

© <sup>1</sup>В.С. Портнов, <sup>2</sup>В.М. Юров, <sup>3</sup>Н.В. Рева,  
<sup>1</sup>А.К. Турсунбаева, <sup>1</sup>М.П. Пузеева, 2010

*<sup>1</sup>Карагандинский государственный технический университет,  
г. Караганда, Казахстан*

*<sup>2</sup>Карагандинский государственный университет им. Е.А. Букетова,  
г. Караганда, Казахстан*

*<sup>3</sup>Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко,  
г. Киев, Украина*

## **ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ ЗАПАСОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАГНЕТИТОВЫХ РУД**

Установлена зависимость изменения магнитной восприимчивости пород и руд магнетитовых месторождений от содержания железа связанного с магнетитом, давления, термодинамических параметров, минерального состава руд и вмещающих пород. Установленные закономерности послужили основой расчета прогнозных запасов по результатам измерений магнитной восприимчивости.

**Ключевые слова:** магнитная восприимчивость, рудное тело, магнетит, месторождение, концентрация, прогнозный запас, потенциал Гиббса.

Использование данных измерений магнитной восприимчивости и напряженности магнитного поля для оценки запасов руд на стадии поисково-разведочных работ обсуждается уже давно [9]. В работах [1, 2] рассмотрена методика подбора контуров магнитных рудных тел с помощью скважинной магниторазведки и описаны результаты ее применения при подсчете запасов руд на некоторых месторождениях.

Однако, само по себе оконтуривание рудных тел еще не решает задачу подсчета запасов руд, так как при этом необходимо привлечение статистических данных о распределении концентрации полезных компонентов в руде, которое достигается путем накопления данных химического анализа [3].

Термодинамический подход к анализу данных метода магнитной восприимчивости и метода искусственного подмагничивания позволяет установить закономерности изменения магнитных свойств руд от содержания железа в магнетитовых рудах, которые в последующем уточняются по мере накопления материала.

Магнитная восприимчивость горных пород отражает присутствие магнетита в том случае, если ее значение превышает “парамагнитный уровень”, определяемый восприимчивостью пород, состоящих только из парамагнитных минералов [4]. В том случае, если магнитная вос-

приимчивость магнетита (минерала)  $\chi_m$  близка к средней величине магнитной восприимчивости минералов, слагающих породу ( $\bar{\chi}_п$ ), то магнитная восприимчивость породы не зависит от  $\chi_m$ , то же – при  $\chi_m \cdot m < \bar{\chi}_п$ , где  $m$  – объемная концентрация магнетита. При  $\chi_m \cdot m > \bar{\chi}_п$  наблюдается линейный рост магнитной восприимчивости породы с увеличением  $m$  до тех пор, пока магнитное взаимодействие между отдельными зернами невелико [5]. Коэффициент, определяющий линейную зависимость  $\chi = f(m)$ , для магнетитовых месторождений Тургайского прогиба равен  $(2,72 \pm 0,82) \cdot 10^{-2}$ . Его величина зависит от размера, формы зерен, внутренних напряжений магнетита. Верхний предел коэффициента равен  $3,8 \cdot 10^{-2}$ .

Зависимость  $\chi$  пород и руд определяется: концентрацией магнетита, его магнитной восприимчивостью и плотностью руд; текстурой и структурой рудной минерализации; характером и интенсивностью вторичных изменений руд; термодинамическими условиями нахождения руд.

Зависимость магнитных свойств природных разновидностей руд от этих факторов предопределяет необходимость их учета при изучении закономерностей изменения магнитных характеристик руд от содержания  $Fe^O$ ,  $Fe^M$ . При этом используются данные исследований: геологических и минералого-петрографических; характера и интенсивности вторичных изменений; химического состава магнетита и его руд; изменения физических свойств руд в пределах рудных тел месторождения.

Для индукционных методов функция отклика  $\Phi = \Delta\varepsilon/\varepsilon_0$ , где  $\Delta\varepsilon$  – изменение э.д.с. индукции, вызванное намагничиванием пород,  $\varepsilon_0$  – э.д.с. измерительной катушки, причем:

$$\Delta\varepsilon/\varepsilon_0 = L\chi', \quad (1)$$

$$\chi' = \chi/(1 + N\chi). \quad (2)$$

В (1) и (2)  $\chi$ ,  $\chi'$  – истинная и кажущаяся магнитная восприимчивость;  $L$  – геометрический фактор, зависящий от геометрических условий измерений;  $N$  – коэффициент размагничивания.

