

## مدل‌سازی و برگردان دوبعدی داده‌های مغناطیسی منطقه شه‌میرزاد استان سمنان به‌منظور تعیین عمق و شکل کانسارهای آهن

بهروز اسکویی<sup>۱\*</sup> و مهرداد دریجانی<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup>موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۶/۱۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۳/۳۰)

### چکیده

از مدل‌سازی و برگردان دوبعدی داده‌های مغناطیسی برای تعیین عمق، شکل و ماهیت کانسارهای آهن استفاده می‌شود. در این مقاله از برنامه رایانه‌ای MAG2D در محیط متلب برای مدل‌سازی و برگردان داده‌های صحرایی استفاده شده است که براساس الگوریتم کمترین مربعات عمل می‌کند و یک وزن‌دهی براساس توزیع خودپذیری مغناطیسی با عمق دارد (استوکو و همکاران، ۲۰۰۹). روش ماسک سیگنال برای تمرکز عمل برگردان روی سیگنال بی‌هنجاری اصلی برای کاهش اثرات نوفه به‌کار رفته است. در این مقاله با مدل‌سازی و تکرار فرایند برگردان روی داده‌های مغناطیسی منطقه شه‌میرزاد و استفاده از روش ماسک سیگنال، می‌توان یک بی‌هنجاری شیب‌دار را در محدوده میانی نیم‌رخ‌ها به ضخامت تقریبی ۱۰ متر و به طول تقریبی ۱۰۰ متر که از سطح زمین تا اعماق امتداد یافته است را مشاهده کرد و با توجه به مطالعات زمین‌شناسی در منطقه می‌توان به ماهیت هماتیتهی این کانسار آهن پی‌برد.

واژه‌های کلیدی: الگوریتم کمترین مربعات، ماسک سیگنال، مدل دوبعدی، مدل‌سازی و برگردان

## 2D modeling and inversion of magnetic data of Shahmirzad region located on Semnan province for depth and shape determination of iron-ore

Behrooz Oskooi<sup>1\*</sup> and Mehrdad darijani<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 10 september 2011, accepted: 13 June 2012)

### Summary

Geomagnetism has always been at the forefront among the various branches of geophysics. In geomagnetics, we have different methods for estimating the depths and shapes of the magnetic bodies in data interpretation. One of the essential and significant methods to describe the geological complexity of earth's crust is modeling of magnetic data by inversion.

Modeling and inversion of the total magnetic field and its compliance with the basic principle to minimize the cross-sectional area of the source bodies are described. The software code, with an interactive graphical interface, operates in MATLAB environment. The code of the inversion procedure is based on a least-squares algorithm, according to a criterion of balancing the weight of the data inaccuracies and the

\*Corresponding author:

boskooi@ut.ac.ir

\*نگارنده رابط:

compactness of the solution. The interpretation of magnetic data can sometimes involve two steps, calculation of the direct problem (forward modeling) and solution of the inverse problem (inversion). Forward modeling allows one to compute the theoretical response due to the magnetic source bodies, assuming some hypothesis on the shape and the volume of the magnetic body and the susceptibility contrast between the body and the hosting environment. The analytical solutions to these problems are usually given for bodies of simple shape and regular geometry. The inversion procedure considers the observed profile data or gridded data and using an optimization procedure, estimates the distribution of the susceptibility, shape and volume of the buried magnetic bodies. The principle of the compact inversion involves minimizing the area of the source body, which is the same as maximizing its compactness. Since most of the cases we deal with are slightly underdetermined problems, we need to solve the inversion problem using the least-squares method. The method consists of an iterative procedure in which the weighting matrices change in each iteration until a satisfying convergence of the solution is obtained. The input parameters for the inversion procedure are: (1) the maximum number of iterations, (2) the maximum allowed value of the susceptibility contrast, (3) the noise-over-signal ratio (The model resolution is greatly affected by the choice of the parameter of N/S). The choice of the iteration which offers the best fit is driven by the minimum norm between the calculated and experimental data. A quasi-automatic selection of the signal segments that could be considered as carrying information on the targets was proposed (mask signal). We derived the inversion operator on those parts of the signal that we called "useful signal", i.e. the main anomalies.

In this study, we provided a method for magnetic data inversion to make 2D susceptibility models of an area with a suitable potential of Iron-ore. We made use of a 2D inversion method to study the magnetic data of Shahmirzad located in Semnan Province in Iran, to evaluate the hematite mineralization in the area. After data acquisition and processing, we applied an automatic 2D inversion to two profiles. This algorithm was based on the physical parameter distribution method. The subsurface beneath the profile was divided into a great number of infinitely long horizontal prisms with unknown susceptibilities. Solving an underdetermined system of equations in MATLAB resulted in a magnetic susceptibility distribution inside the earth which was related to the hematite content of the rocks. Inversion results on the selected profiles have shown some anomaly sources with trending east-west strike.

