

УДК 550.382.3

О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОБРАТНОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУМДЫКОЛЬ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

В. И. Трухин, А. В. Быков, В. А. Жилияева, Р. Н. Кириллов, Т. А. Никитина,
В. И. Николаев, В. С. Русаков

(кафедра физики Земли; кафедра общей физики для физического факультета)

1. Кумдыкольское месторождение железных руд в Центральном Казахстане отмечается отрицательными магнитными аномалиями интенсивностью 10^4 нТл и более и находится непосредственно в зоне экзоконтакта гранитного массива Большой Койтас.

Изучение природы отрицательных магнитных аномалий имеет как научное, так и практическое значение: во-первых, обратная полярность магнитных аномалий представляет интерес для палеомагнетизма, во-вторых, по этим аномалиям осуществляется поиск железорудных месторождений.

Проведенные нами измерения естественной остаточной намагниченности I_n образцов железных руд показали, что среднее направление векторов I_n почти антипараллельно направлению современного геомагнитного поля H_T в месте залегания руд. По имеющимся представлениям [1], эта обратная намагниченность I_n могла возникнуть либо в древнем геомагнитном поле $H_{T\text{др}}$, направление которого в эпоху образования руд было антипараллельно вектору H_T , либо в результате физико-химических процессов самообращения I_n в поле $H_{T\text{др}}$, совпадающем по направлению с H_T .

Выяснению механизма возникновения обратной намагниченности I_n , с которой связаны упомянутые отрицательные магнитные аномалии, было посвящено исследование, результаты которого излагаются ниже.

2. Железные руды месторождения Кумдыколь относятся к разряду железистых кварцитов с содержанием железа в рудах до 25—30%, марганца до 5,4% и с повышенным содержанием титана.

Для определения стабильности I_n , характеризующей способность к сохранности I_n в течение длительного геологического времени и ее компонентного состава, а также для детального анализа магнитных свойств и фазового состава ферримагнитной фракции образцов использовался комплекс изотермических и термомагнитных методов [1, 2]. С целью определения фазового состава проводились также мессбауэровские исследования.

Результаты измерений магнитных параметров образцов в форме куба объемом 1 см^3 приведены в таблице. Для большинства образцов фактор Кенигсбергера $Q = I_n / (\chi H_T)$ имеет довольно большие значения (χ — начальная магнитная восприимчивость), которые указывают на то, что аномальное магнитное поле над месторождением вызвано в основном полями рассеяния от остаточной намагниченности I_n .

Были проведены также исследования магнитной вязкости, которая характеризовалась постоянной $S_V = S / \chi_{\text{необр}}$, где S — логарифмическая скорость роста остаточной намагниченности в постоянном поле $H = 20\text{ Э}$ в течение $t = 3600\text{ с}$, $\chi_{\text{необр}}$ — необратимая магнитная восприимчивость в поле $H = 20\text{ Э}$. Значения S_V были получены из естественного магнитного состояния (S_{V_e}) и из нулевого магнитного состояния (S_{V_0}), воз-

Магнитные свойства пород и руд месторождения Кумдыколь

Характеристика руд	№ образцов	I_n , Гс	κ , СГСМ	Q	S_{V_e} , Э	S_{V_0} , Э	$h_{0,5}$, Э	I_S , Гс	I_{rS} , Гс	R	H_{CR} , Э
Руда магнетитовая богатая	128	5,83	0,035	297	55,1	0,4	85	46,0	7,4	0,16	180
То же	164	7,13	0,069	184		1,5	90	94,2	10,8	0,11	198
»	171	0,148	0,110	2,4	1,6		100	144,6	15,1	0,10	194
»	45	12,20	0,120	181	7,5	1,4	70	147,9	10,4	0,07	156
»	55	3,03	0,070	77,3	1,2	2,6	50	55,9	3,4	0,06	96
»	72	7,99	0,069	206	9,6	1,3	80	78,9	8,91	0,11	136
»	97	6,31	0,076	148		0,6	95	105,1	13,4	0,13	180
Руда магнетитовая бедная	100		0,020			1,0		25,3	2,5	0,10	164
То же	109	4,42	0,047	168	1,1	0,9	84				150
»	КМС 21/79	8,27	0,045	328	3,4	2,6	105		11,48		210
Руда гематитовая	КМС 31/12,9	0,002	0,0016	2,2	6,2	28,1	425	0,6	0,26	0,45	2140
Руда пирротиновая	99	0,019	0,012	2,8	3,2	0,8	70	14,2	2,1	0,15	170
Оруденелые породы М, Г	167	0,234	0,010	41,8	4,4	1,9	87	12,2	0,06	0,005	210
Г	КМС 31/245	0,0003	0,000015	35,7				0,17	0,02	0,12	2500
М, П	133	2,13	0,024	158	5,2	0,4	86	29,2	4,51	0,15	150
М, П	144	0,10	0,038	4,7	1,3	1,3	42	46	6,23	0,14	160
М, П	405	0,024	0,012	3,6	0,3	1,2		14,0	1,76	0,126	132
М	76	0,686	0,014	87,5	1,6	1,0	60	15,0	1,03	0,069	116