Для простоты анализа мы полагаем  $L = N = 1$ . Это оправдано, поскольку из зависимости (2) следует, что при больших значениях  $\chi$  ее изменения мало сказываются на  $\chi'$ , которая близка к предельному значению  $1/N$ .

С учетом сказанного и соотношений (1), (2) получим уравнение

$$\frac{\chi}{1+\chi} = \left[ 1 + C \exp\left(\frac{G^0/\bar{N}}{kT}\right) \right]^{-1}, \quad (3)$$

где  $C = 5,4 \cdot 10^{-8} \cdot \beta = \frac{5,4 \cdot 10^{-8}}{3 \cdot 10^{-5}} = 1,8 \cdot 10^{-3}$ ,  $G^0$  – энергия Гиббса,  $T$  – температура.

Из (3) находим в системе СИ:

$$\frac{\chi}{4\pi} = \frac{1}{C} \exp\left(-\frac{G_0/\bar{N}}{kT}\right) \text{ (ед. СИ)}. \quad (4)$$

Соотношение (4) показывает нелинейную зависимость магнитной восприимчивости от концентрации железа (числа магнитных диполей  $\bar{N}$ ).

При  $\bar{N} \rightarrow \infty$  (4) имеет асимптотику  $\chi/4\pi = 560$  ед. СИ. Минералов с такими значениями  $\chi$  в природе не существует (самым большим значением  $\chi = 250$  ед. СИ обладает сравнительно редкий минерал якобит). Однако, поскольку  $\bar{N}$  имеет конечное значение, то асимптотическое значение  $\chi = 1/C$  никогда не достигается.

Вычислим максимальное значение  $\chi_{\max}$  для магнетита ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). Для этого рассмотрим выражение, стоящее под знаком экспоненты в (4)

$$\frac{G^0/\bar{N}}{kT} = \frac{G^0}{kT} \cdot \frac{100}{N_A \cdot C_{Fe}^{Mt}} \quad (5)$$

В (5) возьмем максимальное значение содержания железа в магнетите  $C_{Fe}^{Mt} = 72\%$ . В этом случае формула (4) дает

$$\chi_{\max} = 26,4 \text{ ед. СИ.}$$

По литературным данным, для магнетита  $\chi_{\max}$  составляет 25 ед. СИ, что отличается от полученного на 5,4 %. Это говорит о правильности предпосылок, положенных в основу модели (4).

Рассмотрим соответствие соотношения (4) экспериментальным данным  $\chi = f(C_{Fe}^{Mt})$ . Расчеты показывают, что при  $C_{Fe}^{Mt} < 60\%$ , соотношение (4) дает заниженные результаты. Исходя из общей концепции рассматриваемой модели (4), предложим линейную зависимость  $\chi$  от  $\bar{N}$  в виде:

$$\frac{\chi}{4\pi} = \frac{kT}{C} \frac{\bar{N}}{G^0}. \quad (6)$$

Для магнетита  $\frac{kT}{C} = 2,31 \cdot 10^{-18}$  Дж;  $G_M^0 = 1,014 \cdot 10^6$  Дж·моль<sup>-1</sup>;

$$\bar{N} = N_A \cdot \frac{C_{Fe}^{Mt}}{100}.$$

Тогда:

$$\frac{\chi}{4\pi} = 2,3 \cdot 10^{-18} \text{ Дж} \cdot \frac{6,02 \cdot 10^{23} \text{ моль}^{-1}}{1,014 \cdot 10^6 \text{ Дж} \cdot \text{моль}^{-1} \cdot 10^2} C_{Fe}^{Mt} = 1,38 \cdot 10^{-2} C_{Fe}^{Mt}.$$

$$C_{Fe}^{Mt} = 72,46 \chi / 4\pi \quad (7)$$

Расчеты по формуле (7) показывают, что с точностью до 10 % линейная зависимость справедлива в диапазоне  $C_{Fe}^{Mt} = (30-60)$  %. Зависимость  $\chi = f(C_{Fe}^{Mt})$  можно аппроксимировать прямыми:

$$\frac{\chi}{4\pi} = 1,38 \cdot 10^{-2} C_{Fe}^{Mt}; G^0 = 1,014 \cdot 10^6; (30 < C_{Fe}^{Mt} < 60 \%);$$

$$\frac{\chi}{4\pi} = 0,39 \cdot 10^{-2} C_{Fe}^{Mt}; G^0 = 3,54 \cdot 10^6; (0 < C_{Fe}^{Mt} < 30 \%).$$

