

برآورد مرز توده‌های مغناطیسی با استفاده از گرادیان افقی بی‌هنجاری شبه‌گرانی

کمال علمدار^{۱*} و عبدالحمید انصاری^۲

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

^۲ عضو هیئت علمی، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد

(دریافت: ۸۷/۹/۱۰، پذیرش نهایی: ۸۸/۱۲/۱۸)

چکیده

با استفاده از رابطه پواسون بین پتانسیل گرانی و پتانسیل مغناطیسی می‌توان بی‌هنجاری‌های مغناطیس‌سنجی و گرانی‌سنجی را به هم تبدیل کرد. تولید بی‌هنجاری گرانی از روی بی‌هنجاری مغناطیسی تبدیل شبه‌گرانی (Pseudogravity Transformation) و تولید بی‌هنجاری مغناطیسی از روی بی‌هنجاری گرانی تبدیل شبه‌مغناطیسی (Pseudomagnetic Transformation) نام دارد. تبدیل شبه‌گرانی یک فیلتر، خطی است که معمولاً در حوزه بسامد روی داده‌های مغناطیسی اعمال می‌شود و ابزاری مفید در تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی است چون در بیشتر موارد تفسیر و کمی‌کردن بی‌هنجاری‌های گرانی راحت‌تر است. اگر گرادیان افقی بی‌هنجاری شبه‌گرانی محاسبه شود، بیشینه مقدار گرادیان افقی مشخص‌کننده مرز ولبه‌های توده مولد بی‌هنجاری مغناطیسی خواهد بود. این روش روی داده‌های مغناطیسی مصنوعی مدل استوانه قائم و همچنین روی داده‌های مغناطیسی واقعی محدوده‌ای در منطقه گل‌گهر سیرجان به کار رفته است. کاربرد این روش روی بی‌هنجاری مغناطیسی سنگ آهن گل‌گهر سیرجان توده‌ای به پهنای ۳۰ متر را مشخص کرده است.

واژه‌های کلیدی: رابطه پواسون، تبدیل شبه‌گرانی، تبدیل شبه‌مغناطیس، گرادیان افقی

Edge detection of magnetic body using horizontal gradient of pseudo gravity anomaly

Alamdar, K.¹ and Ansari, A. H.²

¹ Ph. D. Student of mineral exploration, Department of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology

² Ph.D. in exploration geophysics, Department of Mining and Metallurgical Engineering, Yazd University, Yazd, Iran

(Received: 30 Nov 2008, Accepted: 9 March 2010)

Abstract

Mapping the edges of magnetized bodies is fundamental to the application of magnetic data to geologic mapping. Whether as a guide for subsequent field mapping or as a predictive mapping tool in areas of limited exposure, delineating lateral magnetization changes provides information on not only lithological changes but also on structural regimes and deformation styles and trends. Adding contact locations to maps of the magnetic field or enhanced versions of the field (derivatives, transforms, etc.) improves significantly the interpretive power of such products. Furthermore, this has recently become particularly important because of the large volumes of magnetic data that are being collected for environmental and geological applications. Hence, a variety of semi-automatic methods, based on the use of derivatives of the magnetic field has been developed to determine magnetic source parameters such as locations of boundaries and depths. Almost all methods that determine contact locations are based on calculating some function of the magnetic field that produces a maximum over a source body edge.

Finding the maxima is then efficiently done with the curve-fitting approach of Blakely and Simpson (1986). 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 in 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 is commonly referred to as the Poisson relation or the Poisson theorem. This theorem provides a simple linear relationship connecting gravity and magnetic potentials and, by extension, field components that are commonly derived from geophysical surveys. To validate this, an isolated source must have a uniform density and magnetization contrast. The relationship, however, is independent of the shape and location of the source. Therefore, the magnetic field can be calculated directly from the gravity field without knowing the geometry of the body or how magnetization and density are distributed within the body and Vice Versa.

Therefore, a magnetic grid may be transformed into a grid of pseudo-gravity. The process requires pole reduction, but adds a further procedure which converts the essentially dipolar nature of a magnetic field to its equivalent monopolar form. The result, with suitable scaling, is comparable with the gravity map. It shows the gravity map that would have been observed if density were proportional to magnetization (or susceptibility). Comparison of gravity and pseudo-gravity maps can reveal a good deal about the local geology. Where anomalies coincide, the source of the gravity and magnetic disturbances is likely to be the same geological structure. Similarly, a gravity grid can be transformed into a pseudo-magnetic grid, although this is a less common practice. Pseudo-gravity transformation is a linear filter which is usually applied in the frequency domain on magnetic data. This filter produces an applicable result because interpretation and quantifying the gravity anomaly is easier than magnetic anomaly.