М — магнетит, Г — гематит, П — пирротин

никого после размагничивания образцов в переменном (50 Гц) магнитном поле h при постепенном уменьшении его амплитуды, начиная с $h=800$ Э. В результате было установлено, что для большей части образцов $S_{V0}/S_{Ve} < 1$. Этот факт свидетельствует о том, что ферримагнитная фракция претерпевала изменения после своего формирования — повторные разогревы; перекристаллизации и пр. [2]. Этот вывод находится в соответствии с геологическими данными.

Стабильность I_n определялась по ее устойчивости к воздействию переменного магнитного поля (50 Гц). По кривым $I_n(h)$ определялось медианное поле $h_{0,5}$, в котором величина I_n уменьшалась вдвое. Это поле для большинства образцов не превышало 100 Э, что говорит об их средней магнитной стабильности. Исключение составляют обладающие высокой стабильностью образцы КМС 31/12,9 ($h_{0,5}=425$ Э) и КМС 31/245 ($h_{0,5} > 800$ Э). У образцов 99, 144, 109 в процессе размагничивания в поле h изменяется направление вектора I_n (рис. 1). Это

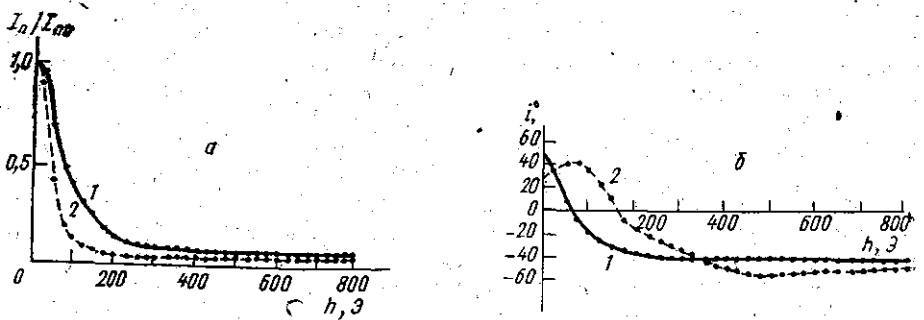


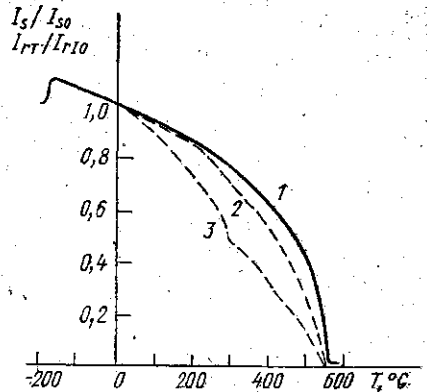
Рис. 1. Зависимость естественной остаточной намагниченности I_n (нормированной на начальное ее значение I_{n0}) (а) и магнитного наклоения i для вектора намагниченности I_n (б) от амплитуды переменного магнитного поля h : 1 — образец 99; 2 — образец 144

указывает на наличие в составе I_n двух разнонаправленных компонент, обладающих различной магнитной стабильностью.

Была исследована также полевая зависимость $I_r(H)$, измерялись намагниченность насыщения I_s , остаточная намагниченность I_{rs} и остаточная коэрцитивная сила H_{CR} .