Если рассматривать их как касательные к кривой, то эта общая кривая должна быть параболой, то есть

$$\frac{\chi}{4\pi} = 1,2 \cdot 10^{-4} (C_{Fe}^{Mt})^2 \quad (8)$$

Расчитанные по (8) значения  $\chi/4\pi$  представлены в табл. 1 и согласуются с экспериментальными данными.

Однако, при  $C_{Fe}^{Mt} = 50$  % и выше погрешность равна 12,5 % и выше. Поскольку рассмотренный подход в определенной степени эвристиче-

**Таблица 1. Сравнение теоретических и экспериментальных зависимостей концентрации магнетитового железа от магнитной восприимчивости**

$C_{Fe}^{Mt}$ , %	$\chi/4\pi$ (теор.)	$\chi/4\pi$ (экспер.)
10	0,012	0,020
20	0,048	0,052
30	0,108	0,110
50	0,300	0,340
60	0,768	0,640

ский (искусственный), то он не приводит ни к каким физическим заключениям.

В нашем случае область изменения  $\chi$  можно разбить на три части: I –  $C_{Fe}^{Mt} < 30\%$ ; II –  $C_{Fe}^{Mt}$  – в пределах 30–60%; III –  $C_{Fe}^{Mt} > 60\%$ .

Третья область близка к предельной концентрации  $C_{Fe}^{Mt} = 72\%$ , и описывается, как мы уже видели, соотношением  $\chi/4\pi = C^{-1} \exp\{-G^0 \cdot 100/C_{Fe}^{Mt} kT\}$ , но на практике не встречается. При малых значениях  $C_{Fe}^{Mt}$   $\chi/4\pi = 0,39 \cdot 10^{-2} C_{Fe}^{Mt}$  со средним значением  $G^0 = 3,54 \cdot 10^6$ . Это означает, что при малом содержании магнетита в руде энергия Гиббса термостата в нашей модели резко возрастает, что является следствием влияния нерудных минералов на  $G^0$ . Из числа нерудных минералов, входящих в состав магнетитовых руд, многие имеют большие значения  $G^0$  (табл. 2), что приводит, в соответствии с (6), к уменьшению  $\chi$ .

Таблица 2. Энергия Гиббса нерудных минералов

Минерал	Альбит	Апатит	Мусковит	Гипс	Гранат	Скаполит
$G^0, 10^6$ Дж·моль <sup>-1</sup>	3,7	6,5	3,7	5,6	3,6	1,8

Развиваемый нами теоретический подход к анализу геофизических данных позволяет качественно, а во многих случаях и количественно, оценить влияние разных факторов на магнитные характеристики горных пород.

Рассмотрим влияние деформаций на магнитную восприимчивость пород и руд. Широкое использование КМВ при опробовании магнетитовых месторождений вызывает необходимость исследования влияния разных факторов (температуры, давления, химического состава руд и т. д.) на результаты измерений магнитной восприимчивости.

Магнитная восприимчивость большинства горных пород при увеличении давления уменьшается. Эмпирическую зависимость  $\chi$  от внешнего давления  $P$  впервые предложил С.П. Капица [6]:

$$\chi = \frac{\chi_0}{1 + \beta P},$$

где коэффициент  $\beta = \frac{1}{\chi_0} \frac{d\chi_0}{dP}$  для большинства магнетит-содержащих горных пород составляет от  $10^{-4}$  до  $10^{-3}$  см<sup>2</sup>/кг (от  $10^{-10}$  до  $10^{-9}$  Па<sup>-1</sup>) [7, 8].