Filtering (enhancement techniques) is a way of separating signals of different wavelength to isolate and hence enhance anomalous features with a certain wavelength. One of the enhancement methods in magnetic data filtering is Total Horizontal Derivative (THDR) designed to look at Maxima in the filtered map indicate source edges. It is complementary to the traditional filters and also first vertical derivative enhancements techniques. It usually produces a more exact location for faults than the first vertical derivative, but for magnetic data it must be used in conjunction with the other transformations e.g. reduction to pole (RTP) or pseudo-gravity. Computing horizontal gradient of the pseudo-gravity anomaly and mapping the maximum value of this causes edge detection of the magnetic causative body. In this paper this method is applied on synthetic magnetic anomaly and also on the magnetic anomaly from the Gol- Gohar area in Sirjan which demonstrate a 30m width body.

Key words: Poisson's relationship, Pseudo-gravity, Pseudo-magnetic, horizontal gradient

۱ مقدمه

کانسارهای فلزی و غیرفلزی دارند. به علاوه معمولاً در پی جویی و اکتشاف منابع هیدروکربوری مناطق نفت خیز

روش های ژئوفیزیکی گرانی سنجی و مغناطیس سنجی جزء روش های میدان پتانسیل اند و کاربرد وسیعی در اکتشاف

ب) محاسبه اندازه گرادیان افقی داده‌های شبه‌گرانی.
ج) رسم خطوط میزان مقادیر گرادیان افقی و تعیین محل بیشینه گرادیان افقی به‌منزله مرز توده.

۲-۱ تبدیل شبه‌گرانی داده‌های مغناطیسی

تبدیل شبه‌گرانی یک فیلتر خطی است که معمولاً در حوزه بسامد روی داده‌های مغناطیسی اعمال می‌شود (بلکلی و سیمسون، ۱۹۸۶). با این تبدیل بی‌هنجاری مغناطیسی مشاهده شده از یک توده مغناطیسی با توزیع مغناطیس‌شدگی $M(X, Y, Z)$ به بی‌هنجاری گرانی همان توده با فرض توزیع چگالی، $\rho(X, Y, Z) = K.M(x, y, z)$ تبدیل می‌شود (K مقدار ثابت است). به عبارت دیگر نسبت چگالی به مغناطیس‌شدگی توده در درون توده ثابت فرض می‌شود (لازم به ذکر است که این فرض فقط در مواردی خاص صادق است).

در تبدیل شبه‌گرانی از رابطه پواسون بین پتانسیل مغناطیسی و پتانسیل گرانی استفاده می‌شود. بر طبق این رابطه در یک توده با توزیع چگالی و مغناطیس‌شدگی یکسان، پتانسیل مغناطیسی V ، و پتانسیل گرانی U با مشتق جهتی به هم وابسته هستند (بارانو، ۱۹۵۷).

$$V = -\frac{C_m M}{\gamma \rho} \vec{m} \cdot \vec{\nabla} U = -\frac{C_m M}{\gamma \rho} g_m \rightarrow g_m = -\frac{\gamma \rho}{C_m M} V \quad (1)$$

در این رابطه ρ چگالی توده، M شدت مغناطیس‌شدگی توده، \vec{m} جهت مغناطیس‌شدگی توده، g_m مؤلفه میدان گرانی در جهت مغناطیس‌شدگی توده و C_m و γ ثابت‌هایی هستند که مقدار آنها به دستگاه اندازه‌گیری مورد استفاده بستگی دارد. در دستگاه $C_m = 10^{-7} Am^{-1}$.SI و $\gamma = 6.67 \times 10^7 m^3 kg^{-1} s^{-2}$ عبارت (۱) عبارت

از این دو روش برای شناسایی مقدماتی استفاده می‌شود (رایسنون و کرو، ۱۹۸۸). برخلاف روش گرانی‌سنجی اصولاً داده‌های مغناطیسی برداشت شده تولید بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی می‌کنند که این به خاطر ماهیت دوقطبی میدان مغناطیسی توده مولد بی‌هنجاری است. در نتیجه چنین خاصیتی، تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی دشوارتر از تفسیر بی‌هنجاری‌های گرانی است. به‌جزء در مواردی که بردار مغناطیس‌شدگی توده قائم است بی‌هنجاری مغناطیسی ثبت شده نسبت به توده، جابه‌جایی دارد و در نتیجه از روش‌های خاصی استفاده می‌شود تا محل واقعی بی‌هنجاری از روی نقشه هم‌مقدار مغناطیسی توده تشخیص داده شود (بلکلی، ۱۹۹۵). یکی از این روش‌ها انتقال به قطب است که داده‌های برداشت شده را به قطب منتقل می‌کند، چنانکه گویی برداشت‌ها در قطب صورت گرفته است و لذا بی‌هنجاری مغناطیسی توده با فرض بردار مغناطیس‌شدگی قائم تولید می‌شود (ارکانی‌حامد، ۱۹۸۸). علاوه بر این روش می‌توان با روش‌هایی مرز (لبه‌های) توده را از روی نقشه هم‌مقدار مغناطیسی توده تشخیص داد. از روش‌هایی که در برآورد مرز توده مغناطیسی به کار می‌رود می‌توان به روش بیشینه گرادیان افقی (Magnitude of horizontal gradient) بی‌هنجاری شبه‌گرانی اشاره کرد (گراچ و کردل، ۱۹۹۷). در این مقاله به شرح این روش پرداخته می‌شود و کاربرد آن روی توده مدل استوانه قائم و همچنین داده‌های مغناطیسی برداشت شده روی محدوده‌ای متشکل از کانسار آهن در منطقه معدنی گل‌گهر در سیرجان آزمایش می‌شود.

