

استفاده از سیگنال تحلیلی در برآورد نسبت مغناطش به چگالی توده‌های زمین‌شناسی

کمال علمدار^{۱*}، عبدالحمید انصاری^۲ و ابوالقاسم کامکار روحانی^۳

^۱ دانشجوی دکتری اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

^۲ دانشیار ژئوفیزیک اکتشافی، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی دانشگاه یزد، ایران

^۳ دانشیار ژئوفیزیک اکتشافی، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

(دریافت: ۸۹/۲/۱۳، پذیرش نهایی: ۹۰/۷/۱۹)

چکیده

نظریه پواسون منجر به ایجاد رابطه‌ای ساده بین پتانسیل گرانی و مغناطیسی می‌شود که نتیجه آن امکان تبدیل هم‌زمان بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و گرانی به یکدیگر است. بر طبق این رابطه پتانسیل مغناطیسی با گرادیان پتانسیل گرانی در امتداد مغناطش توده متناسب است. یکی از ضرایب تناسب فوق نسبت مغناطش به چگالی توده (MDR) است که می‌توان آن را به این روش برآورد کرد. در این نوشتار با ترکیب رابطه پواسون با مفهوم سیگنال تحلیلی توسعه یافته به برآورد MDR پرداخته شده است. این روش روی داده‌های گرانی و مغناطیسی مصنوعی مدل دو و سه‌بُعدی به‌طور موفقیت‌آمیز به کار رفته است. همچنین روش پیش‌گفته روی داده‌های گرانی و مغناطیسی واقعی توده مولد بی‌هنجاری شماره ۳ سنگ‌آهن گل‌گهر به کار برده شده و مقدار MDR بین ۴ تا ۱۹/۸۷ بر حسب $(mA.m^2 Kg) \times 10^{-2}$ در نقاط گوناگون منطقه تعیین شده است که اطلاعات زمین‌شناسی موجود را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: رابطه پواسون، گرادیان، پتانسیل مغناطیسی و گرانی، سیگنال تحلیلی توسعه‌یافته، MDR، گل‌گهر

Using analytic signal in determination of the magnetization to density ratio (MDR) of the geological bodies

Alamdar, K.¹, Ansari, A. H.² and Kamkare-Rouhani, A.³

¹ PhD student in mineral exploration, Mining, Petroleum and Geophysics Department, Shahrood University of Technology, Iran

² Associate Professor of the exploration geophysics, Mining and Metallurgy Engineering Department, Yazd University, Iran

³ Associate Professor of the exploration geophysics, Mining, Petroleum and Geophysics Department, Shahrood University of Technology, Iran

(Received: 03 May 2010, Accepted: 11 Oct 2011)

Abstract

Gravity and magnetic data are usually processed and interpreted separately, and fully integrated results basically are created in the mind of the interpreter. Data interpretation in such a manner requires an interpreter experienced both on topics concerning potential field theory and the geology of the study area. To simplify the joint interpretation of data, the automatic production of auxiliary interpreting products, in the form of maps or profiles, is useful to help a less experienced interpreter or when investigating regions with poorly known geology. Fortunately, a suitable theoretical background for the joint interpretation of gravity and magnetic anomalies is well established and can serve promptly in generating such products. Because of its mathematical expression, this theory commonly is referred to as the Poisson relation or the Poisson theorem, as in more recent

publications. In summary, the Poisson theorem (term adopted here) establishes a linear relationship between the gravity and magnetic potentials and, by extension, between the corresponding anomalies measured in practice or derived from them by applying suitable data processing. For the joint interpretation of potential field data, the Poisson theorem has been used mainly to determine the magnetization–density ratio (MDR) (Garland, 1951; Chandler et al., 1981; Chandler and Malek, 1991) and, less often, the magnetization direction of single dense and magnetic structures (Ross and Lavin, 1966; Cordell and Taylor, 1971).

In this study we propose to combine a 3-D analytic signal method and Poisson theorem to calculate the MDR value. The amplitude of the simple analytic signal is defined as the square root of the squared sum of the vertical and two horizontal derivatives of the magnetic field (Roest et al. 1992). The outlines of the geological boundaries can be determined by tracing the maximum amplitudes of the analytic signal. The analytic signal exhibits maximum amplitudes over magnetization contrasts. Hence, the advantage is that in addition to the geological boundaries indicated by the maximum amplitudes of analytic signals, we can determine the MDR without considering the datum levels.

The final equation for estimation of MDR is:

$$MDR = G \frac{|MAS_0|}{|GAS_1|},$$

Where $|MAS_0|$ represents the amplitude of simple zeroth-order analytic signal of magnetic anomaly and $|GAS_1|$ represents the amplitude of first-order analytic signal of gravity anomaly. In this equation G is gravitational constant.

On the basis of gravity and magnetic anomaly data, we have proposed a method by applying analytic signals to Poisson theorem to calculate the MDRs of geological structures. The advantage of using this method is that not only we can estimate the MDR distribution of the subsurface sources; we can also determine the geological boundary. The synthetic models and real data have shown that the proposed method is feasible. Also we applied the proposed method on real gravity and magnetic data from Gol-e-Gohar No.3 anomaly. Based on the estimated MDR values, the maximum of the MDR has located on southern part of study area which is in agreement with location of subsurface ore body. Furthermore, this method proves that there are two major rocks in the study area namely, Metamorphism and Igneous.

Key words: Poisson relationship, Gradient, Magnetic and gravity potentials, Enhanced analytic signal, MDR, Gol-Gohar

۱ مقدمه

می‌توان داده‌های گرانی و مغناطیسی را با هم تفسیر کرد. تنها شرط استفاده از رابطه پواسون این است که بی‌هنجاری‌های گرانی و مغناطیسی از یک توده یکسان ناشی شده باشند (کردل و تیلور، ۱۹۷۱؛ گارلند، ۱۹۵۱) و ضمناً توزیع مغناطش و چگالی درون منبع مولد بی‌هنجاری یکنواخت باشد (مندونکا، ۲۰۰۴؛ دو و همکاران، ۲۰۰۹؛ مندونکا و میگود، ۲۰۰۸). این رابطه

معمولاً تفسیر داده‌های مغناطیسی و گرانی جدا و مستقل از هم صورت می‌گیرد. اما صادق بودن نظریه پتانسیل در مورد میدان مغناطیسی و گرانی منجر به تولید رابطه‌ای موسوم به رابطه پواسون می‌شود که با استفاده از آن می‌توان بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و گرانی را به هم تبدیل کرد (گرانگ و وست، ۱۹۶۵؛ چاندلر و مالک، ۱۹۹۱؛ چاندلر و همکاران، ۱۹۸۱). با استفاده از رابطه پواسون

میگود، ۲۰۰۸).

اگر به دو طرف رابطه (۱)، عملگر گرادینان سه بُعدی $(\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{k})$ را اعمال کنیم، آن گاه بردار میدان مغناطیسی \vec{T}_m با مغناطش در امتداد (m) به شکل زیر تعیین خواهد شد:

$$\begin{aligned} T_m &= \frac{\partial U_m}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial U_m}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial U_m}{\partial z} \hat{k} \\ &= \frac{1}{G} \frac{\Delta M}{\Delta \rho} \nabla \left(\frac{\partial U_g}{\partial m} \right), \end{aligned} \quad (2)$$

با فرض اینکه توده دارای مغناطش قائم است (در غیر این صورت داده‌های برداشت شده به قطب منتقل می‌شوند) بردار میدان مغناطیس در جهت قائم \vec{T}_z به صورت زیر تعیین می‌شود (لورای، ۲۰۰۶):

$$\vec{T}_z = \frac{1}{G} \frac{\Delta M}{\Delta \rho} \nabla g_z, \quad (3)$$

در اینجا $\vec{T}_m = \hat{T}_z$ که در این حالت MDR از رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$MDR = G \frac{|\vec{T}_m|}{|\nabla \cdot g_z|}, \quad (4)$$