Были предложены теоретические модели, описывающие зависимость  $\chi$  от  $P$  [9]. Суть большинства моделей сводилась к двум эффектам. Первый связан со смещением доменных границ под действием давления, второй – с вращением вектора спонтанной намагниченности.

Мы рассмотрим вопрос о связи  $\chi$  и  $P$  с точки зрения термодинамики. Выше (6) получено выражение для магнитной восприимчивости в виде:

$$\chi = A \frac{C_{Fe}^{Mt}}{G^0}, \quad (9)$$

где  $A = 4\pi \frac{kT}{100C} \cdot N_A$ .

При изменении давления изменение энергии Гиббса равно

$$\Delta G^0 = V \Delta P. \quad (10)$$

Тогда (9) примет вид

$$\Delta \chi = A \frac{C_{Fe}^{Mt}}{\Delta G^0} = A \frac{C_{Fe}^{Mt}}{V \Delta P}. \quad (11)$$

Соотношение (11) показывает, что с увеличением давления магнитная восприимчивость уменьшается. Это согласуется с экспериментальными данными, показанными на рисунке [10].

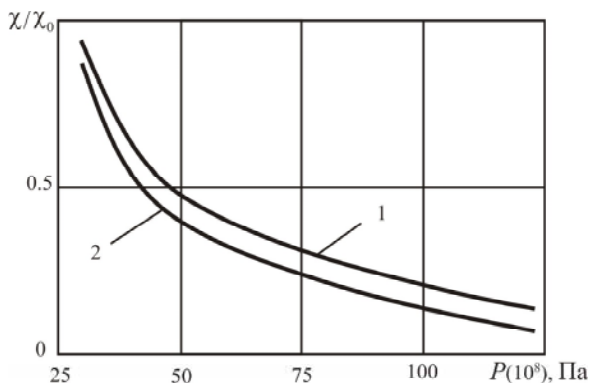


Рис. 1. Зависимость относительной магнитной восприимчивости  $\chi$  от давления  $P$  для магнетита (1) и титаномagnetита (2)

Изменение магнитной восприимчивости с глубиной разведочной скважины отмечалось многими исследователями (см., например, [11]). Этот результат непосредственно вытекает из (10), в котором полагаем  $\Delta P = \sigma \Delta h$ :

$$\Delta \chi = B \frac{C_{Fe}^{Mt}}{\Delta h}, \quad (12)$$

где  $B = A/V\sigma \approx \text{const}$ ;  $\Delta h$  – изменение глубины скважины,  $\sigma$  – плотность пород.

На глубине  $h = 1$  км при средней плотности пород  $2,6 \text{ г/см}^3$  возникает давление  $260 \text{ кг/см}^2$ . Как видно из рисунка, это соответствует изменению магнитной восприимчивости на сотые доли процента. С увеличением глубины скважины более чем на 1 км, изменение  $\chi$  резко возрастает и на глубине 10 км уже составляет около 40 %. Таким образом, влияние давления на результаты измерений магнитной восприимчивости следует учитывать в глубоких и сверхглубоких скважинах.

Для бинарной смеси потенциал Гиббса  $G_{\text{см}}^0$  дается выражением

$$G_{\text{см}}^0 = X_1 G_1^0 + X_2 G_2^0 = X_1 G_1^0 + (1 - X_1) G_2^0 = X_1 (G_1^0 - G_2^0) + G_2^0, \quad (13)$$

где  $X_1, X_2$  – мольные доли компонент 1 и 2 ( $X_1 + X_2 = 1$ );  $G_1^0, G_2^0$  – потенциалы Гиббса этих компонент.

С учетом (13) соотношение (9) примет вид

$$\chi = A \frac{1 - X_1}{X_1 (G_1^0 - G_2^0) + G_2^0}. \quad (14)$$

Изменение давления на  $\Delta P$  при  $T = \text{const}$  приводит к соотношению

$$\Delta \chi = A \frac{1 - X_1}{X_1 (V_1 \Delta P - V_2 \Delta P) + V_2 \Delta P} = A \frac{1 - X_1}{[X_1 (V_1 - V_2) + V_2] \cdot \Delta P} \quad (15)$$

причем  $V_1 + V_2 = 1$ .

Соотношение (15) показывает, что характер изменения  $\Delta \chi$  для бинарной смеси при изменении  $P$  такой же, как и для отдельно взятой компоненты.