Finally, after the modeling and inversion and applying the mask signal method to two profiles of Shahmirzad magnetic data, the models showed a steep anomaly in this region with an average thickness of 10 m, a depth of approximately 5 to 25 m and 100 m long. This iron-ore contains hematite mineral with a susceptibility of 0.05, located in the middle of the area of study between igneous intrusive masses and the sediments of limestone.

**Key words:** Inversion, least-squares algorithm, mask signal, modeling, 2D model

## ۱ مقدمه

گرادیان میدان مغناطیسی مد نظر است. هدف از تفسیر بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، به‌دست آوردن خودپذیری مغناطیسی، شکل و عمق بی‌هنجاری مدفون درون زمین است (کوپر و کاوان، ۲۰۰۶). داده‌های مغناطیسی برداشت شده با به حداقل رساندن ناحیه سطح مقطع بی‌هنجاری

یکی از رایج‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی برای شناسایی بی‌هنجاری‌های زیر زمین در یک محدوده بزرگ، اکتشاف به روش مغناطیسی است. در داده‌برداری مغناطیسی عمدتاً تغییرات میدان مغناطیسی کل و یا

جسم، خودپذیری مغناطیسی می‌گویند که پارامتری مهم و اساسی در اکتشافات مغناطیسی به شمار می‌آید:

$$J = kH, \quad (1)$$

که  $k$  خودپذیری مغناطیسی و بدون واحد،  $H$  شدت میدان مغناطیسی زمین با واحد تسلا و  $J$  مغناطیدگی القایی در واحد حجم با واحد آمپر بر متر است. براساس میزان خودپذیری مغناطیسی و رفتار مغناطیدگی مواد به سه دسته دیامغناطیس، پارامغناطیس و فرومغناطیس تقسیم‌بندی می‌شود که از این میان، کانی‌های فرومغناطیس دارای بیشترین خودپذیری مغناطیسی هستند و در نتیجه مهم‌ترین مواد در اکتشاف مغناطیسی به شمار می‌آیند. از جمله مهم‌ترین مواد فرومغناطیس، اکسیدهای آهن-تیتانیم، برخی از سولفیدهای آهن و اکسی هیدروکسیدهای آهن را می‌توان نام برد. برای داده‌برداری مغناطیسی از یک منطقه می‌توان از دستگاه‌های مغناطیس‌سنج پروتون، فلاکس گیت و بخار سزیم-رویدیم استفاده کرد که مغناطیس‌سنج بخار سزیم-رویدیم دارای بیشترین حساسیت در بین دستگاه‌ها است. با این حال، رایج‌ترین دستگاه مغناطیس‌سنج پروتون است که در برداشت‌های زمینی کاربرد زیادی دارد. میدان ثبت شده با مغناطیس‌سنج در واقع میدان کل ( $T$ ) است که برآیند دو میدان منطقه‌ای ( $F$ ) و میدان حاصل از بی‌هنجاری مغناطیسی ( $\Delta T$ ) است:

$$T = F + \Delta T. \quad (2)$$

### ۳ پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی

پس از برداشت داده‌ها و اعمال تصحیحات مورد نیاز در مرحله پردازش، داده‌ها آماده تفسیر کیفی و کمی هستند (فدی و همکاران، ۲۰۰۴). تفسیر کمی داده‌های مغناطیسی اغلب شامل دو مرحله است: ۱- مدل‌سازی پیشرو ۲- برگردان.

مدل‌سازی و برگردان می‌شوند (لاست و کویک، ۱۹۸۳). در این مدل‌سازی هر مستطیل که بیانگر مساحتی از سطح مقطع زمین است در واقع منشوری افقی است که علاوه بر مدل دوبعدی، مدل دو و نیم‌بُعدی را نیز می‌دهد. می‌توان به هر منشور خودپذیری مغناطیسی را نسبت داد که پارامترهای مد نظر برای مدل‌سازی عبارت‌اند از: میدان مغناطیسی القایی زمین، زاویه میل مغناطیسی زمین و زاویه بین امتداد نیم‌رخ با شمال مغناطیسی زمین. علاوه بر مدل‌سازی پیشرو در برگردان، پارامترهایی نظیر تعداد تکرار و تباین خودپذیری مغناطیسی بی‌هنجاری با محیط پیرامونش وجود دارد که رسیدن به بیشترین نزدیکی بین داده‌های مشاهده شده و داده‌های محاسبه شده هدف است. روش به کار گرفته شده در برنامه برآورد خودکار موقعیت و عمق را فراهم می‌کند و مفهوم شاخص ساختاری خودپذیری مغناطیسی نوع چشمه را نشان می‌دهد (فیتزجرالد و همکاران، ۲۰۰۴). از آنجا که روش اکتشاف مغناطیسی یکی از روش‌های رایج و مهم ژئوفیزیکی است پس رسیدن به نتایج دقیق و قابل اعتماد هدف این است که بتوان با برآورد مناسبی عمق، شکل و همچنین ماهیت بی‌هنجاری مدفون درون زمین را به دست آورد (نمکی و همکاران، ۲۰۱۱).