هسو و همکاران (۱۹۹۶) و (۱۹۹۸b) رابطه سیگنال تحلیلی توسعه یافته (مشتقات قائم مرتبه بالاتر سیگنال تحلیلی) را به شکل زیر تعریف کردند:

$$\begin{aligned} AS_n(x, y) &= \frac{\partial^n}{\partial z^n} \left(\frac{\partial F}{\partial x} \right) \hat{x} + \frac{\partial^n}{\partial z^n} \left(\frac{\partial F}{\partial y} \right) \hat{y} + i \frac{\partial^n}{\partial z^n} \left(\frac{\partial F}{\partial z} \right) \hat{z}, \end{aligned} \quad (5)$$

که در آن، F بی‌هنجاری میدان پتانسیل (مغناطیسی یا گرانی) و n مرتبه مشتق قائم است. اگر در رابطه بالا مقدار n صفر انتخاب شود همان سیگنال تحلیلی ساده به دست می‌آید. اندازه سیگنال تحلیلی توسعه یافته (رابطه بالا) نیز از رابطه زیر نتیجه می‌شود:

مستقل از شکل و موقعیت منبع است. بنابراین بدون نیاز به اطلاع از هندسه منبع می‌توان میدان مغناطیسی را مستقیماً از میدان گرانی و یا میدان گرانی را از روش میدان مغناطیسی محاسبه کرد. علاوه بر کاربرد رابطه پواسون در تبدیلات میدان پتانسیل مانند تبدیل شبه گرانی، تبدیل به قطب و تبدیل به استوا (هسو، ۲۰۰۲)، از این رابطه می‌توان برای برآورد نسبت مغناطش به چگالی منابع بی‌هنجاری میدان پتانسیل استفاده کرد. در این نوشتار از ترکیب رابطه پواسون و کمیت سیگنال تحلیلی برای برآورد نسبت مغناطش به چگالی توده مولد مربوط به داده‌های مصنوعی یک مدل منشور قائم و نیز داده‌های مغناطیس‌سنجی واقعی منطقه گل‌گهر سیرجان استفاده شده است.

۲ نظریه روش

برای یک نقطه مشاهده‌ای بیرون از منبع با هندسه دلخواه، بر طبق رابطه پواسون، پتانسیل مغناطیسی U_m و پتانسیل گرانی U_g طبق رابطه زیر به هم وابسته‌اند (چاندلر و مالک، ۱۹۹۱؛ دو و همکاران، ۲۰۰۹؛ ویلسون، ۱۹۷۰):

$$U_m = \frac{1}{G} \frac{\Delta M}{\Delta \rho} \frac{\partial U_g}{\partial m}, \quad (1)$$

که در آن، G ثابت جهانی گرانش، $\Delta \rho$ اختلاف چگالی توده با اطراف، ΔM اختلاف شدت مغناطش توده با اطراف و m امتداد مغناطش است. با استفاده از رابطه پواسون می‌توان توزیع مکانی نسبت مغناطش به چگالی (MDR) را درون توده برآورد کرد. با این حال مشکل اینجا است که در برداشت‌های صحرائی، به جای پتانسیل مغناطیسی و گرانی، معمولاً میدان‌های پتانسیل (مغناطیسی و گرانی) برداشت می‌شود؛ حال آنکه رابطه پواسون بین پتانسیل گرانی و مغناطیسی نوشته می‌شود (مندونکا و

کاربرد این روش روی مدل‌های مصنوعی آزمایش می‌شود. مثال اول از یک مدل دو بُعدی تشکیل شده که در آن سه توده دایک در اعماق متفاوت قرار گرفته‌اند (شکل ۱-الف). ضخامت هر سه توده ۵۰۰ متر انتخاب شده است. شدت بردار مغناطیس اطراف ۴۵۰۰۰ نانوتسلا و زاویه میل و انحراف آن به ترتیب ۵۵ و ۱۵ درجه منظور شده است. پارامترهای فیزیکی مورد استفاده در تولید مدل در جدول ۱ آمده است. توده‌ها فقط دارای مغناطیس القایی هستند و مؤلفه مغناطیس‌پذیری باقی‌مانده آنها صفر در نظر گرفته شده است. شکل ۱-ب منحنی پاسخ مغناطیسی توده‌های دایکی شکل را نشان می‌دهد. در این شکل سه بی‌هنجاری دوقطبی مربوط به این سه توده مشاهده می‌شود. شکل ۱-ج پاسخ گرانی مدل‌های پیش‌گفته را نشان می‌دهد. در شکل ۱-د منحنی تبدیل به قطب داده‌های مغناطیسی قسمت ب آمده است. در این شکل اثر دوقطبی بی‌هنجاری‌ها حذف شده و بیشینه مقدار بی‌هنجاری مغناطیسی روی توده قرار گرفته است. شکل‌های ۱-ه و ۱-و به ترتیب منحنی‌های سیگنال تحلیلی ساده داده‌های مغناطیس‌سنجی (MAS_0) و سیگنال تحلیلی مرتبه اول داده‌های گرانی‌سنجی (GAS_1) را نشان می‌دهند. در این دو شکل، بیشینه مقدار سیگنال تحلیلی، موقعیت توده‌های دایکی را نشان می‌دهد. در نهایت شکل ۱-ز منحنی برآورد عمق نسبت MDR مربوط به توده‌ها را نشان می‌دهد. جدول ۱ مقایسه بین مقادیر نظریه و برآورد شده مربوط به مثال اول را به دست می‌دهد.

$$|AS_n(x, y)| = \sqrt{\frac{\partial^n}{\partial z^n} \left(\frac{\partial F}{\partial x} \right)^2 + \frac{\partial^n}{\partial z^n} \left(\frac{\partial F}{\partial y} \right)^2 + i \frac{\partial^n}{\partial z^n} \left(\frac{\partial F}{\partial z} \right)^2}, \quad (6)$$

اگر از دو طرف رابطه (۴) در امتداد z مشتق بگیریم (دو و همکاران، ۲۰۰۹):

$$MDR = G \frac{|\bar{T}_m|}{|\nabla \cdot g_z|} = G \frac{\frac{\partial}{\partial z} |\bar{T}_m|}{\frac{\partial}{\partial z} |\nabla \cdot g_z|} = G \frac{\left| \frac{\partial \bar{T}_m}{\partial z} \right|}{\left| \nabla \cdot \frac{\partial g_z}{\partial z} \right|}, \quad (7)$$

که در آن،

$$\left| \frac{\partial \bar{T}_m}{\partial z} \right| = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial U_m}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial U_m}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial U_m}{\partial z} \right)^2} = MAS_0$$

$$\left| \nabla \cdot \frac{\partial g_z}{\partial z} \right| = \sqrt{\left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial g_z}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial g_z}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial}{\partial z} \frac{\partial g_z}{\partial z} \right)^2} = GAS_1$$

در روابط فوق MAS_0 یعنی سیگنال تحلیلی ساده بی‌هنجاری مغناطیسی و GAS_1 بیانگر مشتق قائم مرتبه اول سیگنال تحلیلی بی‌هنجاری گرانی است. در نتیجه رابطه نهایی برآورد MDR براساس ترکیب رابطه پواسون و سیگنال تحلیلی به صورت زیر است (دو و همکاران، ۲۰۰۹):