۲ نظریه روش

برآورد مرز توده‌های مغناطیسی به روش بیشینه گرادیان افقی در سه مرحله صورت می‌پذیرد (بارانو، ۱۹۵۷). الف) تبدیل شبه‌گرانی داده‌های مغناطیسی برداشت شده.

رابطه ۵ بیانگر ارتباط بین بی‌هنجاری مغناطیسی کل و مؤلفه میدان گرانی در جهت مغناطیس‌شدگی توده است. اما در عمل بیشتر مؤلفه قائم بی‌هنجاری گرانی را نیاز داریم، لذا با تقسیم طرفین رابطه ۵ بر θ_m و یک مرحله ساده‌سازی می‌توان مؤلفه قائم بی‌هنجاری گرانی (در اینجا بی‌هنجاری شبه‌گرانی) را به دست آورد (گرانت و وست، ۱۹۶۵).

$$F(\Delta T_{psg}) = F(\Delta T) \cdot F(\psi_{psg}) \quad (6)$$

$$F(\psi_{psg}) = \frac{\gamma}{c_m |k| \theta_m \theta_f} \frac{\rho}{M} \quad (7)$$

در رابطه ۷ ΔT_{psg} بی‌هنجاری شبه‌گرانی است. ψ_{psg} به‌منزله فیلتری عمل می‌کند که بی‌هنجاری مغناطیسی کل اندازه‌گیری شده روی سطح افقی را به بی‌هنجاری شبه‌گرانی تبدیل می‌کند. همچنین $\frac{\rho}{M}$ نسبت چگالی به شدت مغناطیس‌شدگی توده است که ثابت در نظر گرفته می‌شود (گراچ و کردل، ۱۹۹۷).

پارامتر θ_m از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$\theta_m = \hat{m}_z + i \frac{\hat{m}_x k_x + \hat{m}_y k_y}{|k|} \quad (8)$$

در رابطه اخیر $\hat{m} = (\hat{m}_x, \hat{m}_y, \hat{m}_z)$ بردارهای واحد در جهت مغناطیس‌شدگی توده است و k_x, k_y, k_z و $|k|$ قبلاً تعریف شده‌اند.

با توجه به روابط فوق تبدیل شبه‌گرانی در سه مرحله قابل اجرا است.

۱- تبدیل فوریه بی‌هنجاری مغناطیسی کل.

۲- ضرب کردن نتیجه مرحله ۱ در عبارت فاز (فیلتر شبه‌گرانی، $F(\psi_{psg})$).

در نهایت عکس تبدیل فوریه نتیجه مرحله ۲.

تبدیل شبه‌گرانی کاربردهای گسترده‌ای در تفسیرهای مغناطیس‌سنجی دارد که مهم‌ترین آنها به شرح زیر است:

$\vec{m} \cdot \nabla U$ بیانگر مؤلفه پتانسیل گرانی در امتداد مغناطیس‌شدگی توده است.

در نتیجه با استفاده از رابطه پواسون بین داده‌های مغناطیسی و گرانی می‌توان با برداشت‌های مغناطیسی بی‌هنجاری گرانی محل موردنظر را نیز به دست آورد که این عمل همان تبدیل شبه‌گرانی داده‌های مغناطیسی نام دارد (دمسالزکی، ۲۰۰۱).

با فرض ثابت بودن نسبت $\frac{\rho}{M}$ در هر نقطه درون توده، تبدیل فوریه رابطه (۱) برابر است با:

$$F(g_m) = -\frac{\gamma}{C_m} \frac{\rho}{M} F(V) \quad (2)$$

در این رابطه F نماد تبدیل فوریه است. از طرفی رابطه بین تبدیل فوریه پتانسیل مغناطیسی V و تبدیل فوریه بی‌هنجاری مغناطیسی کل ΔT ، مطابق رابطه زیر است:

$$F(V) = -\frac{1}{\theta_f |k|} F(\Delta T) \quad (3)$$

در رابطه (۳)، ΔT بی‌هنجاری مغناطیسی کل، $|k|$ عدد موج فوریه با واحد $\frac{1}{m}$ (بر متر) و پارامتر θ_f از رابطه زیر به دست می‌آید (بلکلی، ۱۹۹۵).

$$\theta_f = \hat{f}_z + i \frac{\hat{f}_x k_x + \hat{f}_y k_y}{|k|} \quad (4)$$

که در آن $\hat{f} = (\hat{f}_x, \hat{f}_y, \hat{f}_z)$ مؤلفه‌های بردار واحد در جهت میدان مغناطیسی اطراف k_x و k_y به ترتیب عدد موج در جهت محورهای x و y و $|k| = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$ است.

