявляется в случае, когда при достижении 350°C внешнее поле отключается и охлаждение пирротина происходит в размагничивающем поле магнетита: суммарная остаточная намагниченность приобретает направление, обратное направлению внешнего поля. Этот эффект наблюдается и при ненулевом поле при $T < 350^\circ\text{C}$. Специальной серией экспериментов было установлено, что самообращение результирующей намагниченности происходит при соотношении внешних полей на температурных интервалах 600–350 и 350–20°C не менее 3 : 1 соответственно.

Эти результаты согласуются с данными более ранних исследований. Так, например, авторы работы [16] установили, что пирротин состава $\text{FeS}_{1,0}\text{--FeS}_{1,1}$ при охлаждении в поле от 600 до 300°C приобретал прямую (по направлению поля) намагниченность, но вблизи 300°C начинался спад намагниченности с выходом на противоположное направление. Отмечалось также, что, если фаза с $T_c \approx 580^\circ\text{C}$ не имеет намагниченности, фаза с $T_c = 320^\circ\text{C}$ приобретает прямую намагниченность.

Можно было предположить, что при прочих равных условиях величина эффекта обращения знака намагниченности при охлаждении в отсутствие поля должна зависеть не столько от вида остаточной намагниченности магнетита при 350°C, сколько от ее величины. Эту зависимость иллюстрирует график корреляции (рис. 7б) величины нормальной остаточной намагниченности (J_r), задаваемой магнетиту при 350°C, с величиной ΔJ , ее спада при понижении температуры до 20°C при $H = 0$. Этот спад определяется как разность J_r образца при 20°C и J_r при 350°C. Соотношение $\Delta J_r > J_r$ фиксирует изменения направления намагниченности на 180°C.

Изложенные факты с учетом однородности спиновых структур обеих фаз свидетельствуют о магнитостатической природе их взаимодействия. Становится также очевидным, что подобное взаимодействие должно проявиться и в том случае, если магнетитовая фаза приобретает химическую (кристаллизационную) остаточную намагниченность. Ход эксперимента, подтверждающего такую возможность, иллюстрируется на рис. 7в. Пирротинсодержащий образец нагревался до 500°C (при 350°C фиксировалась полная потеря ферромагнитных свойств). При этой температуре образец в присутствии поля (от 0.5 до 2 Э) выдерживался некоторое время, в течение которого измерялась возникающая и возрастающая со временем намагниченность. Затем поле сводилось к нулю, измерялась остаточная намагниченность, после чего образец еще некоторое время выдерживался при высокой температуре, чтобы снизить влияние магнитной вязкости. При последующем охлаждении остаточная намагниченность

образца возрастала, но лишь до 350°C. При меньших температурах наблюдался интенсивный рост намагниченности пирротина в направлении, противоположном направлению поля образования намагниченности магнетита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Результаты работ авторов в Карело-Кольском и Восточно-Забайкальском регионах и анализ опубликованных [1–10] и фондовых геолого-геофизических материалов по другим регионам приводят к выводу, что установленные в работах [1, 2] факты широкого распространения магнитных аномалий пирротиновой природы, не связанных с рудными телами и околорудными метасоматитами, являются не особенностями золоторудных районов Колымы, а региональной закономерностью. Пирротинсодержащие горные породы создают положительные и отрицательные магнитные аномалии значительной амплитуды – от сотен до десятков тысяч нТл – различной конфигурации в плане и размеров. Многие линейные аномалии протягиваются на десятки километров при ширине от сотен метров до нескольких километров. Площадь субизометричных аномалий достигает десятков-первых сотен км². Однако из-за обычного выщелачивания пирротина и других сульфидов в зоне гипергенеза и часто плохой обнаженности пирротинизированных тел геологическая природа таких аномалий трактуется не всегда правильно.

В пирротинсодержащих горных породах пирротин чаще всего генетически и пространственно ассоциирует с пиритом и графитом. По мнению большинства исследователей, пирротин-пирит-графитовая минерализация имеет вторичную, тектоническую, гидротермально-метасоматическую и контактово-метаморфическую природу и образовалась по исходным породам различного состава, возраста и происхождения. В одних и тех же минерализованных ореолах может встречаться как моноклинный (ферритмагнитный), так и гексагональный (антиферромагнитный) пирротин.

2. Магнитные аномалии над пирротинизированными телами связаны с высокой остаточной намагниченностью моноклинного пирротина и с большими значениями Q_n , достигающими нескольких десятков. Такие высокие значения Q_n согласуются с тем, что, хотя магнитная восприимчивость моноклинного пирротина примерно на три порядка меньше, чем у магнетита, остаточная намагниченность насыщения пирротина в среднем составляет около $0.6J_n$ магнетита.