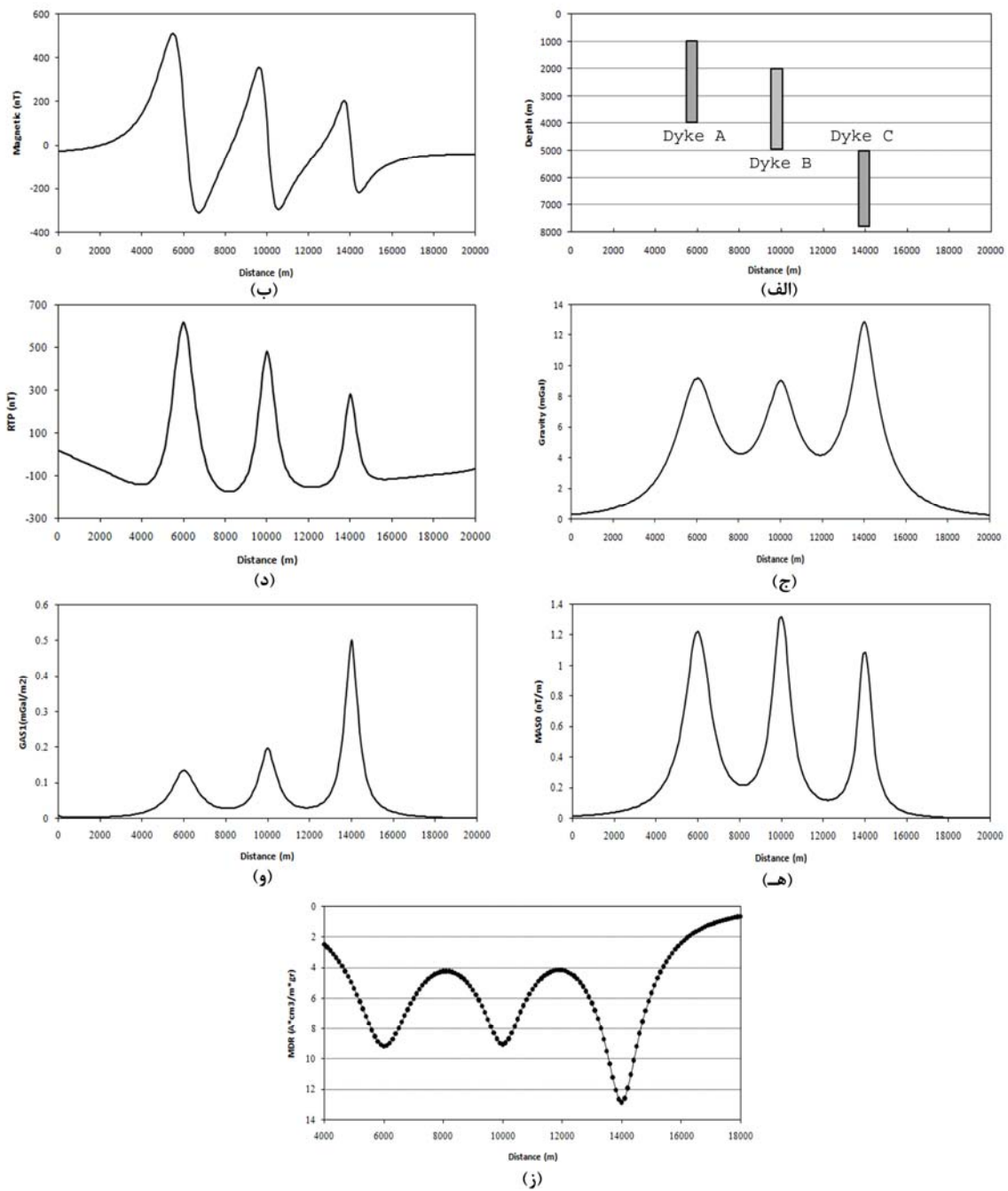
$$MDR = G \frac{|MAS_0|}{|GAS_1|}, \quad (8)$$

۳ کاربرد روی داده‌های مصنوعی

به منظور بررسی کارایی روش پیش‌گفته، در این قسمت

جدول ۱. پارامترهای فیزیکی مورد استفاده در مدل مصنوعی مثال اول.

توده	عمق (متر)	ضخامت (متر)	اختلاف چگالی با اطراف (gr/cm^3)	مغناطیس (A/m)	مقدار نظری MDR	مقدار برآوردی MDR
دایک A	۱۰۰۰	۵۰۰	۰/۴	۰/۰۴	۱۰	۹/۶
دایک B	۲۰۰۰	۵۰۰	۰/۴	۰/۰۴	۱۰	۹/۶
دایک C	۵۰۰۰	۵۰۰	۰/۶	۰/۰۵	۱۲	۱۳/۴



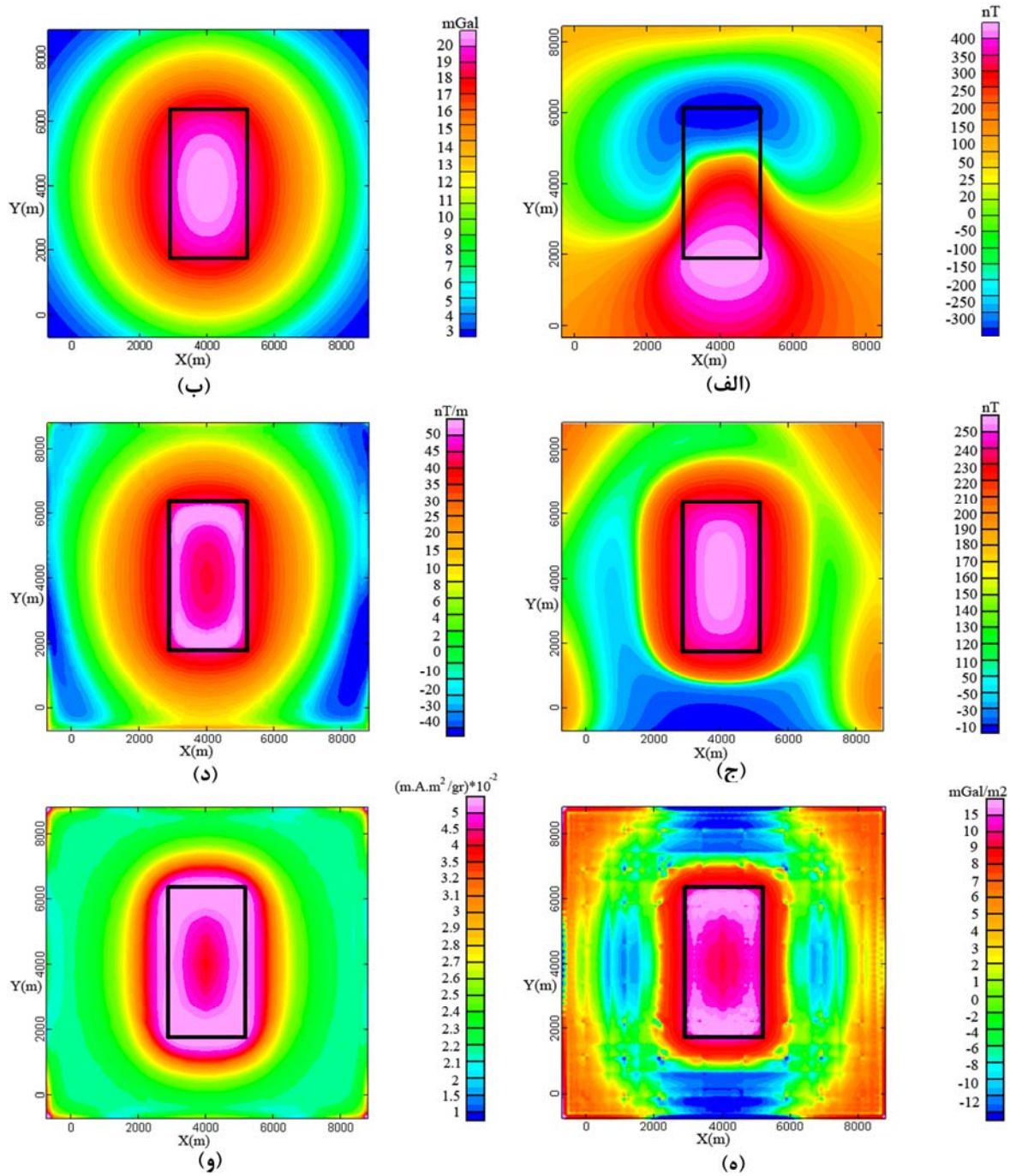
شکل ۱. کاربرد روش روی مدل مصنوعی دو بُعدی متشکل از سه توده دایک. (الف) مقطع سه توده دایک در اعماق متفاوت. پارامترهای فیزیکی مورد استفاده در جدول ۱ آمده است. (ب) پاسخ مغناطیسی سه توده به ازای زاویه میل و انحراف به ترتیب ۵۵ و ۱۵ درجه، (ج) پاسخ گرانی مدل مصنوعی، (د) منحنی تبدیل به قطب داده‌های مغناطیسی قسمت (ب)، در این شکل حالت دو قطبی بی‌هنجاری مغناطیسی قسمت (ب) از بین رفته است. (ه) منحنی سیگنال تحلیلی ساده داده‌های مغناطیس‌سنجی (MAS₀)، (و) منحنی مشتق قائم مرتبه اول سیگنال تحلیلی داده‌های گرانی‌سنجی (GAS₁) و (ز) منحنی برآورد MDR با استفاده از روش پیش‌گفته.