با ترکیب روابط ۲ و ۳ داریم

$$F(g_m) = -\frac{\gamma}{C_m |k| \theta_f} \frac{\rho}{M} F(\Delta T) \quad (5)$$

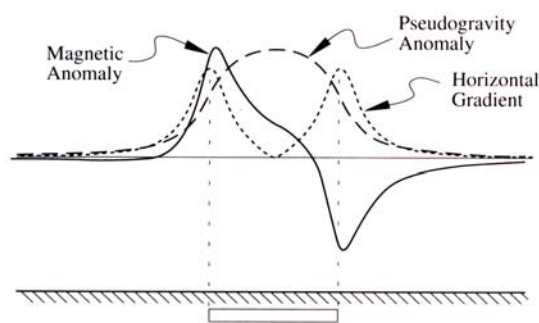
در این رابطه $h(x,y)$ اندازه گرادیان افقی و $g_z(x,y)$ بی‌هنجاری شبه‌گرانی است. همان‌طوری‌که گفته شد، اندازه گرادیان افقی در بالای لبه‌ها (مرز) توده‌های مغناطیسی بیشینه است. چون در محاسبه گرادیان افقی (رابطه بالا) از مشتق قائم استفاده نمی‌شود، حساسیت این روش نسبت به برجسته شدن نوفه به مراتب کمتر از روش‌های دیگر برآورد مرز است که از مزایای این روش محسوب می‌شود (فیلیس، ۲۰۰۰). از طرف دیگر در تبدیل شبه‌گرانی اطلاع از زاویه میل و انحراف مغناطیس‌شدگی توده ضروری است و در مواردی که توده مغناطیس باقی‌مانده قابل توجه دارد، نتایج تبدیل شبه‌گرانی ممکن است با مشکل روبه‌رو شود. معمولاً فرض می‌شود که مغناطیس‌شدگی توده فقط از نوع القایی است (البته این فرض در همه موارد صادق نیست) و زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس‌شدگی توده برابر با زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین در نظر گرفته می‌شود و با این فرض تبدیل شبه‌گرانی صورت می‌گیرد (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸). البته با استفاده از الگوریتم‌های خاصی می‌توان مشخصات مغناطیس‌شدگی توده‌ها را برآورد کرد (بیلیم و آتس، ۱۹۹۸). لزوم استفاده از این روش این است که داده‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی از یک محدوده در دسترس باشد که البته در محدوده مورد بررسی در این تحقیق صرفاً داده‌های مغناطیسی برداشت شده است.

در شکل ۱ بی‌هنجاری مغناطیسی توده منشوری مغناطیس شده با زاویه میل $I=700$ نشان داده شده است. این بی‌هنجاری از دنباله مثبت و منفی تشکیل شده است. با تبدیل شبه‌گرانی روی بی‌هنجاری مغناطیسی پیش‌گفته به بی‌هنجاری کاملاً مثبتی خواهیم رسید که بیشینه آن مستقیماً در بالای توده قرار دارد. اما با محاسبه اندازه گرادیان افقی از بی‌هنجاری شبه‌گرانی، مشاهده می‌شود که بیشینه مقدار آن در بالای لبه‌های توده قرار دارد و

– بسیاری از واحدهای زمین‌شناسی، هم در برداشت‌های مغناطیسی و هم در برداشت‌های گرانی بی‌هنجاری زیادی از خود نشان می‌دهند. توده نفوذی مافیکی که در بین سنگ‌های رسوبی نفوذ کرده نمونه‌ای از این واحدهای زمین‌شناسی است. در چنین مواردی با مقایسه بین بی‌هنجاری گرانی برداشت شده و بی‌هنجاری شبه‌گرانی محاسبه شده از داده‌های مغناطیسی، می‌توان اولاً اطلاعاتی در مورد شکل و اندازه توده مولد بی‌هنجاری به دست آورد. ثانیاً می‌توان تغییرات نسبت $\frac{M}{\rho}$ را درون توده بررسی کرد (شارما، ۱۹۹۷).

– تبدیل شبه‌گرانی ابزاری مفید در تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی است. چرا که در بیشتر موارد تفسیر و کمی کردن بی‌هنجاری‌های گرانی راحت‌تر است (کردل و گراچ، ۱۹۸۵).

– بیشینه گرادیان افقی بی‌هنجاری شبه‌گرانی در بالای لبه‌های توده قرار می‌گیرد که می‌توان بدین نحو مرز توده را تشخیص داد.



شکل ۱. نمونه‌ای از تبدیل شبه‌گرانی و بیشینه گرادیان افقی آن روی مقطع مغناطیسی (بلکلی، ۱۹۹۵).