Отношение $R=I_{rs}/I_s$ дает представление о типе доменной структуры в зернах ферримагнитной фракции. Для большинства образцов $R > 0,1$, что свидетельствует о наличии в них малодоменных и псевдооднодоменных зерен. Для образцов КМС 31/12,9 $R=0,45$, что характерно для однодоменных зерен [3]. Величины H_{CR} для большинства образцов заключены в пределах от 96 до 210 Э,

Рис. 2. Температурная зависимость намагниченности насыщения I_s и термоостаточной намагниченности I_{rt} (нормированных соответственно на их значения I_{s0} и I_{rt0} при комнатной температуре): I_s/I_{s0} для образца 97 при $H=2,9$ кЭ (1) и для образца 99 при $H=2,9$ кЭ (3); I_{rt}/I_{rt0} для образца 99 ($\theta=560^\circ\text{C}$) при $H=0$ (2)



т. е. они имеют среднюю коэрцитивность. Образцы КМС/245 и КМС 31/12,9 высококоэрцитивны, для них H_{CR} более 2 кЭ.

По термомагнитным кривым $I_S(T)$ образцов были определены точки Кюри Θ магнитоупорядоченных компонент. Они оказались в пределах от 530 до 575° С, т. е. близкими к значению Θ для магнетита (580° С) (рис. 2, кривая 1). Наименьшие Θ наблюдались на образцах, содержащих титаномагнетит. У некоторых образцов (99, 144) обнаружены $\Theta \sim 320^\circ \text{С}$, что указывает на наличие в них моноклинного пирротина $\text{Fe}_x\text{S}_{x+1}$ ($x \sim 7$, $\Theta \sim 320^\circ \text{С}$). После нагрева этих образцов до 580° С характер зависимостей $I_S(T)$ и $I_{IT}(T)$ для них становится таким же, как для магнетитсодержащих образцов (рис. 2, кривые 3, 2). Это указывает на необратимое превращение пирротина в магнетит в результате термообработки.

Наличие разнонаправленных компонент вектора I_n в рудах, содержащих наряду с магнетитом пирротин, можно объяснить магнитостатическим взаимодействием между зернами этих минералов. При охлаждении интрузий от температур, превышающих точку Кюри Θ_p пирротина, последний намагничивается в эффективном поле $H_{\text{эфф}} = H_{\text{Г др}} - H_p$ (H_p — размагничивающее поле магнетитовых зерен, намагниченных при $T > \Theta_p$). Так как намагниченность $H_{\text{Г др}}$ мала ($\sim 0,5 \text{ Э}$), то вектор $H_{\text{эфф}}$ может быть направлен почти противоположно $H_{\text{Г др}}$. В этом случае пирротин приобретет компоненту I_n , направленную почти антипараллельно $H_{\text{Г др}}$ и соответственно компоненте I_n магнетита.

Вопрос о механизме самообращения одной из компонент I_n у образцов, содержащих ассоциации пирротин—магнетит, требует дополнительного более подробного исследования.

3. Были проведены мёссбауэровские исследования (см., например, [4]) образцов руд. Одна из задач исследований состояла в том, чтобы, в соответствии с характером спектра ядер ^{57}Fe , идентифицировать химический состав основной компоненты руды. Другая задача была связана с получением достаточно точных количественных оценок относительного содержания основной компоненты в пересчете на железо. Для решения поставленных задач потребовалось привлечение данных о спектрах образцов, которые могли бы служить в качестве эталонов. При этом была использована априорная информация о предполагаемом химическом составе образцов руды. Обработка спектров и их расшифровка проводилась с помощью программы SPECTR, краткое описание которой дано в [5].

На рис. 3 показан спектр одного из образцов вместе с результатами его расшифровки. Этот спектр представляет собой суперпозицию двух зеемановских секстетов и двух квадрупольных дублетов. Соответствующие парциальным секстетам величины локальных магнитных полей H_n ($485,2 \pm 0,9$ кЭ и $458,6 \pm 0,7$ кЭ) с учетом сдвигов δ ($0,47 \pm 0,01$ мм/с и $0,91 \pm 0,1$ м/с) непосредственно указывают на сходство с магнетитом Fe_3O_4 [6]. Сравнение с приведенными на рис. 3 аналогичными данными для одного из «эталонных» образцов (соответственно $484,5 \pm 0,3$ кЭ и $458,9 \pm 0,3$ кЭ; $0,46 \pm 0,1$ мм/с и $0,91 \pm 0,01$ мм/с) не оставляет сомнений в том, что железосодержащая часть исследуемого образца из месторождения Кумдыколь состоит главным образом из магнетита. По результатам расшифровки спектров 66,2% атомов железа образует с кислородом соединения Fe_3O_4 . Остальные 33,8% атомов железа (им соответствуют два квадрупольных дублета) находятся в парамагнитном состоянии. Сравнительно большие значения сдвигов для парамагнитных дублетов ($1,44 \pm 0,01$ мм/с и $1,33 \pm 0,01$ мм/с относительно линии нитропрусида натрия) и констант квадрупольного расщепле-