در مثال سوم مدل مصنوعی متشکل از دو توده منشوری را در نظر می‌گیریم. پارامترهای فیزیکی مدل در جدول ۲ آورده شده است. پاسخ مغناطیسی مدل به ازای بردار مغناطیسی با شدت ۵۰۰۰۰ نانوتسلا و زاویه میل و انحراف به ترتیب برابر با ۵۰ و ۵ درجه تولید شده است (شکل ۳-الف). در شکل ۳-ب پاسخ گرانی مدل آمده است. شکل ۳-ج مربوط به نقشه تبدیل به قطب داده‌های مغناطیس‌سنجی قسمت الف است. در این شکل ماهیت دوقطبی بی‌هنجاری مغناطیسی از بین رفته است. شکل ۳-د نقشه سیگنال تحلیلی ساده داده‌های مغناطیسی را نشان می‌دهد. در این شکل بیشینه مقدار سیگنال تحلیلی موقعیت منشورها را نشان می‌دهد. شکل ۳-ه نقشه مشتق قائم مرتبه اول سیگنال تحلیلی داده‌های گرانی را نشان می‌دهد. در این شکل مرزهای توده‌های منشوری با دقت زیادی نسبت به اطراف برجسته شده است. شکل ۳-و مربوط به نقشه توزیع مقادیر MDR برآورد شده با استفاده از رابطه (۸) است. مقایسه بین مقادیر واقعی MDR و مقادیر برآورد شده آن در جدول ۲ گزارش شده است. مقدار برآورد شده نسبت MDR مربوط به منشور A، $3/28$ (در مقابل مقدار واقعی $3/5$) و برای منشور B، $3/22$ (در مقابل مقدار واقعی ۳) است.

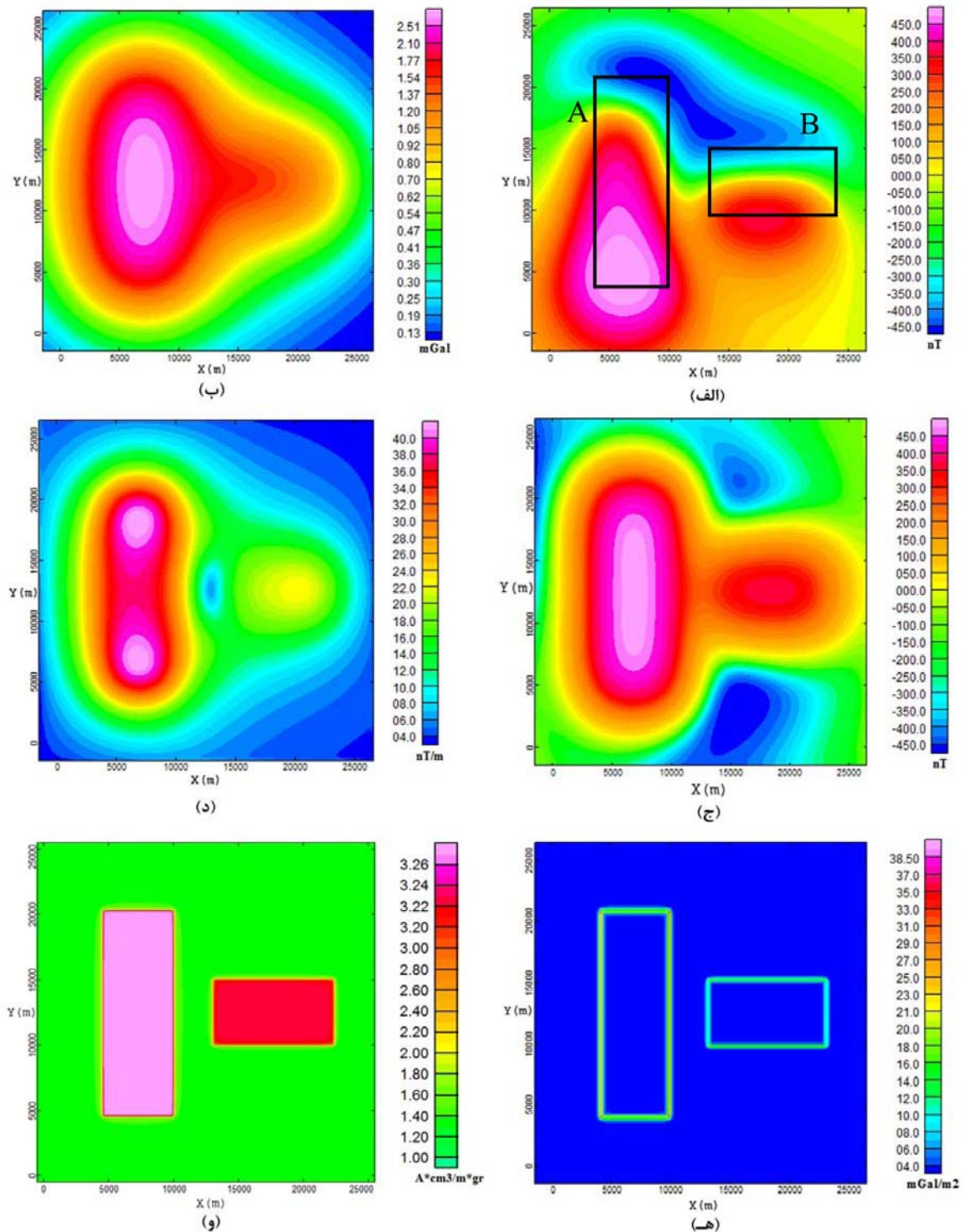
در مثال دوم کاربرد روش پیش‌گفته روی داده‌های مغناطیسی و گرانی مصنوعی مربوط به مدل منشور قائم با سطح مقطع مستطیل به ابعاد 2000×4000 متر شرح داده می‌شود. مدل در عمق ۵۰۰ متری قرار دارد و زاویه میل و انحراف بردار میدان مغناطیس زمین به ترتیب ۳۵ و ۵- درجه در نظر گرفته شده است. اختلاف خودپذیری مغناطیسی مدل با اطراف برابر با 0.2 در دستگاه SI و اختلاف چگالی آن با اطراف 0.4 گرم بر سانتی‌متر مکعب فرض شده است. شکل (۲-الف و ۲-ب) به ترتیب نقشه پاسخ مغناطیسی و گرانی مدل منشوری را نشان می‌دهد. در شکل (۲-ج) نقشه تبدیل به قطب داده‌های مغناطیسی قسمت الف آمده است. در این شکل ماهیت دوقطبی بی‌هنجاری حذف شده است. شکل (۲-د) مربوط به نقشه سیگنال تحلیلی ساده داده‌های تبدیل به قطب (کمیت MAS_0 در رابطه (۸)) قسمت ج است. شکل (۲-ه) نقشه مشتق قائم مرتبه اول سیگنال تحلیلی داده‌های گرانی (کمیت GAS_1 در رابطه (۸)) قسمت ب را نشان می‌دهد. در نهایت شکل (۲-و) نقشه تغییرات نسبت مغناطش به چگالی (MDR) مدل منشور قائم را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل مشخص است، بیشینه مقدار MDR برابر 0.05 برحسب $10^{-2} (m.A.m^2.kg)$ است که دقیقاً روی توده قرار دارد.

جدول ۲. پارامترهای فیزیکی مورد استفاده در مدل مصنوعی مثال سوم.