۲-۲ گرادیان افقی

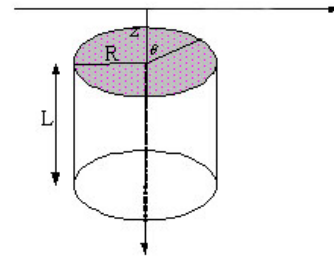
اندازه گرادیان افقی (Magnitude of horizontal gradient) بی‌هنجاری شبه‌گرانی از رابطه زیر به دست می‌آید (بلکلی، ۱۹۹۵).

$$h(x,y) = \left[\left(\frac{\partial g_z(x,y)}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial g_z(x,y)}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (9)$$

برعکس بیشینه آن روی توده قرار می‌گیرد. (نقطه مقابل بیشینه مقدار شبه گرانی).

۳ کاربرد روش روی مدل استوانه قائم

مدلی به شکل استوانه قائم با شعاع $R=20$ متر، ضخامت $L=40$ متر و در عمق $Z=15$ متری از سطح زمین را در نظر می‌گیریم. پارامترهای زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس‌شدگی مدل به ترتیب برابر 60° و 20° درجه و توده بدون مغناطیس باقی‌مانده در نظر گرفته شده است. شدت مغناطیس‌شدگی توده مدل نیز 1 آمپر بر متر است (شکل ۲).



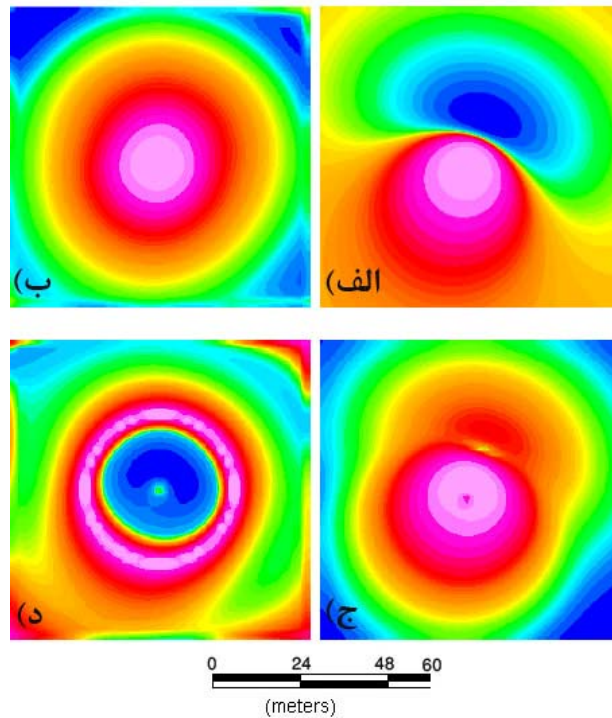
شکل ۲. نمای سه‌بعدی مدل استوانه قائم برای تولید بی‌هنجاری مغناطیسی.

شکل (۳، الف) نقشه‌های هم‌مقدار مغناطیسی مدل را نشان می‌دهد. به منظور برآورد مرز توده با استفاده از روش گفته شده تبدیل شبه گرانی توده مدل در شکل (۳، ب) آمده است. در این شکل ماهیت دوقطبی توده مدل از بین رفته است. در شکل (۳، ج) گرادیان افقی بی‌هنجاری مغناطیسی، نشان داده شده است که به دلیل متأثر شدن از مقادیر زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس‌شدگی توده دقت برآورد مرز زیاد نیست. بعد از تبدیل شبه گرانی روی داده‌های مغناطیسی مدل استوانه قائم، اندازه گرادیان افقی از روی داده‌های شبه گرانی محاسبه شده و در همان ابعاد برداشت به نقشه در آورده شده که در شکل (۳، د) آمده است. در این نقشه محل بیشینه مقدار گرادیان افقی بیانگر مرزهای توده مدل است و دقت برآورد مرز بسیار زیاد است.

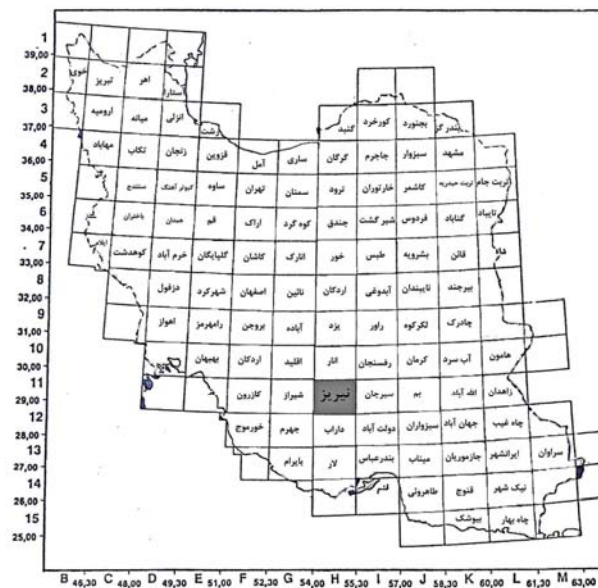
۴ کاربرد روش روی داده‌های مغناطیسی محدوده‌ای در منطقه گل گهر سیرجان