График функции (15) будет параллелен графику функции (11) и количественно они будут отличаться лишь коэффициентом.

Для тройной системы, как нетрудно видеть, зависимость  $\Delta \chi$  от давления также имеет аналогичный (15) и (11) вид.

Коэффициент  $A$  легко вычисляется, анализ соотношений (11), (12) и (15) позволяет по измерениям магнитной восприимчивости ввести соответствующие коррективы в результаты измерений магнитных характеристик в глубоких и сверхглубоких скважинах.

Для идеальных процессов изменение внутренней энергии и энтальпии равно нулю, и свободная энергия  $\Delta F$  совпадает с энергией Гиббса  $\Delta G$ . Тогда

$$\Delta F_{II} = \Delta G = K \ln K. \quad (16)$$

Магнитная восприимчивость магнетита в скважине глубиной 1000 м ( $T = 320$  К) выражается следующим соотношением:

$$\chi = \beta \frac{kT}{\Delta G_T^0} C_{Fe}^{Mt}, \quad (17)$$

где  $\beta = (2,4 \pm 0,7) \cdot 10^{-2}$  ед. СИ.

Чтобы привести к одним единицам измерения, используем формулу

$$\beta k T N_A \frac{C_{Fe}^{Mt}}{\chi} = K \ln K,$$

где  $K = C_{Fe}^H / C_{Fe}^K$ ;  $C_{Fe}^H, C_{Fe}^K$  – начальное и конечное содержание элемента в единице объема (моль).

В данной формуле, с учетом числовых значений соответствующих параметров,  $\beta k T N_A \approx 75$  ед. СИ, в связи с чем она может быть представлена в виде:

$$75 \frac{C_{Fe}^{Mt}}{\chi} = K \ln K, \quad (18)$$

С учетом того, что процесс рудообразования идет с разрежением “атмосферы” элементов железа, из формулы (18) имеем

$$\ln K = \frac{75(C_{Fe}^K)^2}{C_{Fe}^H \chi}. \quad (19)$$

Если учесть, что среднее содержание железа в земной коре  $C_{Fe}^H = 4,65\%$ , то формула (19) принимает вид

$$\ln K = 16(C_{Fe}^K)^2 / \chi. \quad (20)$$



Последнее уравнение мы и будем использовать совместно с формулой (17) для оценки прогнозных запасов магнетитовых руд месторождений.

В идеальном случае и для идеальных твердых растворов изменение внутренней энергии и энтальпии равны нулю и свободная энергия совпадает с энергией Гиббса:

$$\Delta F = \Delta G^0. \quad (21)$$

Тогда, с учетом (17), (19), (20) и (21), нетрудно показать, что для дифференцированных запасов металла имеет место следующая формула

$$P_K = \frac{1}{\ln(q\chi)} \cdot 100 \%, \quad (22)$$

где  $q = 11\,406$  (получено с учетом значений  $\beta, C_{Fe}^{Mt}, N_A, k, T$ ).

Для Соколовского месторождения (Казахстан), например, среднее значение  $\chi_{cp} = 7,5$  ед. Си. Расчеты по формуле (22) содержания железа в единице объема дают результат 8,81 %, а содержания магнетита ( $Fe_2O_3$ ) 23,6 %. Н.И. Сафронов для этого же месторождения получил соответственно значения 11,359 % и 26,06 %. Это незначительно отличается от наших результатов.

Для того, чтобы оценить запасы месторождения с использованием соотношения (22), необходимо знать геометрию рудных тел, их среднюю магнитную восприимчивость, объемное содержание магнетита в руде. Для большинства магнетитовых месторождений Казахстана эти параметры определены. Ниже, в табл. 3, приведены рассчитанные по формуле (22) с учетом этих параметров запасы железных руд некоторых месторождений Казахстана.