توده	عمق (متر)	طول (متر)	عرض (متر)	مغناطش (A/m)	اختلاف چگالی (gr/cm^3)	مقدار نظری MDR	مقدار برآورد شده MDR
منشور A	۲۰۰۰	۱۷۵۰۰	۵۰۰۰	۱/۷۵	۰/۵	۳/۵	۳/۲۸
منشور B	۴۵۰۰	۱۰۰۰۰	۵۰۰۰	۲	۱/۵	۳	۳/۲۲



شکل ۲. کاربرد روش روی داده‌های مغناطیسی و گرانی مصنوعی مدل منشور قائم با سطح مقطع مستطیل. اختلاف خودپذیری مغناطیسی و چگالی مدل با اطراف به ترتیب برابر با ۰/۰۲ در دستگاه SI و ۰/۴ گرم بر سانتی متر مکعب فرض شده است. (الف) نقشه هم‌مقدار مغناطیسی مدل، (ب) نقشه هم‌مقدار گرانی مدل، (ج) نقشه تبدیل به قطب داده‌های مغناطیسی، (د) نقشه سیگنال تحلیلی داده‌های تبدیل به قطب، (ه) نقشه مشتق قائم مرتبه اول سیگنال تحلیلی داده‌های گرانی و (و) نقشه MDR که توسط رابطه (۸) محاسبه شده است.



شکل ۳. کاربرد روش روی مدل مصنوعی شامل دو توده منشوری در اعماق متفاوت. پارامترهای فیزیکی مورد استفاده در تولید داده‌های مصنوعی مدل در جدول ۲ آمده است. (الف) نقشه پاسخ مغناطیسی مدل به ازای زاویه میل و انحراف به ترتیب برابر با ۴۵ و ۵ درجه، (ب) پاسخ گرانی دو توده منشوری، (ج) نقشه تبدیل به قطب داده‌های مغناطیسی قسمت (الف)، (د) نقشه سیگنال تحلیلی ساده داده‌های مغناطیسی قسمت (الف)، (ه) نقشه مشتق قائم مرتبه اول سیگنال تحلیلی داده‌های گرانی قسمت (ب) و (و) نقشه تغییرات نسبت MDR مربوط به دو توده منشوری با استفاده از روش عرضه شده در مقاله.

۴ چگالی و مغناطش سنگ‌ها

باقی‌مانده و القایی توده مولد بی‌هنجاری است و در تحقیقات دیرینه مغناطیس‌شناسی کاربرد فراوانی دارد. به علاوه در مدل‌سازی پیشرو و معکوس بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با احتساب مغناطیس باقی‌مانده مربوط به توده، دانستن نسبت کوئیزبرگر سبب افزایش دقت خروجی خواهد شد. دستگاه اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها (ساسبتییلیته متر یا کاپامتر) وسیله‌ای است که با ایجاد تماس فیزیکی بین حس‌گر آن و سطح سنگ، میزان ضریب خودپذیری سنگ را تعیین می‌کند. در مواردی که هدف تعیین خودپذیری مغناطیسی سنگ‌های عمیق از روی مغزه‌های حفاری است و به علت اشکالات فنی حفاری (هرزروی گل حفاری) بازبایی مغزه کاهش می‌یابد و به اصطلاح مغزه‌ها کامل نیست، به علت نبود تماس فیزیکی مناسب بین نمونه و کاپامتر، امکان اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی سنگ وجود ندارد. در این گونه مواقع با اندازه‌گیری چگالی سنگ و از روی نسبت MDR می‌توان خودپذیری مغناطیسی سنگ را برآورد کرد.

۵ کاربرد روی داده‌های مغناطیسی و گرانی بی‌هنجاری شماره ۳

سنگ آهن گل‌گهر سیرجان

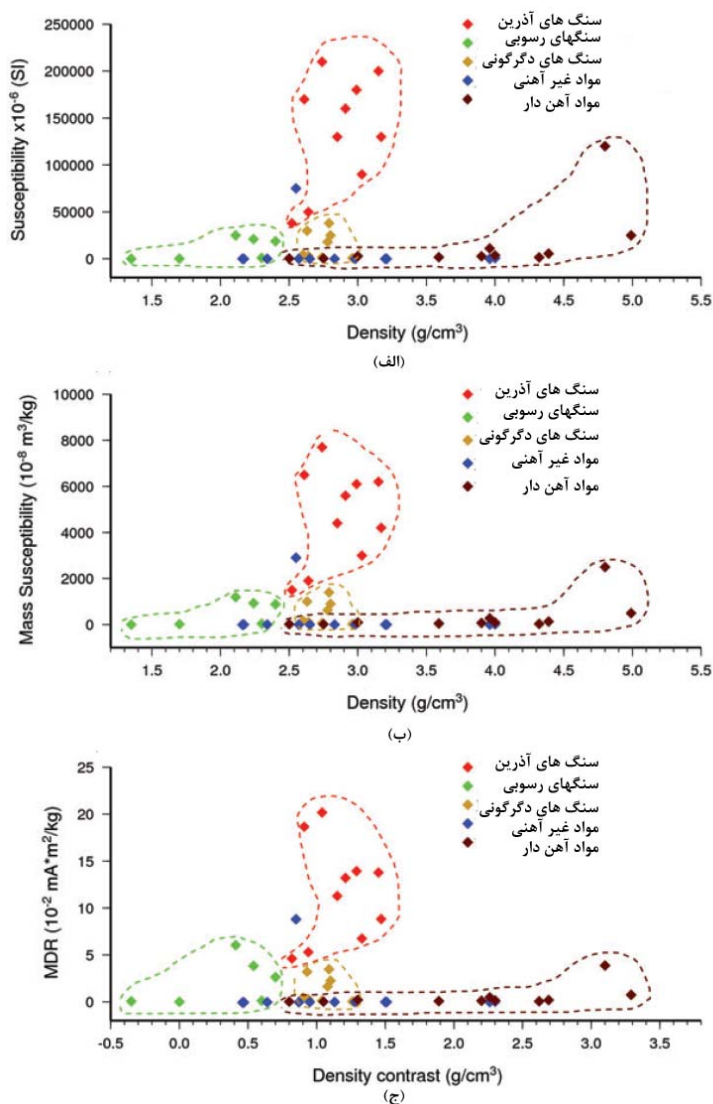
منطقه سنگ آهن گل‌گهر در استان کرمان و در حدود ۵۵ کیلومتری جنوب غربی شهرستان سیرجان واقع شده است. توده شماره ۳ گل‌گهر در حکم بزرگ‌ترین توده سنگ آهن در بین مجموع شش توده، دارای ذخیره‌ای بالغ بر ۶۴۲ میلیون تن سنگ آهن است. ماده معدنی از نوع مگنتیت زیر پوشش قابل توجه آبرفت قرار دارد و هیچ رخنمون ماده معدنی یا سنگی در محدوده معدنی مشاهده نمی‌شود، بنابراین ناحیه مورد نظر را می‌توان از نوع زمین‌های دشتی نسبتاً مسطح تلقی کرد. سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی کلاً از نوع دگرگونی با سن

به منظور درک بیشتر نسبت MDR در مورد داده‌های واقعی، براساس گزارش هانت و همکاران (۱۹۹۵) مقایسه‌ای بین مقادیر چگالی و خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها و کانی‌ها در جدول ۳ صورت گرفته است. با توجه به ترکیب متفاوت کانی‌ها می‌توان سنگ‌ها را به پنج گروه اصلی شامل سنگ‌های آذرین، سنگ‌های رسوبی، سنگ‌های دگرگونی، مواد آهن‌دار و مواد بدون آهن تقسیم‌بندی کرد. همان‌طور که از جدول استنباط می‌شود و در شکل ۴ - الف نیز نشان داده شده است، بین مقادیر چگالی و خودپذیری مغناطیسی سنگ‌های متفاوت، رابطه مشخصی وجود ندارد. به همین خاطر کمیت دیگری به نام خودپذیری مغناطیسی جرمی تعریف می‌شود که از تقسیم چگالی به خودپذیری مغناطیسی حاصل می‌آید (شکل ۴-ب). این کمیت می‌تواند ویژگی‌های انواع متفاوت سنگ‌ها را منعکس کند. اطلاع از این کمیت در تفسیر مغناطیس‌سنجی مفید واقع می‌شود. به علاوه توزیع مقادیر خودپذیری مغناطیسی جرمی می‌تواند انواع متفاوت سنگ را مشخص کند. شکل ۴-ب مقادیر مطلق خودپذیری مغناطیسی جرمی را نشان می‌دهد.