این روش روی داده‌های مغناطیسی محدوده‌ای در منطقه گل گهر سیرجان به کار برده شده است. محدوده مورد نظر در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش نی‌ریز قرار دارد (شکل ۴). در این محدوده کانسار آهن وجود دارد که در مجاورت معدن گل گهر در جنوب شرق ایران و در بخش غربی استان کرمان واقع شده است. این ناحیه در طول جغرافیایی 55° درجه و 20 دقیقه و عرض جغرافیایی 29° درجه و 5 دقیقه قرار گرفته است. ناحیه معدنی گل گهر در دامنه جنوبی پیک تاقدیس شکنجی قرار دارد و آبرفت‌های عصر حاضر روی معدن را پوشانده‌اند. سنگ‌های دربرگیرنده ماده معدنی از نوع دگرگونی با سن احتمالی اردوئین است که عمدتاً از کوارتزیت، کلریت شیست، کوارتز مسکویت شیست، گنیس، آمفیبولیت و اسکارن تشکیل شده است. کانی اصلی که تقریباً حجم عمده ای از کانسار را تشکیل می‌دهد مگنتیت است.

در محدوده مورد بررسی 24 نیم‌رخ مغناطیسی و در هر نیم‌رخ 21 نقطه برداشت شده است که فاصله نیم‌رخ‌ها از هم 20 متر و فاصله نقاط روی هر نیم‌رخ 10 متر است. نیم‌رخ‌ها در راستای شمال شرق- جنوب غرب برداشت شده‌اند. زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین در منطقه مورد نظر به ترتیب برابر $46,3^\circ$ درجه و $2,37^\circ$ درجه است. در این محدوده مجموعاً تعداد 504 ایستگاه مغناطیس‌سنجی برداشت شده است. در شکل (۵، الف) نقشه هم‌مقدار مغناطیسی منطقه آمده است. در شکل (۵، ب) نقشه گرادیان افقی بی‌هنجاری مغناطیسی منطقه نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل نیز مشخص است، برآورد مرز توده معدنی به صورت پیوسته نیست که این به خاطر وجود نوفه‌های بسامد زیاد است.



شکل ۳. الف) نقشه هم مقدار مغناطیسی مدل استوانه قائم با شعاع ۲۰ متر و عمق ۱۵ متر. زوایای میل و انحراف بردار مغناطیس‌شدگی توده به ترتیب برابر با ۶۰ و ۲۰ درجه و مقادیر شدت مغناطیس برحسب نانوتسلا است. رنگ‌های گرم (سرخ، نارنجی) بیانگر شدت‌های زیاد و رنگ‌های سرد (آبی، سبز) بیانگر شدت‌های کم است. ب) نقشه تبدیل شبه‌گرانی داده‌های مغناطیسی مدل استوانه قائم قسمت الف. مقادیر برحسب میلی‌گال و رنگ‌های گرم بیانگر مقادیر با شدت زیاد و رنگ‌های سرد بیانگر شدت‌های کم هستند. ج) نقشه گرادیان افقی بی‌هنجاری مغناطیسی قسمت الف. مقادیر برحسب نانوتسلا بر متر و رنگ‌های گرم نماینده مقادیر زیاد و رنگ‌های سرد نماینده مقادیر کم هستند. به دلیل مایل بودن زاویه میل بردار مغناطیس‌شدگی توده، دقت برآورد زیاد نیست. د) نقشه گرادیان افقی بی‌هنجاری شبه‌گرانی قسمت ب. مقادیر برحسب میلی‌گال بر متر و رنگ‌های گرم بیانگر مقادیر زیاد و رنگ‌های سرد بیانگر مقادیر کم هستند. در این شکل بیشینه مقدار گرادیان افقی (صورتی رنگ) روی مرزهای توده مدل قرار گرفته و دقت مرز بسیار زیاد است.