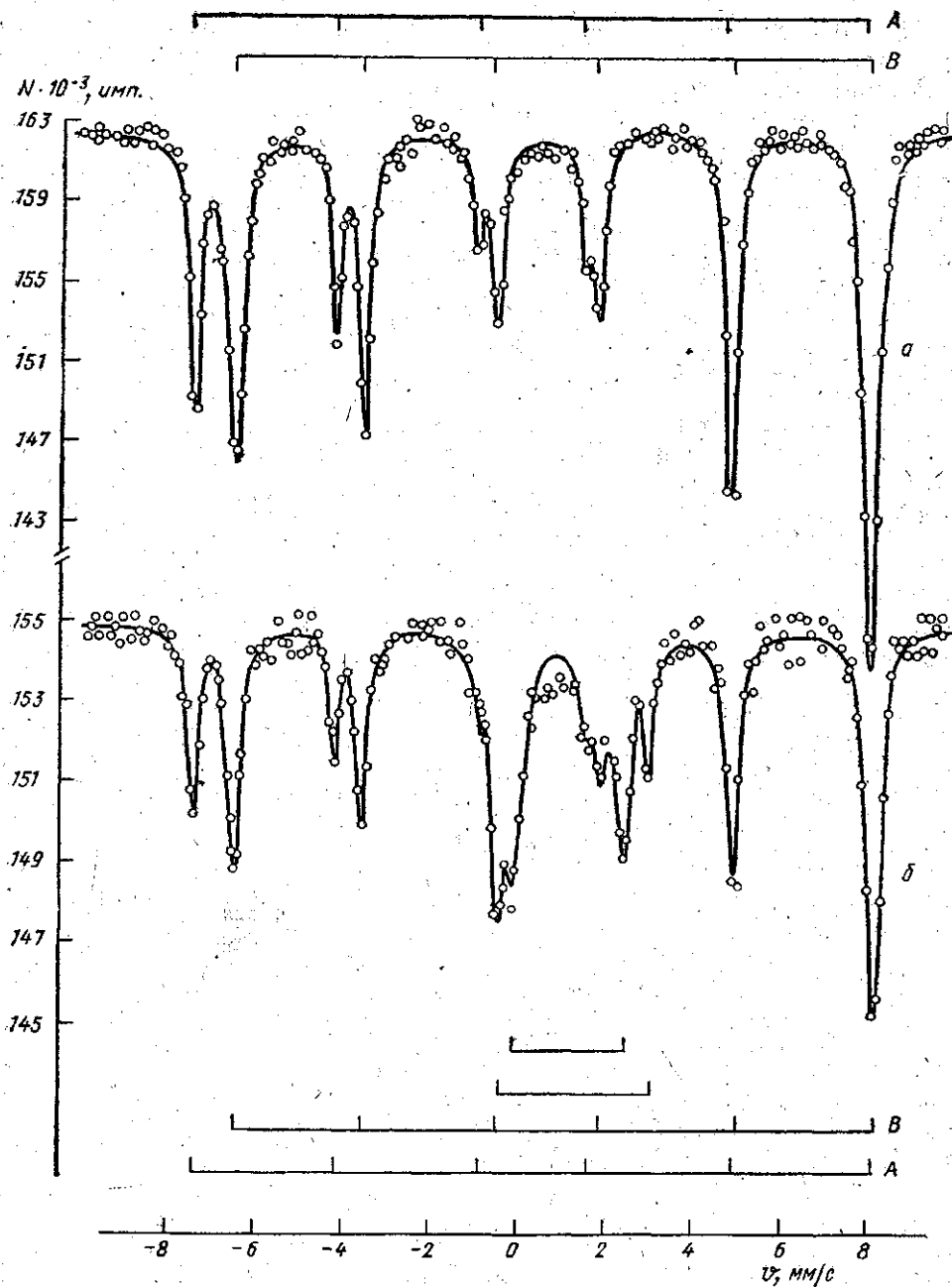


Рис. 3. *a* — Мёсбауэровский спектр поглощения ядер ^{57}Fe «эталонного» образца Fe_3O_4 , содержащего 13,4 вес. % MgO (месторождение Камышевский Байкитик Сибирской платформы). *б* — То же для образца железной руды Кумдыкюля при комнатной температуре. Толщина поглотителей $0,2 \text{ мг } ^{57}\text{Fe}/\text{см}^2$, источник — ^{57}Co в Cr