در مورد یک منطقه خاص که در آن فعالیت‌های ژئوفیزیکی صورت می‌گیرد، معمولاً اطلاعات مغناطیسی سنگ‌ها در دسترس است. لذا با تشکیل نسبت MDR می‌توان محتمل‌ترین سنگ‌های مولد بی‌هنجاری مغناطیسی را تعیین کرد. حتی اگر اطلاعات چگالی و مغناطیسی سنگ‌ها در اختیار نباشد، آگاهی از نسبت MDR به تنهایی، اطلاعاتی را در اختیار می‌گذارد که می‌توان با کمک آن، انواع متفاوت سنگ‌های مولد بی‌هنجاری را از یکدیگر جدا ساخت (شکل ۴-ج) از دیگر کاربردهای نسبت MDR می‌توان به برآورد نسبت کوئیزبرگر اشاره کرد. نسبت کوئیزبرگر عبارت از نسبت بین مغناطش

قابل توجه روی آن را پوشانده است. فرسایش مزبور در برخی جاها بخش های بالایی ماده معدنی را نیز از بین برده است. از دیدگاه کانی شناسی و نحوه قرار گیری در داخل توده ماده معدنی، سه نوع سنگ معدن متفاوت شناسایی شده است. این سه نوع ماده معدنی به نام های منیتیت بالایی، اکسید و منیتیت پایینی نامیده می شوند.

احتمالی اردوئسی اند. این سنگ ها شامل کوارتزیت، کلریت شیست، کوارتز مسکویت شیست، گنیس، آمفیبولیت واسکارن هستند. کمر بالای ماده معدنی که فقط در بخش شرقی توده معدنی وجود دارد شامل کوارتز مسکویت شیست با همبری نسبتاً تیز و ناگهانی است و در بقیه نواحی در اثر فرسایش، در کل از بین رفته و مستقیماً رسوبات آبرفتی دوره کواترنر با ضخامت متغیر و



شکل ۴. مقایسه بین مقادیر چگالی و مغناطیس پذیری سنگ های متفاوت، (الف) نمودار توزیع چگالی در مقابل خودپذیری مغناطیسی گروه های اصلی سنگ، (ب) نمودار توزیع چگالی در مقابل خودپذیری مغناطیسی جرمی و (ج) نمودار توزیع مقادیر MDR سنگ های متفاوت تشکیل دهنده پوسته زمین (دو و همکاران، ۲۰۰۹).

جدول ۳. مقایسه مقادیر چگالی و خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها و کانی‌های متفاوت (هانت و همکاران، ۱۹۹۵).

خودپذیری مغناطیسی جرمی $\kappa / \rho (10^{-8} m^3 kg^{-1})$	خودپذیری مغناطیسی $\kappa (10^{-6} SI)$	چگالی $(g/cm^3) \rho$	نوع سنگ
الف) سنگ‌های آذرین			
۱۰-۱۰۰۰۰	۲۵۰-۳۸۰۰۰	۲/۵۲	ریولیت
۶۵۰۰	۱۷۰۰۰۰	۲/۶۱	آندزیت
۰-۱۹۰۰	۰-۵۰۰۰۰	۲/۶۴	گرانیت
۹/۲-۷۷۰۰	۲۵۰-۲۱۰۰۰۰	۲/۷۴	پورفیری
۲۲-۴۴۰۰	۶۳۰-۱۳۰۰۰۰	۲/۸۵	دیوریت
۳۵-۵۶۰۰	۱۰۰۰-۱۶۰۰۰۰	۲/۹۱	دیاباز
۸/۵-۶۱۰۰	۲۵۰-۱۸۰۰۰۰	۲/۹۹	بازالت
۲۶-۳۰۰۰	۱۰۰۰-۹۰۰۰۰	۳/۰۳	گابرو
۳۰۰۰-۶۲۰۰	۹۶۰۰۰-۲۰۰۰۰۰	۳/۱۵	پریدوتیت
۴۲۰۰	۱۳۰۰۰۰	۳/۱۷	پیروکسنیت
۱۰۰-۱۰۰۰۰	۲۷۰۰-۲۷۰۰۰۰	۲/۶۹	سنگ‌های آذرآواری
۱/۴-۳۱۰۰	۳۸-۸۲۰۰۰	۲/۶۱	سنگ‌های آذرین اسیدی
۲۰-۴۴۰۰	۵۵۰-۱۲۰۰۰۰	۲/۷۹	سنگ‌های آذرین بازی
ب) سنگ‌های رسوبی			
۱۰-۱۵	۱۷۰-۲۵۰	۱/۷۰	رس
۱/۹	۲۵	۱/۳۵	زغال
۳-۸۸۶	۶۳-۱۸۶۰۰	۲/۱۰	شیل
۰/۱-۱۲۰۰	۲-۲۵۰۰۰	۲/۱۱	سنگ آهک
۰/۵-۵	۱۰-۱۰۰	۲/۲۴	رسوب قرمز
۰-۹۳۱	۰-۲۰۹۰۰	۲/۲۴	ماسه‌سنگ
-۱ تا ۴۱	-۱۰ تا ۹۴۰	۲/۳۰	دولومیت
۰-۲۰۰۰	۰-۵۰۰۰۰	۲/۱۹	متوسط سنگ‌های رسوبی
ج) سنگ‌های دگرگونی			
۱۷۰	۴۴۰۰	۲/۶۰	کوارتزیت
۱۰۰-۱۰۰۰	۳۰۰۰-۳۰۰۰۰	۲/۶۳	گرانولیت
۱-۱۱۰	۲۶-۳۰۰۰	۲/۶۴	شپست
۶۰	۱۶۰۰	۲/۷۴	فیلیت
۱۱۰-۶۳۰	۳۱۰۰-۱۸۰۰۰	۲/۷۸	سریانتین
۰-۱۴۰۰	۰-۳۸۰۰۰	۲/۷۹	اسلیت
۰-۹۰۰	۰-۲۵۰۰۰	۲/۸۰	گنایس
۲۵	۷۵۰	۲/۹۶	آمفیبولیت
۰-۲۶۰۰	۰-۷۳۰۰۰	۲/۷۶	متوسط سنگ‌های دگرگونی

ادامه جدول ۳. مقایسه مقادیر چگالی و خودپذیری مغناطیسی سنگ‌ها و کانی‌های متفاوت (هانت و همکاران، ۱۹۹۵).