**Таблица 3. Прогнозные и разведанные запасы руд магнетитового железа месторождений Казахстана**

Месторождение	Прогнозные запасы руды, млн тонн	Разведанные запасы руды, млн тонн
Соколовское	5330	3343
Сарбайское	2108	890,3
Качарское	6005	3998
<i>Кентобе</i>		
Второе (основное рудное тело)	71,87	32,733
Третье рудное тело	17,31	13,51
Куржункульское	639,3	более 80

Из табл. 3 видно, что прогнозные запасы магнетитовых руд, рассчитанные по формуле (22), больше разведанных. Прогнозные запасы Соколовского и Сарбайского месторождений в сумме составляют 7 438 млн т, а разведанные – 4 233 млн т. Н.И. Сафронов считает, что объем неразведанных запасов этих месторождений составляет 3–4 млрд тонн что вполне согласуется с нашими результатами.

Привлекает внимание разница между прогнозными и разведанными запасами руд Куржункульского месторождения [12]. До сих пор не объяснена высокая напряженность вертикальной составляющей магнитного поля (до 70 000 нТл), наличие которой стимулировало неоднократное проведение дополнительных геологоразведочных работ.

Достоинством изложенного выше метода расчета прогнозных запасов железных руд в пределах месторождения, рудного горизонта, блока, охватываемых измерениями магнитной восприимчивости руд в естественном залегании, служит его экспрессность при удовлетворительной точности результатов.

1. *Бахвалов А.Н., Кусонский О.А.* Моделирование магнитного поля железорудных месторождений // Разведка и охрана недр. – М., 1987. – С. 43–48.
2. *Бахвалов А.Н., Иголкина Г.В., Портнов В.С.* Математическое моделирование внутреннего магнитного поля неоднородно намагниченных тел с целью определения их намагниченности // Известия вузов. Геология и разведка. – 1988. – № 6. – С. 39–42.
3. *Методические указания по магнитному методу опробования с аппаратурой РИМВ-2.* – Л.: НПО Рудгеофизика, 1985. – 103 с.
4. *Вуд Б.Д., Фрейзер Д.Г.* Основы термодинамики для геологов. – М.: Мир, 1981. – 184 с.
5. *Портнов В.С., Юров В.М.* Связь магнитной восприимчивости магнетитовых руд с термодинамическими параметрами и содержанием железа // Известия вузов. Горный журнал. – 2004. – № 6. – С. 122–127.
6. *Капица С.П.* Магнитные свойства изверженных горных пород при механических напряжениях // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. – 1955. – № 6. – С. 489–504.
7. *Шолло Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. – Л.: Недра, 1977. – 182 с.
8. *Kinoshita H.* Studies on piezo-magnetization // J. Geom. Geol. – 1968. – **20**, № 2. – P. 75–83.
9. *Гусев Б.В., Металлова В.В., Файнберг Ф.С.* Магнетизм пород траповой формации западной части Сибирской платформы. – Л.: Недра, 1967. – 84 с.
10. *Трухин В.И.* Введение в магнетизм горных пород. – М.: МГУ, 1973. – 275 с.
11. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. – М.: Мир, 1965. – 346 с.
12. *Железорудные формации Зауралья (Северная часть Тургайского прогиба).* – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. – 236 с.

**Оцінка прогнозних запасів родовищ магнетитових руд** В.С. Портнов, В.М. Юров, М.В. Рева, А.К. Турсунбаєва, М.П. Пузеєва

**РЕЗЮМЕ.** Встановлено залежність зміни магнітної сприйнятливості порід та руд магнетитових родовищ від вмісту заліза, зв’язаного з магнетитом, тиску, термодинамічних параметрів, мінерального складу руд та вмісних порід. Отримані закономірності є основою розрахунку прогнозних запасів за результатами вимірів магнітної сприйнятливості.

**Ключові слова:** магнітна сприйнятливість, рудне тіло, магнетит, родовище, концентрація, прогнозний запас, потенціал Гіббса.

**An evaluation of probable reserves of magnetite ore** V.S. Portnov, V.M. Yurov, N.V. Reva, A.K. Tursunbaeva, M.P. Puzeeva

**SUMMARY.** There are determined the regularities changes of magnetic susceptibility and iron content in rocks and ore magnetite's deposits concerning with the magnetite, pressure, thermodynamics, mineral content of rocks and ore deposits. These defined regularities work as base of an evaluation of probable reserves using the observation of magnetic susceptibility.

**Keywords:** magnetic susceptibility, ore body, magnetite, deposit, concentration, probable reserves, Gibbs potential.