### ۲ مبانی اکتشافات ژئومغناطیسی

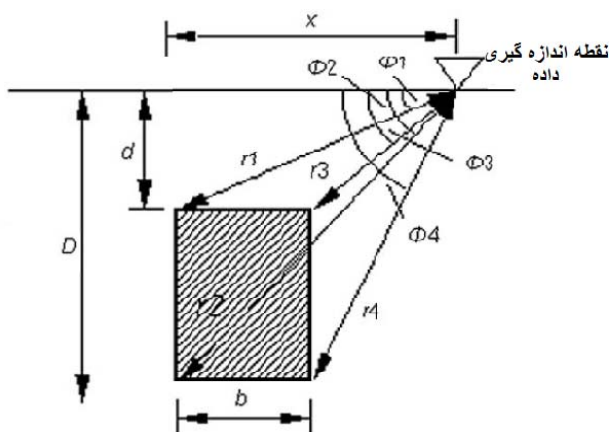
کره زمین را می‌توان به شکل یک دو قطبی بزرگ در نظر گرفت که دارای میدان مغناطیسی است. شدت این میدان روی سطح کره زمین متغیر است و بین ۲۵۰۰۰ نانوتسلا در استوا تا ۶۶۰۰۰ نانوتسلا در دو قطب تغییر می‌کند. به همین دلیل بسیاری از سنگ‌ها متأثر از این میدان، دارای خاصیت مغناطیسی هستند که به آن مغناطیدگی القایی می‌گویند. میدان ناشی از ماده به‌طور مستقیم با شدت میدان حاضر و همچنین نوع ماده متناسب است که این باعث تقویت میدان محلی می‌شود. به درجه مغناطیدگی

مغناطیسی ثابت فرض شده‌اند. رابطه (۴) برای حالتی است که یک منشور عمودی با گسترش عمقی محدود است که نتایج محاسبات صورت گرفته برای هر منشور در نقاط اندازه‌گیری یک ماتریس کرنل را می‌دهد که سطر ماتریس تعداد نقاط اندازه‌گیری و ستون ماتریس تعداد منشورهای تفکیک شده است. در واقع نباید اثر مغناطیس شدگی بازماند جزئی ( $RM$ ) را نادیده گرفت که به همین منظور در مدل پیشرو  $RM$  نیز در نظر گرفته شده است. اما از آنجا که بردار مغناطیس شدگی القایی در جهت بردار میدان کل زمین است پس برآیند بردار بزرگ‌تر از میدان القایی برای جسم  $RM$  نیست. برای مدل دو بُعدی ماتریس کرنل  $G$  به صورت رابطه (۵) تعریف می‌شود که شباهت زیادی به مدل دوو نیم بُعدی دارد (تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰):

(۵)

$$G = 2[\cos I \sin \beta \ln \left( \frac{r_2 r_3}{r_1 r_4} \right) - \sin I (\varphi_1 - \varphi_2 - \varphi_3 + \varphi_4)],$$

که  $r_i$  و  $\varphi_i$  فواصل و زوایا هستند (شکل ۱). نتایج به دست آمده از محاسبات و مدل سازی پیشرو درحکم مدل اولیه در برگردان به کار برده می‌شود.



شکل ۱. فاصله و زاویه‌ها برای تعیین بی‌هنجاری مصنوعی یک منشور عمودی با گسترش عمقی محدود.

### ۳-۱ مدل سازی پیشرو

ساختن مدل‌های متعدد زمین‌شناسی و مقایسه داده‌های نظری به دست آمده از این مدل‌ها با داده‌های مشاهده شده، یکی از روش‌های مرسوم تحلیل داده‌های مغناطیسی است. به این مدل سازی عددی داده‌ها که برای پارامترهای مدل داده شده است، مدل سازی پیشرو می‌گویند.

وقتی که امتداد طولی در جهت عمود بر نیم‌رخ حداقل ۱۰ برابر عرض بی‌هنجاری مغناطیسی باشد می‌توان در حالت دو بُعدی شی مغناطیسی را مشخص کرد. برنامه رایانه‌ای برای داده‌های مغناطیسی کل بکار برده شده است که مدل دو بُعدی را به مدل دو و نیم بُعدی بسط داده است. برای مدل دو و نیم بُعدی روابط (۳) و (۴) موجود است (تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰):

$$F = kGF_e, \quad (۳)$$

و

(۴)

$$G = \sin^2 I \sin \beta \{A + B\} - (\cos^2 I \sin \beta - \sin^2 I) \times [C - D]$$

$$A = \ln[(r_1^2 + L^2)^{\frac{1}{2}} + L] - \ln[(r_1^2 + L^2)^{\frac{1}{2}} - L]$$

$$B = \ln[(r_3^2 + L^2)^{\frac{1}{2}} - L] - \ln[(r_3^2 + L^2)^{\frac{1}{2}} + L]$$

$$C = \tan^{-1} \left( \frac{L}{x} \right) - \tan^{-1} \left( \frac{L}{x-b} \right)$$

$$D = \tan^{-1} \left( \frac{Ld}{x(r_1^2 + L^2)^{\frac{1}{2}}} \right) + \tan^{-1} \left( \frac{Ld}{(x-b)(r_3^2 + L^2)^{\frac{1}{2}}} \right),$$