خودپذیری مغناطیسی جرمی $\kappa / \rho (10^{-8} m^3 kg^{-1})$	خودپذیری مغناطیسی $\kappa (10^{-6} SI)$	چگالی $\rho (g/cm^3)$	نوع سنگ
(د) مواد غیر آهنی			
-۱	-۹	۰/۹۲	یخ
-۳/۷ تا -۹/۳	-۸۰ تا -۲۰۰	۲/۱۶	گرافیت
-۰/۴۸ تا -۰/۷۵	-۱۰ تا -۱۶	۲/۱۷	هالیت
-۰/۵ تا -۱/۳	-۱۳ تا -۲۹	۲/۳۴	ژپس
۱۲۰ - ۲۹۰۰	۳۱۰۰ - ۷۵۰۰۰	۲/۵۵	سربانتینیت
-۰/۴۹ تا -۰/۶۷	-۱۳ تا -۱۷	۲/۵۷	ارتوکلاز
-۰/۵ تا -۰/۶	-۱۳ تا -۱۷	۲/۶۵	کوارتز
-۰/۳ تا -۱/۴	-۷/۵ تا -۳۹	۲/۸۳	کلسیت
-۰/۵ تا -۲	-۱۴ تا -۶۰	۲/۹۸	انهیدریت
-۰/۳۹	-۱۲	۳/۲۰	فورستریت
-۰/۴۸	-۱۵	۳/۲۱	مگنزیت
-۰/۷۷ تا -۱۹	-۳۱ تا -۷۵۰	۴	اسفالریت
(ه) مواد آهن‌دار			
۱۳-۱۴	۳۳۰-۳۵۰	۲/۵۰	مونتموریونیت
۱۵	۴۱۰	۲/۷۵	ایلپت
۵۲-۹۸	۱۵۰۰-۲۹۰۰	۳	بیوتیت
۴۳-۵۰	۱۵۰۰-۱۸۰۰	۳/۵۹	ارتوپروکسن
۶۹	۲۷۰۰	۳/۹۰	گارنت
۳۲-۲۷۰	۱۳۰۰-۱۱۰۰۰	۳/۹۶	سیدریت
۹۲	۳۷۰۰	۴	ارتوفروسیلیت
۳۶	۱۶۰۰	۴/۳۲	اولوین
۱۳۰	۵۵۰۰	۴/۳۹	فایالیت
۶۳-۲۵۰۰	۳۰۰۰-۱۲۰۰۰۰	۴/۸۰	کرومیت
۵۰۰	۲۵۰۰۰	۴/۹۹	زاکوبسیت
۸۷۰۰	۴۵۰۰۰۰	۵/۲۱	فرانکلینیت

در آزمایش‌های جدایش مغناطیسی به قسمت باطله منتقل می‌شود.

ب- کانه اکسیده: در اثر هوازدگی این سنگ تشکیل و روی منیتیت پایینی را پوشانده است درصد هماتیت

الف- منیتیت پایینی: این سنگ در قسمت زیرین توده معدنی قرار دارد و از ۱۲ درصد هماتیت و گوتیت، با عیار گوگرد بیش از ۲ درصد تشکیل شده است. گوگرد در این زون زیاد و پراکنده و اغلب به شکل پیریت است که

نیز از ۰/۲ درصد کمتر است. در مناطق محدودی این سنگ در بالای توده معدنی قرار دارد این سنگ تا اندازه‌ای اکسید شده اما به شدت مغناطیسی است (تقی‌زاده، ۱۳۸۴).

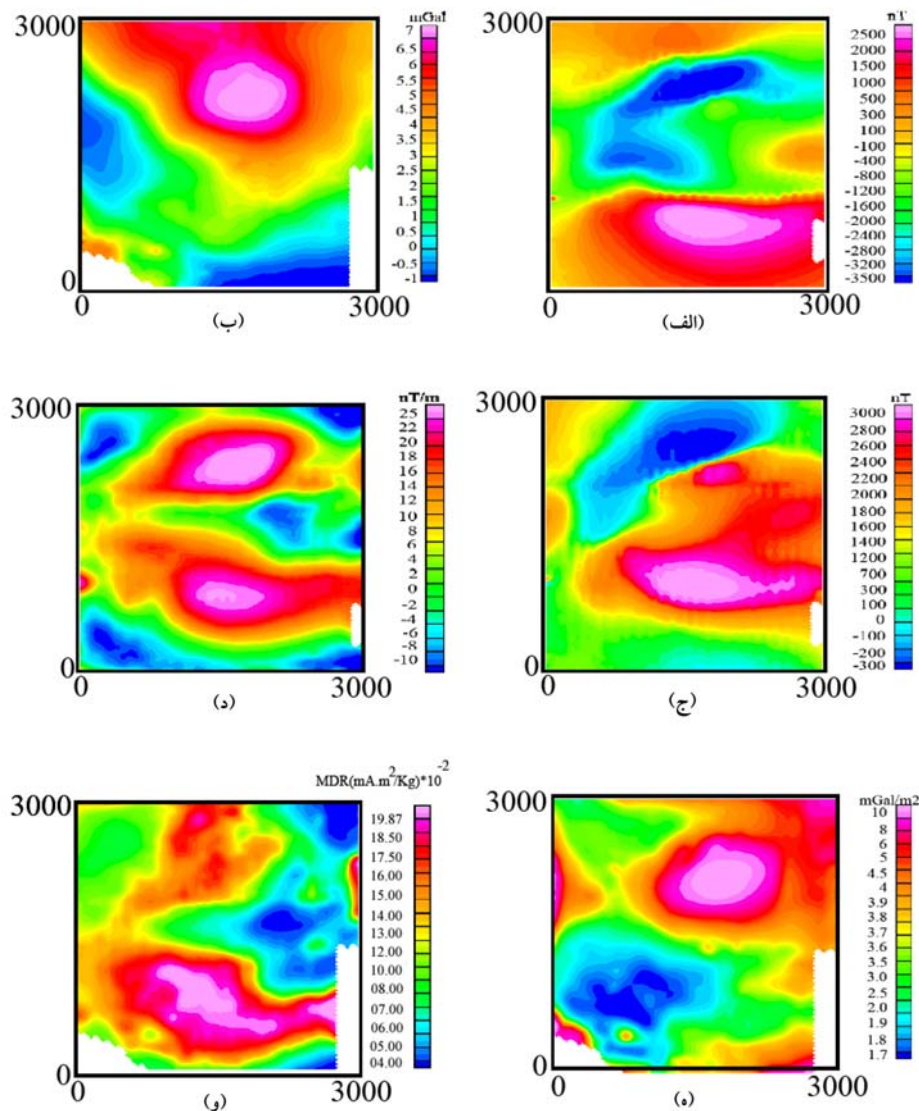
در جدول ۴ مقادیر چگالی و ضریب خودپذیری مغناطیسی مربوط به نمونه‌های مغزه‌های حفاری گمانه شماره ۱ به مختصات $X = 1500m$ و $Y = 1000m$ آمده است. مواردی از جدول ۴ که با هاشور مشخص شده است نواحی برخورد به لایه آهن دار را مشخص می‌کند.

وگوتیت در مجموع بیش از ۱۲ درصد بوده و مقدار آهن مغناطیسی آن کم است. این لایه در اثنای بالا آمدگی لایه آهن در معرض هوازدگی قرار گرفته است. پیریت و گوگرد این سنگ معدنی در اثنای مرحله اکسیداسیون به طور کامل خارج شده و توسط لیمونیت جایگزین شده اند.

ج- منیتیت بالایی: این سنگ در بالای قسمت اکسید شده قرار دارد ولی تقریباً اکسید نشده است. مقدار هماتیت و گوتیت در مجموع کمتر از ۱۲ درصد و گوگرد

جدول ۴: اطلاعات گرانی و مغناطیسی حاصل از نمونه‌های مغزه چال شماره ۱ مربوط به منطقه مورد بررسی.

Hole ID	Sample ID	Lithology	Depth (m)		Susceptibility (10^{-6} SI)	Density (gr/cm ³)
			From	To		
1	-	Alluvium	0	63.2	-	2.45
1	1226	Shist	63.20,	65.20,	93.25	2.57
1	1227	Shist	65.20,	67.20,	93	2.57
1	1228	Shist	67.20,	68.80,	93.05	2.57
1	1229	Shist	68.80,	71.00,	94.75	2.57
1	1230	Shist	71.00,	73.00,	100	2.57
1	1231	Quartzite	73.00,	75.00,	2300	2.5
1	1232	Quartzite+Muscovite shist	75.00,	77.00,	2301	2.5
1	1233	Quartzite	77.00,	79.00,	2279.5	2.56
1	1234	Quartzite+Shist	79.00,	81.00,	3000	2.6
1	1235	Quartzite	81.00,	83.00,	2900	2.544
1	1236	Andezite	83.00,	85.00,	15000	2.6
1	1237	Andezite	85.00,	87.00,	14607	2.6
1	1238	Basalt	87.00,	89.00,	23000	2.6
1	1239	Basalt+Gabbro	89.00,	91.00,	45000	2.6
1	1240	Basalt	91.00,	96.00,	40000	2.6
1	1241	Amphibulite	96.00,	98.00,	2000	3
1	1242	Amphibulite	98.00,	100.00,	2300	2.8



شکل ۴: کاربرد روش روی داده‌های مغناطیسی و گرانی توده بی‌هنجاری شماره سه گل‌گهر سیرجان، (الف) نقشه هم‌مقدار مغناطیسی منطقه، (ب) نقشه هم‌مقدار گرانی منطقه، (ج) نقشه تبدیل به قطب داده‌های مغناطیسی، (د) نقشه سیگنال تحلیلی داده‌های تبدیل به قطب، (ه) نقشه مشتق قائم مرتبه اول سیگنال تحلیلی داده‌های گرانی و (و) نقشه MDR که از رابطه (۸) محاسبه شده است.