ния Δ (соответственно $3,46 \pm 0,02 \text{ мм/с}$ и $2,54 \pm 0,02 \text{ мм/с}$) указывают на наличие в образце двухвалентных ионов железа в парамагнитном состоянии [7].

4. Таким образом, результаты магнитоминералогических исследо-

ваний вместе с данными γ -резонансной спектроскопии показывают, что у большинства исследованных образцов Кумдыколя носителями ферримагнитных свойств являются небольшие магнетитовые зерна, содержащие один или несколько доменов. Вектор I_n магнетита ориентирован антипараллельно современному геомагнитному полю и обладает достаточно высокой стабильностью, что создает возможность его длительной сохранности. Весь комплекс результатов указывает на то, что намагниченность I_n сформировалась в поле соответствующего направления, а не возникла в результате самообращения, т. е. I_n имеет геофизическую природу.

5. Результаты проведенных исследований дают основание предложить следующую концепцию образования у железных руд Кумдыколя обратной остаточной намагниченности, обусловившей отрицательные магнитные аномалии.

Контактный термальный метаморфизм железных руд происходил в результате внедрения в них в пермское время гранитного массива Большой Койтас, который разогрел приконтактные магнетитовые руды до температур, превышавших точку Кюри магнетита.

По данным радиометрических исследований, выполненных в КазИМСе по калий-аргоновому методу, возраст Койтасского массива определяется в 250 млн. лет. Согласно магнитостратиграфической шкале, этому времени соответствует гиперзона Киама обратной полярности [8], занимающая временной интервал около 70 млн. лет, начинаясь в верхах карбона и заканчиваясь в верхнегатарском подъярусе перми. Таким образом, в период остывания интрузива и разогретых им магнетитовых руд породы массива и обожженные руды находились под воздействием магнитного поля Земли обратной полярности [9]. Как показывают проведенные нами по методу В. И. Смирнова [10] расчеты, время остывания составляет 15—30 млн. лет, т. е. оно меньше времени, в течение которого имела место обратная полярность H_r .

Образовавшиеся в период обратной полярности магнитного поля Земли в поздней перми породы массива и железные руды сохранили обратную остаточную намагниченность до настоящего времени, несмотря на то что в последующие периоды мезозоя и кайнозоя неоднократно происходили инверсии палеомагнитного поля (с периодами от 1 до 15 млн. лет). Таким образом, гранитный расплав, внедрившись в пермском периоде, «перемagnetит» магнетитовые руды, попавшие в зону обжига, чем и можно объяснить природу отрицательных магнитных аномалий Кумдыкольской группы железорудных месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- [1] Яновский Б. М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. [2] Кудрявцева Г. П., Гаранин В. К., Жияева В. А., Трухин В. И. Магнетизм и минералогия природных ферримагнетиков. М.: Изд-во МГУ, 1982. [3] Трухин В. И., Гаранин В. К., Жияева В. А., Кудрявцева Г. П. Ферримагнетизм минералов. М.: Изд-во МГУ, 1983. [4] Химические применения мессбауэровской спектроскопии. Под ред. В. И. Гольданского и Р. М. Гербера. М.: Мир, 1970. [5] Николаев В. И., Русаков В. С., Якимов С. С. Программа обработки мессбауэровских спектров. Препринт ИАЭ им. И. В. Курчатова № 2541, 1975. [6] Kündig W., Haggrove R. Solid State Comm., 1969, 7, p. 223. [7] Гольданский В. И. Эффект Мессбауэра и его применение в химии! М.: Изд-во АН СССР, 1963. [8] Храмов А. Н. и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. [9] Большаков А. С., Солодовников Г. М. Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 8, с. 87. [10] Смирнов В. И. Геология рудных месторождений, 1981, № 1, с. 5.

Поступила в редакцию
17.09.84