که  $F$  میدان کل،  $k$  تباین خودپذیری مغناطیسی بین بی‌هنجاری و محیط پیرامون،  $F_e$  میدان مغناطیسی منطقه‌ای،  $I$  زاویه میل مغناطیسی،  $\beta$  زاویه امتداد منشور با شمال مغناطیسی،  $L$  طول نیم امتداد منشور و  $x$  مختصات نقطه مشاهده است که  $r_i$ ،  $b$  و  $d$  مقادیر ژئومتریکی از مسافت و زاویه هستند (شکل ۱). برای حل ساده‌تر مسئله، زمین به منشورهای منظم تقسیم می‌شود که در هر منشور پارامترهای مغناطیسی نظیر خودپذیری

## ۲-۳ برگردان

$$v = W_v^{-1} G^T (G W_v^{-1} G^T + W_e^{-1})^{-1} d, \quad (۶)$$

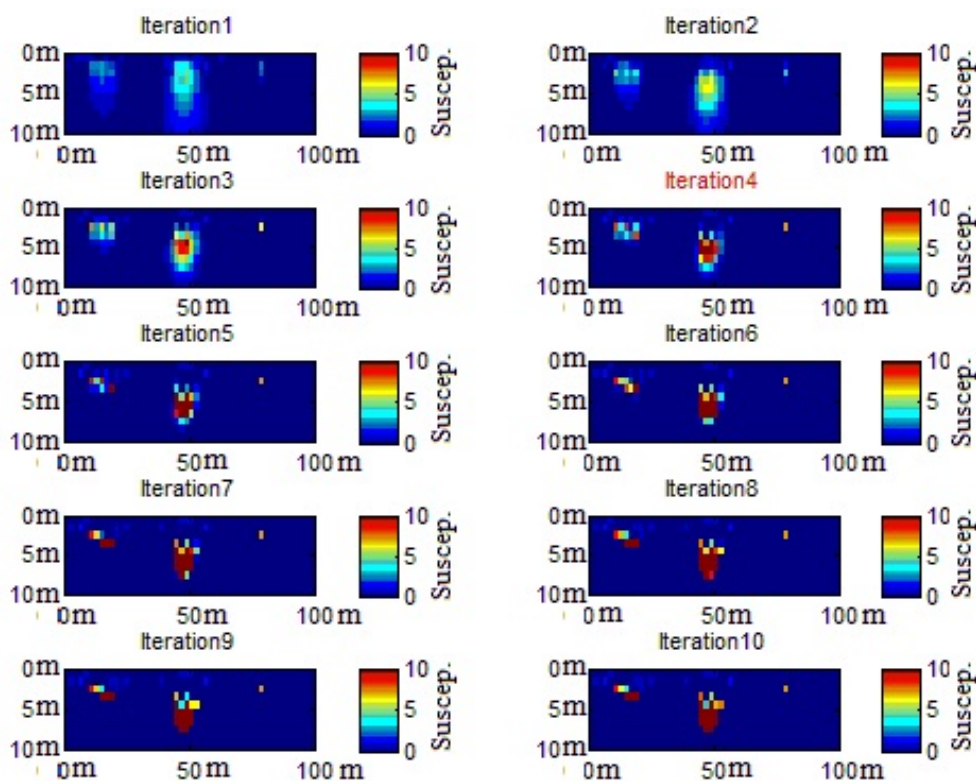
که  $v$  ماتریس  $(m \times 1)$  بردار خودپذیری مغناطیسی مجهول،  $W_v$  ماتریس  $(m \times m)$  وزن دهی خودپذیری مغناطیسی،  $W_e$  ماتریس  $(n \times n)$  وزن دهی نوفه،  $G$  ماتریس  $(n \times m)$  کرنل و  $d$  ماتریس  $(n \times 1)$  داده های مغناطیسی مشاهده شده است که  $m$  منشور با خودپذیری مغناطیسی مجهول و  $n$  داده اندازه گیری شده است. برای ماتریس های قطری  $W_v$  و  $W_e$  روابط (۷) و (۸) موجود است (لاست و کویک، ۱۹۸۳):