شکل ۵ (الف و ب) به ترتیب نقشه هم‌مقدار مغناطیسی و گرانی توده مولد بی‌هنجاری شماره ۳ گل‌گهر را نشان می‌دهد. برای برآورد MDR شماره ۳ گل‌گهر باید داده‌های مغناطیسی با فرض مغناطش قائم تولید شوند که این کار با استفاده از روش تبدیل به قطب روی داده‌های مغناطیسی برداشت‌شده صورت گرفته و نتایج در شکل (۵-ج) آمده است. در مرحله بعد

در این نواحی باید مقدار MDR نسبت به دیگر نواحی بیشتر باشد. در این محدوده روی ۲۳ نیم‌رخ با فاصله ۱۰۰ متر تعداد ۱۸۴۰ ایستگاه گرانی با فاصله ۴۰ متر برداشت شده است. همچنین بررسی‌های مغناطیس‌سنجی در محدوده بی‌هنجاری شماره ۳، روی ۲۶ نیم‌رخ با فاصله ۱۰۰ متر صورت پذیرفته است که روی هر نیم‌رخ ۷۹ ایستگاه برداشت قرار دارد و فاصله بین ایستگاه‌ها ۴۰ متر

روی داده‌های مغناطیسی و گرانی مصنوعی مدل منشوری و همچنین داده‌های گرانی و مغناطیسی واقعی توده مولد بی‌هنجاری شماره ۳ گل‌گهر سیرجان به کار رفته است که محدوده تغییرات MDR در مورد آن بین ۴ تا ۱۹/۸ $(mA.m^2kg) \times 10^{-2}$ به دست می‌آید و با مقایسه آنها با نمودارهای استاندارد موجود، وجود دو نوع سنگ دگرگونی و آذرین در منطقه را تأیید می‌کند.

منابع

تقی‌زاده، م.، ۱۳۸۴، تعبیر و تفسیر آنومالی‌های گرانی و مغناطیسی آنومالی شماره ۳ معدن سنگ‌آهن گل‌گهر سیرجان، پایان‌نامه کارشناسی اکتشاف معدن، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی دانشگاه یزد.

- Chandler, V. W., and Malek, K. C., 1991, Moving-window Poisson analysis of gravity and magnetic data from the Penokean orogen, east-central Minnesota, *Geophysics*, **56**, 123-132.
- Chandler, V. W., Koski, J. S., Hinze, W. J. and Braille, L. W., 1981, Analysis of multisource gravity and magnetic anomaly data sets by moving-window application of Poisson theorem, *Geophysics*, **46**, 30-39.
- Cordell, L., and Taylor, P. T., 1971, Investigation of magnetization and density of a North American seamount using Poisson's theorem, *Geophysics*, **36**, 919-937.
- Doo, W. B., Hsu, S. K., Tsai, C. H., and Huang, Y. S., 2009, Using analytic signal to determine magnetization/density ratios of geological structures, *Geophys. J. Int.*, **179**, 112-124.
- Garland, G. D., 1951, Combined analysis of gravity and magnetic anomalies, *Geophysics*, **16**, 51-62.
- Grant, F. S., and West, G. F., 1965, *Interpretation theory in applied geophysics*, McGraw-Hill, New York, NY.
- Hsu, S. K., 2002, Imaging magnetic sources using Euler's equation, *Geophys. Prospect.*, **50**, 15-25.
- Hsu, S. K., Sibuet, J. C. and Shyu, C. T., 1996, High-resolution detection of geologic boundaries from potential-field anomalies: an enhanced analytic signal technique, *Geophysics*, **61**, 373-386.
- Hsu, S. K., Coppens, D. and Shyu, C. T., 1998b, Depth to magnetic source using the generalized analytic signal technique, *Geophysics*, **63**, 1947-1957.

کمیت‌های ورودی رابطه (۸) یعنی سیگنال تحلیلی داده‌های مغناطیسی و مشتق قائم مرتبه اول سیگنال تحلیلی داده‌های گرانی محاسبه و نقشه هم‌مقدار آنها رسم شده که به ترتیب در شکل‌های (۵-د) و (۵-ه) آمده است. در نهایت با استفاده از رابطه (۸) برآوردی از MDR به دست آمد که نقشه آن در شکل (۵-و) آمده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، مقدار MDR در مورد این توده بین ۴ تا ۱۹/۷۸ (برحسب $(mA.m^2kg) \times 10^{-2}$) تغییر می‌کند که مقدار حداکثر در نیمه جنوبی محدوده تحت برداشت به دست آمده که منطبق بر محل قرارگیری توده سنگ‌آهن است. به علاوه، زیاد بودن مقدار MDR برآورد شده حاکی از این مطلب است که نواحی آهن‌دار از نوع آذرین است که با اطلاعات ناشی از گمانه‌های حفر شده (جدول ۴) مطابقت دارد. همچنین مقایسه مقادیر برآورد با نمودار شکل ۴-ج بیانگر آن مطلب است که مقادیر کم MDR منطبق بر سنگ‌های دگرگونی و مقادیر زیاد آن منطبق بر سنگ‌های آذرین است که باز هم اطلاعات جدول ۴ را تأیید می‌کند.

۶ نتیجه‌گیری

در این نوشتار با استفاده از رابطه پواسون بین پتانسیل مغناطیسی و گرانی و همچنین نظریه سیگنال تحلیلی توسعه یافته، روشی برای برآورد نسبت مغناطش به چگالی توده مولد بی‌هنجاری میدان پتانسیل عرضه شده است. برای استفاده از این روش باید به دو فرض اساسی توجه کرد. اولین فرض شرط استفاده از رابطه پواسون این است که داده‌های مغناطیسی و گرانی از توده واحدی باشند و در ضمن توزیع چگالی به مغناطش درون توده یکنواخت باشد. دومین فرض که یک فرض ساده‌کننده است مربوط به امتداد مغناطش توده تحت بررسی است که قائم فرض می‌شود و در غیر این صورت می‌توان از روش تبدیل به قطب برای تبدیل آن به ۹۰ درجه استفاده کرد. این روش

- magnetic anomalies, *Computer and Geosciences*, **34**, 603-610.
- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3D analytic signal, *Geophysics*, **57**, 116-125.
- Ross, H. P., and Lavin, P. M., 1966, In situ determination of the remnant magnetic vector of two-dimensional tabular bodies, *Geophysics*, **31**, 949-962.
- Wilson, G. D. V., 1970, The use of the Poisson relationship for separating the anomalies due to neighboring bodies, and for recognizing inhomogeneities and structural deformation, *Bull. de Geofig. Teor. ed. Apl.*, **12**, 158-182.
- Hunt, C. P., Moskowitz, B. M. and Banerjee, S. K., 1995, Magnetic properties of rocks and minerals, in *Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants*, Am. geophys. Union, Washington, DC., 189-204,
- Lowrie, W, 2006, *Fundamentals of geophysics*, Cambridge University Press, 381.
- Mendonca, C. A., 2004, Automatic determination of the magnetization to density ratio and magnetization inclination from the joint interpretation of 2D gravity and magnetic anomalies, *Geophysics*, **69**, 938-948.
- Mendonca, C. A., Meguid, M. M. A., 2008, Programs to compute magnetization to density ratio and the magnetization inclination from 3-D gravity and