Отличительную черту магнетизма пирротинсодержащих горных пород – высокие значения Q_n – можно использовать на практике для предварительной диагностики моноклинного пирротина в

ореолах измененных пород. Содержание его можно оценить по значениям остаточной намагниченности, так как между содержанием моноклинного пирротина в горных породах и значениями их остаточной намагниченности существует линейная зависимость.

3. Выявляемые по магнитным аномалиям ореолы пирротиновой минерализации нередко фиксируют рудные объекты разного иерархического уровня (от металлогенических зон до рудных полей и отдельных месторождений). В то же время со многими ореолами пирротиновой минерализации не связаны практически интересные месторождения полезных ископаемых. Поэтому разбраковка магнитных аномалий пирротиновой природы на рудные и безрудные является одной из важнейших задач успешного использования магниторазведки для выделения и оконтуривания рудных объектов как в плане, так и на глубину. На основании выполненных исследований можно предположить, что в безрудных пирротиновых ореолах развит преимущественно моноклиновый пирротин (Приладожье), а в рудоносных - моноклинный и гексагональный (Кличкинский рудный район). Такой же сложный состав пирротиновой фракции установлен и в других рудных районах [4-6, 9]. В результате над безрудными пирротиновыми ореолами могут наблюдаться более интенсивные магнитные аномалии, чем над рудоносными, что и установлено в изученных авторами районах.

4. Магнитоминералогические исследования подтверждают неоднородность пирротиновой минерализации изученных пород как по содержанию пирротина, так и по его составу. Примечательно, однако, что даже при преобладании гексагональной фазы (Кличкинский рудный район) не обнаруживается пирротин λ -типа, который по составу можно отнести к промежуточному между антиферро- и ферримангнитным пирротинами.

Из сопоставления величины и коэрцитивных спектров J_n с аналогичными характеристиками созданных в лабораторных условиях J_{n1} и J_{n2} , а также на основе оценки параметра N_T и анализа температурных изменений магнитных свойств образцов можно заключить, что формирование ферримангнитной фазы пирротина - носителя остаточной намагниченности - происходило при температурах, не превышающих 250°C. Можно также утверждать, что и в дальнейшем эта фаза не подвергалась воздействию температуры выше 200-250°C. В то же время парциальная термоостаточная намагниченность (в интервале 250-20°C) примерно на порядок меньше J_n . Значения J_n , обеспечивающие величину Q_n в несколько десятков, можно объяснить реализацией равновесного магнитного состояния пород. Однако установление этого состояния может быть осложнено изменяющимися ус-

ловиями равновесия вследствие образования новых фаз с новыми магнитными параметрами. Кроме того, изученные авторами магнитные аномалии характеризуются положительным знаком, и очевидно, что при наличии высоких значений Q_n у пирротинсодержащих пород обратной магнитной полярности проблемы, связанные с установлением равновесного магнитного состояния, с кинетикой процессов упорядочения вакансий и распада, с возможными механизмами самообращения намагниченности, должны быть рассмотрены более детально, чем это можно было сделать в рамках настоящей статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Измайлов Л.И., Печерский Д.М., Якунов В.С. и др. О природе линейных аномалий магнитного поля Иньяли-Дебинского синклиория // Колыма. 1967. № 6. С. 43-46.
2. Измайлов Л.И. Пирротиновая минерализация металлоносных зон бассейна р. Колымы // Новосибирск: Наука, 1976. 118 с.
3. Геофизические и геохимические методы поисков и оценки эндогенных месторождений олова / Под ред. Мишина Л.Т. Л.: Недра, 1977. С. 94-103.
4. Буряк В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. С. 151-180.
5. Алексеева А.К., Шолто Л.Е. Петромагнитная типизация пород черносланцевых золотоносных толщ // Физика Земли. 1995. № 2. С. 84-90.
6. Бродская С.Ю., Печерский Д.М., Смирнов Ю.П., Шаронова З.В. Петромагнитная характеристика пирротиновой минерализации Печенгского вулканогенно-осадочного комплекса // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № И. С. 52-62.
7. Марковский В.С., Завойский В.Н. Особенности намагниченности пирротинсодержащих пород Украинского щита // Геофизический журнал. Киев: Науковадумка, 1980. Т. 2. № 2. С. 23-30.
8. Бродская С.Ю. Магнитные свойства пирротина и их роль в изучении формирования горных пород // Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 73-96.
9. Петрофизика / Под ред. Дортман Н.Б. М.: Недра, 1992. Т. 3. С. 75-78.
10. Чернюк М.В., Печерский Д.М. Параметр Q пирротинизированных пород Иньяли-Дебинского синклиория (северо-восток СССР) // Сб. тез. докл. V\$ Всесоюзной конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. М., 1966. С. 152-153.
11. Духовский А.А., Артамонова Н.А. Объемная модель и рудоносность гнейсо-гранитовых структур Балтийского щита (на примере Северного Приладожья) // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 6. С. 554-564.
12. Панин А., Мак-Коннел Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.