$$[W_v^{(k-1)}]_{ii}^{-1} = [v_i^{(k-1)}]^2 + \varepsilon, \quad (۷)$$

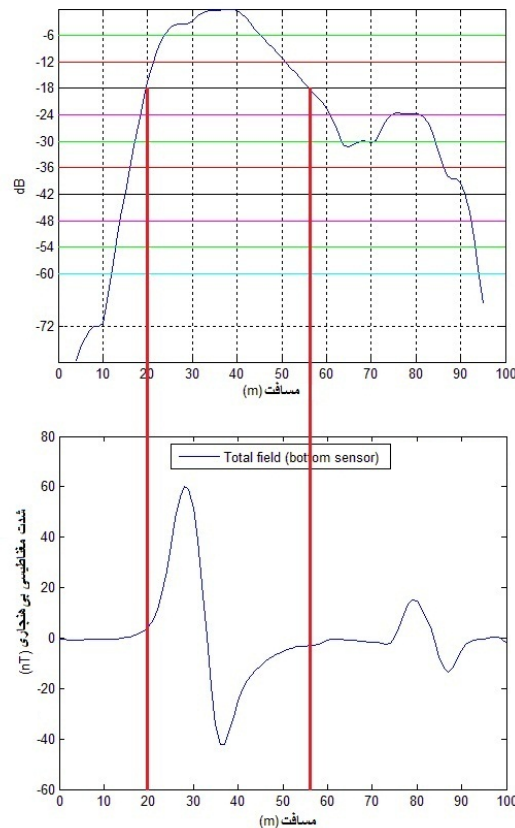
و

$$W_e^{-1} = (N/S) \text{diag} (G W_v^{-1} G^T), \quad (۸)$$

برای تعیین ساختارهای زمین شناسی سعی می شود که ساختارهای زمین شناسی واقعی را با مدل هایی ساده تقریب بزنیم و در نهایت پارامترهای مدل زمین شناسی از روی داده های مشاهده ای به دست آید که به این کار برگردان می گویند. در روش برگردان دوبعدی صورت گرفته، زمین مورد بررسی به تعداد زیادی منشور افقی با طول بی نهایت تقسیم شده است. می توان پاسخ های منشورها را به صورت معادله خطی  $d = Gm$  نوشت (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶) که  $G$  ماتریس کرنل است که در واقع ارتباط بین پاسخ مغناطیسی و پذیرفتاری مغناطیسی در نقاط برداشت است و  $d$  شدت کل میدان بی هنجاری مغناطیسی محاسبه شده در نقاط برداشت و  $m$  پارامترهای مدل است. برای حل مسائل مربوط به برگردان، رابطه (۶) موجود است (لاست و کویک، ۱۹۸۳):



شکل ۲. تکرار برگردان برای رسیدن به نتیجه مطلوب. در این شکل تعداد تکرار ۱۰ مرتبه است.



شکل ۳. تعیین محدوده بی‌هنجاری اصلی در ماسک سیگنال با توجه به سیگنال بی‌هنجاری.

دارد (منکه، ۱۹۸۴). یک انتخاب شبه‌خودکار از بخش‌هایی از سیگنال، در واقع عملگر برگردان را روی آن قسمت از سیگنال که سیگنال بی‌هنجاری اصلی است می‌برد (ماسک سیگنال) تا دقت عملگر برگردان روی آن بخش از سیگنال بیشتر و فاصله بین محاسبات و داده‌های تجربی ( $L_2$ ) در این قسمت کمتر شود (شکل ۳).

#### ۴ داده‌های مصنوعی

شکل ۴ مثالی برای مدل مصنوعی و مقایسه نتایج برگردان داده مصنوعی در دو حالت ماسک سیگنال و بدون ماسک سیگنال است. مدل مصنوعی با ۱۰۱ داده روی نیم‌رخ شمالی-جنوبی به طول ۱۰۰ متر است. در این مدل مصنوعی همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌کنید دو نوفه نیز گنجانده شده است که دارای تغییرات مغناطیسی

که  $k$  مرتبه تکرار است بدین صورت که در هر مرحله ماتریس‌های وزن‌دهی تغییر می‌کنند تا نتایج مطلوب‌تری از خود‌پذیری مغناطیسی، شکل، عمق و تفکیک‌پذیری (رزولوشن) به دست آید (شکل ۲) و  $\epsilon$  عدد انحراف است و  $W_e$  به  $W_D$ ،  $G$  و نسبت نوفه به سیگنال ( $N/S$ ) وابسته است. بنابراین پارامترهای مورد نیاز برای برگردان در برنامه رایانه‌ای عبارت‌اند از: بیشینه مرتبه تکرار، بیشینه مقدار تباین خود‌پذیری مغناطیسی بی‌هنجاری با محیط پیرامون و نسبت نوفه به سیگنال.