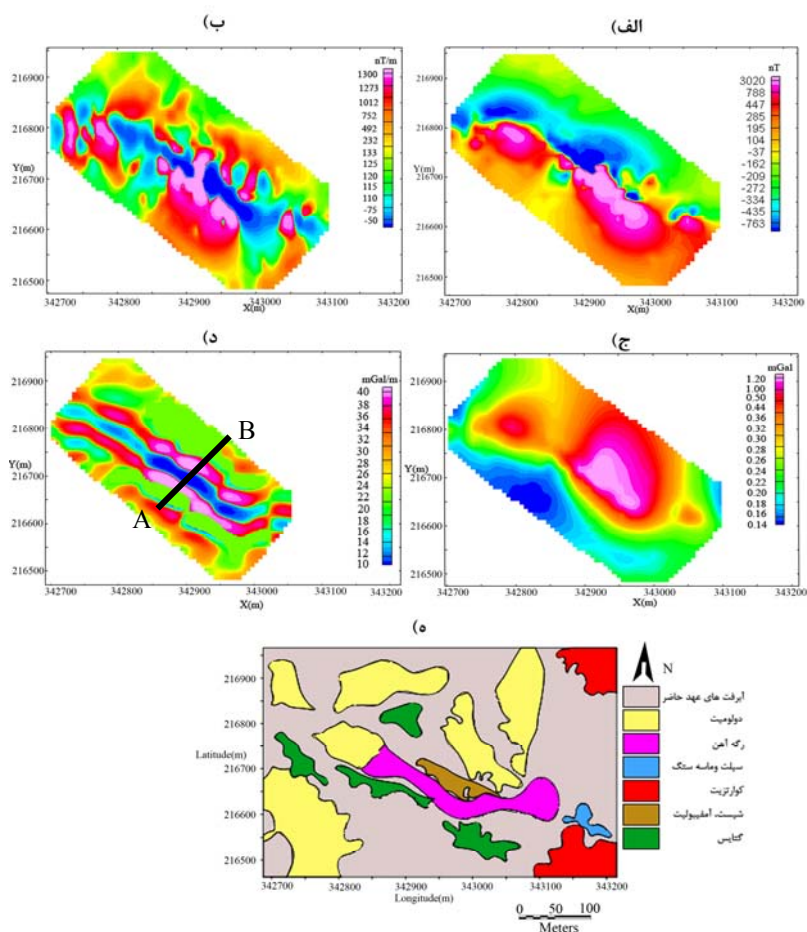


شکل ۴. موقعیت چهارگوش نیریز در نقشه ایران.

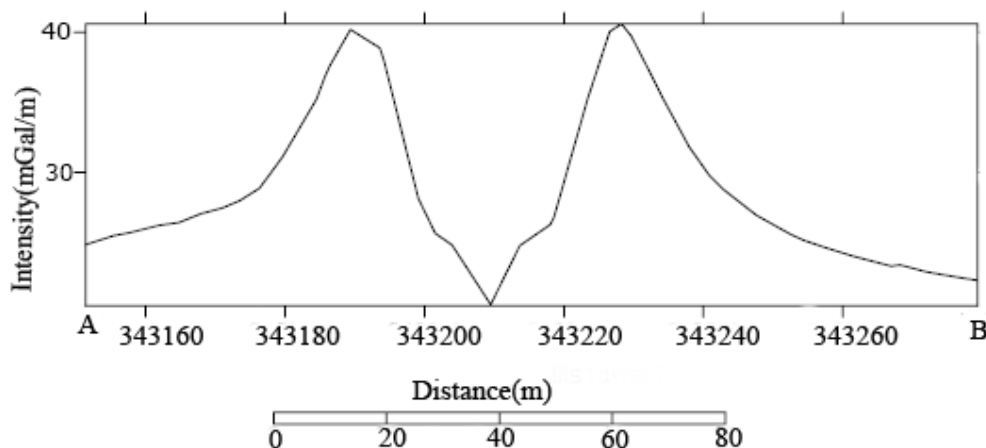
می دهد که از روی آن مقادیر بیشینه گرادیان افقی در دو طرف نیمرخ بیانگر موقعیت لبه های (مرزها) توده و برابر ۳۰ متر تعیین شده است. با توجه کاربرد این روش روی داده های مغناطیسی مدل مصنوعی و همچنین داده های واقعی منطقه ای در گل گهر سیرجان، استفاده از گرادیان افقی بی هنجاری شبه گرانی به مثابه روش برآورد مرز به دلیل زیر صورت می گیرد:

به واسطه وجود نوفه بسامد زیاد در برداشتهای مغناطیس سنجی زمینی، استفاده از گرادیان افقی بی هنجاری مغناطیسی باعث برآورد مرز به صورت غیر پیوسته می شود، در نتیجه از گرادیان افقی بی هنجاری شبه گرانی استفاده می شود.

شکل (۵، ج) نقشه بی هنجاری شبه گرانی داده های مغناطیسی شکل (۵، الف) را با فرض اینکه توده دارای مغناطیس باقی مانده نیست، نشان می دهد. در شکل (۵، د) نقشه گرادیان افقی بی هنجاری شبه گرانی، نشان داده شده است. در این نقشه مقادیر بیشینه بیانگر مرزهای توده مولد بی هنجاری است که همانند دو باند در امتداد بی هنجاری مغناطیسی کشیده شده و فاصله این دو باند از یکدیگر حدود ۳۰ متر است. کمینه مقدار گرادیان افقی بی هنجاری شبه گرانی روی توده مولد بی هنجاری مغناطیسی قرار دارد (قسمت آبی رنگ) که بیانگر عرض رخنمون ماده معدنی (حدود ۳۰ متر) در این منطقه می باشد (شکل ۵، ه). شکل (۶) مقطع عمود بر امتداد توده را نشان