تفکیک‌پذیری مدل قویاً تحت تاثیر انتخاب پارامتر ( $N/S$ ) است پس با انتخاب یک آستانه در ماتریس تفکیک‌پذیری مدل در برگردان، در واقع بهترین شبکه زیرزمینی ممکن ارزیابی شده است و همچنین نظارت بر بهتر شدن تفکیک‌پذیری در هر تکرار در برگردان وجود

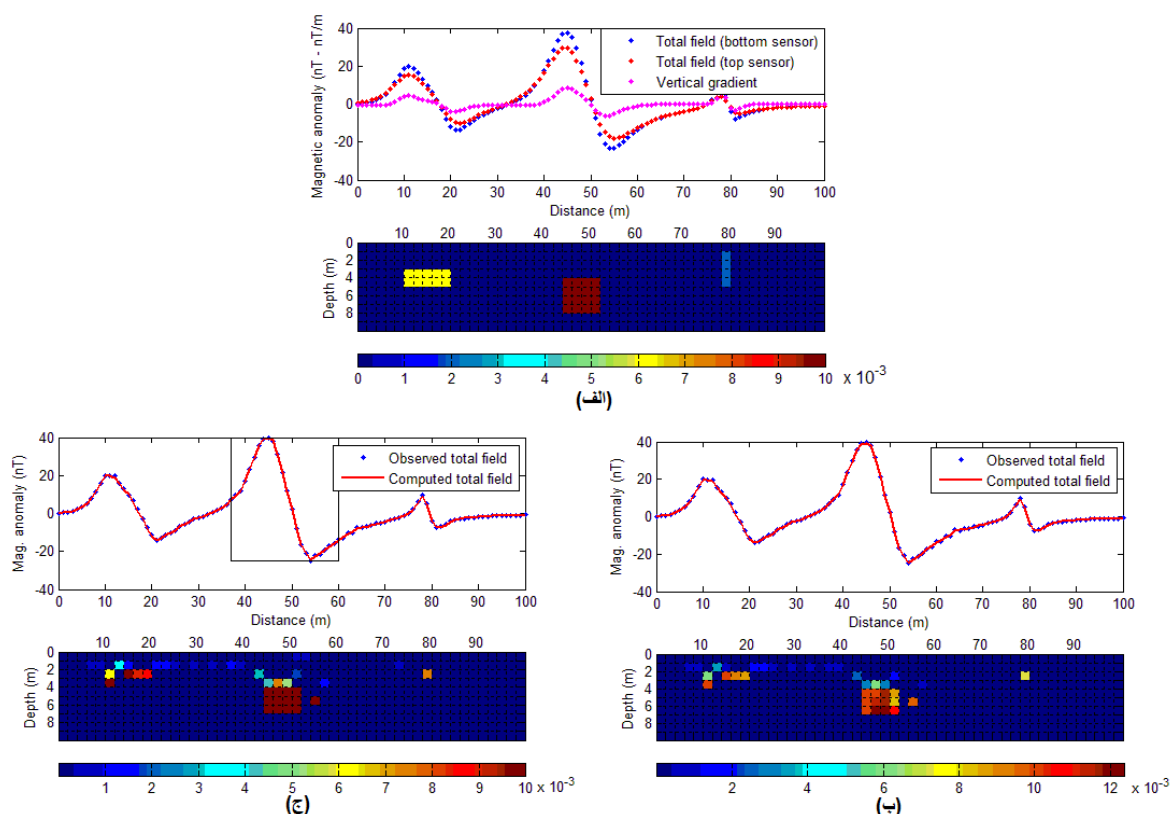
### ۵-۱ زمین شناسی عمومی منطقه

بخش عمده منطقه مورد بررسی از سنگ های رسوبی تشکیل شده است. این سنگ ها شامل سنگ های کربناته، ماسه سنگ ها و کوارتزیت است که در واحدهای پایندر، میلا، لالون و زاگون قرار گرفته اند. در داخل ممبرهای این سازندها سنگ های دگرگونی از جمله شیست ها، نیز مشاهده می شوند. در شمال منطقه یک توده آذرین مافیک به داخل سازندهای پیش گفته نفوذ کرده و کانه زایی آهن در حاشیه توده مزبور با سنگ های آهنی ایجاد شده است. جنس توده آذرین دیوریت تا گابرو است. کانه زایی آهن منطقه از نوع مگنتیتی و هماتیتی است. بررسی های میکروسکوپی نشان می دهد که کانه هماتیت در رخنمون ها جایگزین کانه مگنتیت شده است.

چشمگیری هستند. ابعاد هر منشور  $1 \times 2$  متر و نسبت نوفه به سیگنال  $0/05$  است. همان طور که مشاهده می شود دقت شناسایی بی هنجاری اصلی در حالتی که از ماسک سیگنال استفاده شده بهتر از حالت بدون ماسک سیگنال است و تا حدود زیادی اثر نوفه های پیرامون را کم کرده است.

### ۵ داده های صحرائی

منطقه مورد بررسی در  $34$  کیلومتری شمال شهرستان سمنان و حدود  $8$  کیلومتری شمال شرق شهرستان شهیرزاد در استان سمنان واقع شده است. مسیر اصلی برای دسترسی به محدوده روی نقشه شکل  $5$  مشخص شده است.



شکل ۴. مثالی برای مدل مصنوعی به همراه کاربرد ماسک سیگنال، (الف) مدل مصنوعی، (ب) نتیجه برگردان مدل مصنوعی بدون ماسک سیگنال، (ج) با ماسک سیگنال.

راستای تقریبی شرقی-غربی، می‌توان منشأ آن را یک ساختار دو بُعدی در نظر گرفت و در نتیجه از روش مدل‌سازی و برگردان دو بُعدی در تحلیل و بررسی منشأ بی‌هنجاری استفاده شده است.

قبل از عملی شدن بررسی‌های مغناطیس‌سنجی، با توجه به مشاهدات زمین‌شناسی انتظار حضور کانسار مگنتیت می‌رفت اما بررسی‌های مغناطیس‌سنجی به وضوح نشان‌دهنده این مطلب است که بی‌هنجاری نهفته در زمین از نوع مگنتیت نیست. اولین شاهد برای اثبات این مطلب دامنه سیگنال است که حتی با توجه به پروزدگی کانسار، در حدود ۴۰۰ نانو تسلا است و این یعنی اینکه به احتمال زیاد بی‌هنجاری موجود از نوع مگنتیت نیست زیرا مگنتیت پاسخی به مراتب قوی‌تر دارد، ولی با توجه به طول موج و دامنه سیگنال که نشان‌دهنده پاسخی موجه و قوی از یک توده عمیق است، می‌توان آن را به احتمال حضور هماتیت

این جایگزینی باعث شده است که جذب مغناطیسی رخنمون‌های آهن در بعضی مناطق به شدت کاهش یابد. از طرف دیگر همین موضوع منجر به توجیه اجرای پروژه مغناطیس‌سنجی در این منطقه شد زیرا این تحقیقات نشان می‌دهد که احتمالاً کانی اصلی و اولیه ایجاد شده مگنتیت است و فرایند جایگزینی ثانویه است (شکل ۶).

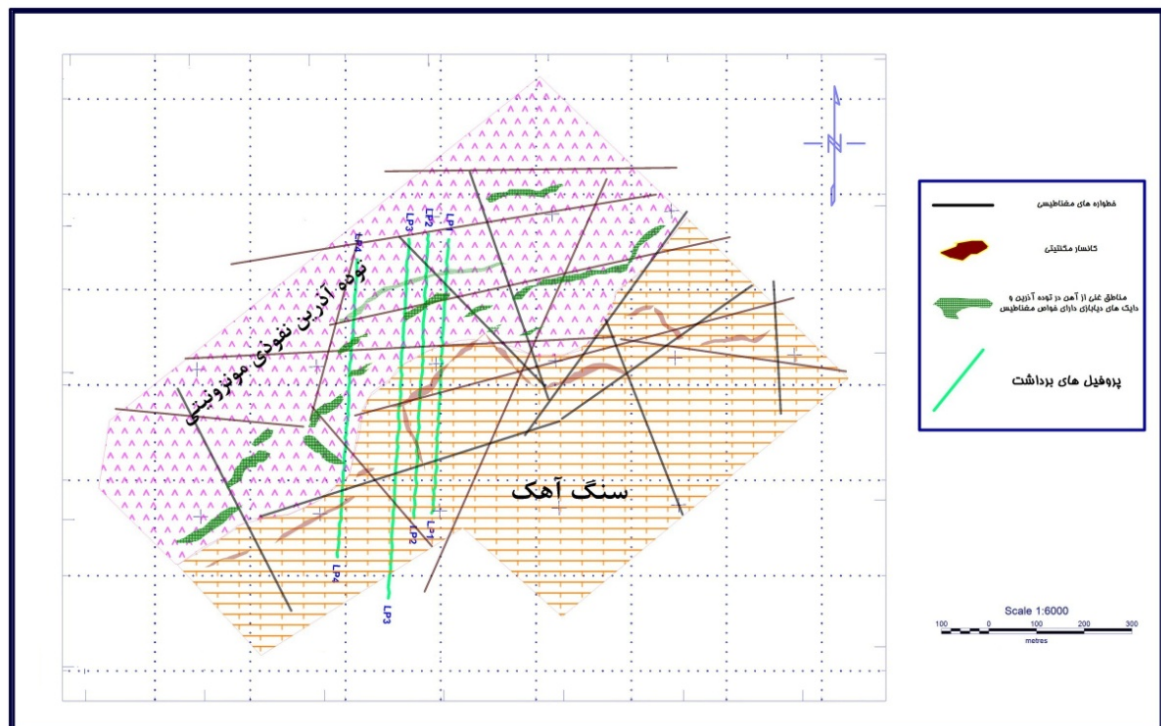
## ۵-۲ مدل‌سازی و برگردان داده‌ها

دو نیم‌رخ شمالی-جنوبی به فاصله حدود ۵۰ متر از هم و فواصل ایستگاهی ۱۰ متر و به ترتیب به طول ۶۰۰ و ۷۵۰ متر طراحی و برداشت شد که به منظور تایید صحت داده‌برداری اولیه با دقت بیشتر و عمود بر یک ناحیه کانی‌زایی با روند تقریباً شرقی-غربی صورت گرفت. پس از اعمال تصحیحات لازم اعم از گسترش فراسو به ارتفاع ۵ متر در جهت حذف بی‌هنجاری‌های سطحی و تصحیح IGRF، بیشینه دامنه بی‌هنجاری در حدود ۴۰۰ نانو تسلا به دست آمد. با توجه به کشیده بودن بی‌هنجاری در



شکل ۵. موقعیت محدوده مورد بررسی به همراه راه‌های دسترسی.