شکل ۵. کاربرد روش روی داده های مغناطیس سنجی محدوده ای در معدن گل گهر سیرجان. الف) نقشه هم مقدار مغناطیسی محدوده کانسار آهن در منطقه گل گهر. روند بی هنجاری شمال غربی - جنوب شرقی است. ب) نقشه گرادیان افقی بی هنجاری مغناطیسی منطقه گل گهر. بیشینه مقدار گرادیان افقی روی مرزها قرار گرفته است که به دلیل وجود نوفه بسامد زیاد، دقت برآورد زیاد نیست. ج) بی هنجاری شبه گرانی داده های مغناطیسی منطقه گل گهر. در این تبدیل فرض شده که مغناطیس شدگی توده از نوع القایی است. د) نقشه گرادیان افقی بی هنجاری شبه گرانی توده مغناطیسی منطقه گل گهر. محل های بیشینه بیانگر مرزهای توده است. (محل مقطع با خط سیاه مشخص شده است). ه) نقشه زمین شناسی ساده شده منطقه مورد بررسی در مختصات متریک.



شکل ۶. مقطع عمود بر امتداد توده مولد بی‌هنجاری مغناطیسی در شکل (۵، د) (فاصله بین دو نقطه بیشینه ۳۰ متر است).

شده در مورد ابعاد آن در تولید بی‌هنجاری مغناطیسی کاملاً همخوانی دارد. ضمناً کاربرد این روش در منطقه گل‌گهر توده‌ای به عرض ۳۰ متر را مشخص می‌کند که با شواهد صحرائی مطابقت کامل دارد.

تشکر و قدردانی

در اینجا لازم است از حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه یزد به خاطر فراهم آوردن امکانات این تحقیق قدردانی شود.

منابع

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ نی ریز.

- Arkani-Hamed, J., 1988, Differential reduction to the pole of regional magnetic anomalies. *Geophysics*, **53**(12), 1592-1600.
- Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, **22**(2), 359-383.
- Bilim, F. and Ates, A., 1998, A program to estimate the source body magnetization direction from magnetic and gravity anomalies, *Computer and geosciences*, **25**, 231-240.
- Blakely, R. J., 1995, *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University press, New York, NY 435pp.
- Blakely, J. R. and Simpson, R. W., 1986, Approximating edges of source bodies from

۵ بحث و نتیجه‌گیری

به خاطر ماهیت دو قطبی بی‌هنجاری مغناطیسی معمولاً بی‌هنجاری برداشت شده نسبت به توده، جابه‌جایی دارد. در این‌گونه موارد با استفاده از روش‌های برآورد مرز موجود سعی در برآورد مرز و حدود منبع مولد بی‌هنجاری از روی نقشه‌های برداشت شده می‌شود. یکی از روش‌های برآورد مرز بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، استفاده از گرادیان افقی بی‌هنجاری شبه‌گرانی است. تبدیل شبه‌گرانی یک فیلتر خطی است که معمولاً در حوزه بسامد روی داده‌های مغناطیسی اعمال می‌شود. در این روش ابتدا با رابطه پواسون بین پتانسیل گرانی و مغناطیسی، بی‌هنجاری شبه‌گرانی تولید می‌شود. سپس گرادیان افقی بی‌هنجاری شبه‌گرانی محاسبه و بیشینه مقدار آن به‌مثابه مرز توده مولد بی‌هنجاری مغناطیسی در نظر گرفته می‌شود. البته وجود مغناطیس باقی‌مانده ناشناخته در توده، کارایی این روش را محدود می‌کند. معمولاً تبدیل شبه‌گرانی با فرض اینکه مغناطیس‌شدگی توده از نوع القایی است صورت می‌گیرد. در این مقاله این روش روی داده‌های مغناطیسی مدل استوانه قائم و همچنین داده‌های مغناطیسی محدوده‌ای در منطقه معدنی گل‌گهر به کار رفته است. نتیجه برآورد مرز روی مدل با فرضیات استفاده

- magnetic or gravity anomalies. *Geophysics*, **51**, 1494- 1498.
- Cordell, L. and Grauch, V. J. S., 1985, Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps: *Society of exploration geophysics*, 181-197.
- Dobrin, M. B, and Savit, C. H., 1988, *Introduction to geophysical prospecting*, New York, McGraw- Hill.
- Domzalsky, W., 2001, Some problems of the aeromagnetic surveys, *Geophysical prospecting*, v.5,n. 4, 469-479.
- Grant, F. S. and West, G. F., 1965, *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. New York, McGraw- Hill.
- Grauch, V. J. S. and Cordell, Lindrith, 1997, Limitation on determining density or magnetic boundaries from the horizontal gradient of gravity or pseudogravity data: *Geophysics*, **52**, 118-121.
- Prem V.sharma. 1997, *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge University Press.
- Phillips, J. D., 2000, Locating magnetic contacts: a comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wavenumber methods. *SEG expanded abstract*, 121-125.
- Robinson, E. and Coruh, C. 1988, *Basic exploration Geophysics*, John Wily & Sons,562pp.