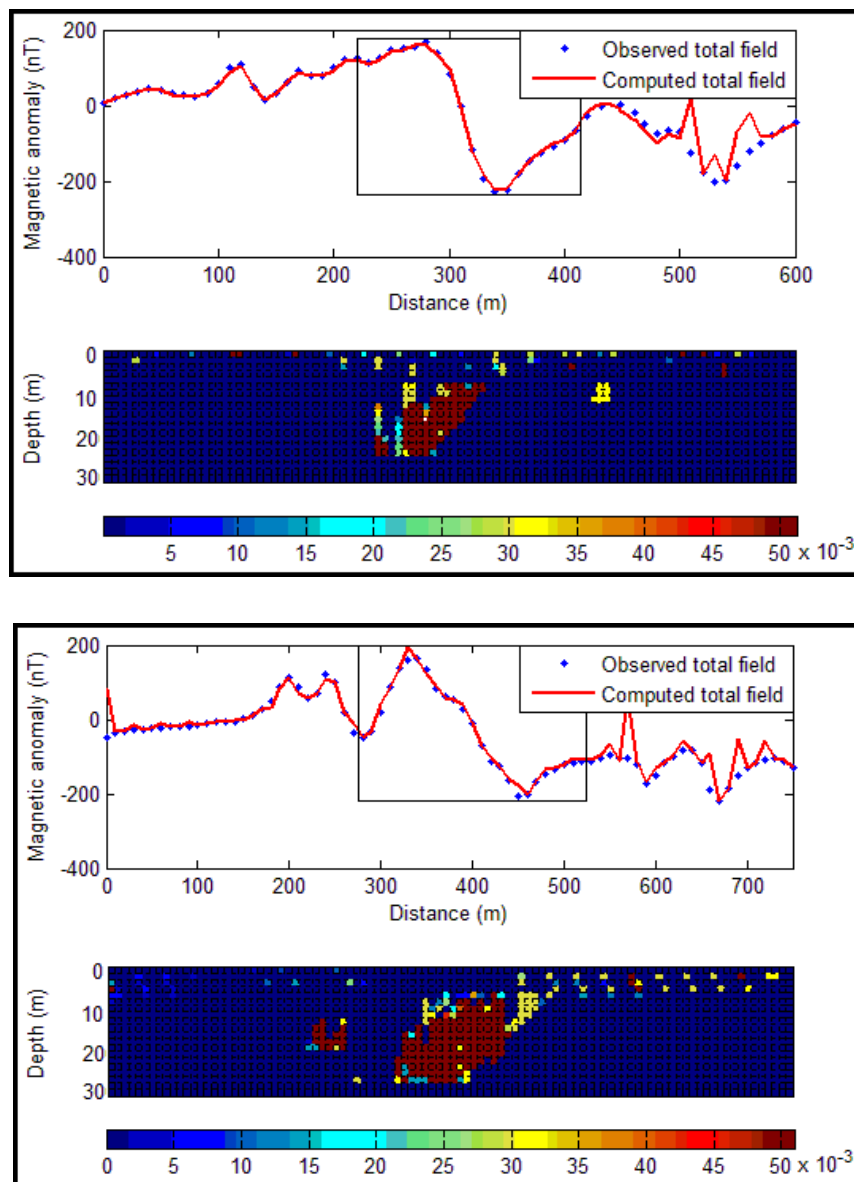
شکل ۶. نقشه زمین شناسی منطقه برداشت داده ها (تهیه شده توسط دکتر لقمان نمکی بر اساس مشاهدات حضوری از منطقه و داده های مغناطیسی).

حضور بی هنجاری دیگر در کنار این بی هنجاری اصلی، حاصل از برگردان مربوط به نیم رخ به طول ۷۵۰ متر قابل مشاهده است که روی سیگنال نیز اثر گذاشته است. به احتمال زیاد این بی هنجاری نیز از جنس هماتیت است اما محدود است و عمق چندانی ندارد؛ در نتیجه می توان گفت که به احتمال زیاد کانه زایی به صورت اندک در مجاورت بی هنجاری اصلی نیز صورت گرفته است.

#### ۶ نتیجه گیری

در بحث پردازش و تفسیر داده های مغناطیسی، مدل سازی پیشرو و برگردان را داریم که هر دو در برنامه رایانه ای مورد استفاده، به کار رفته اند. در این برنامه رایانه ای، به منظور کاستن از اثرات نوفه، از روش ماسک سیگنال برای تمرکز عمل برگردان روی سیگنال بی هنجاری اصلی

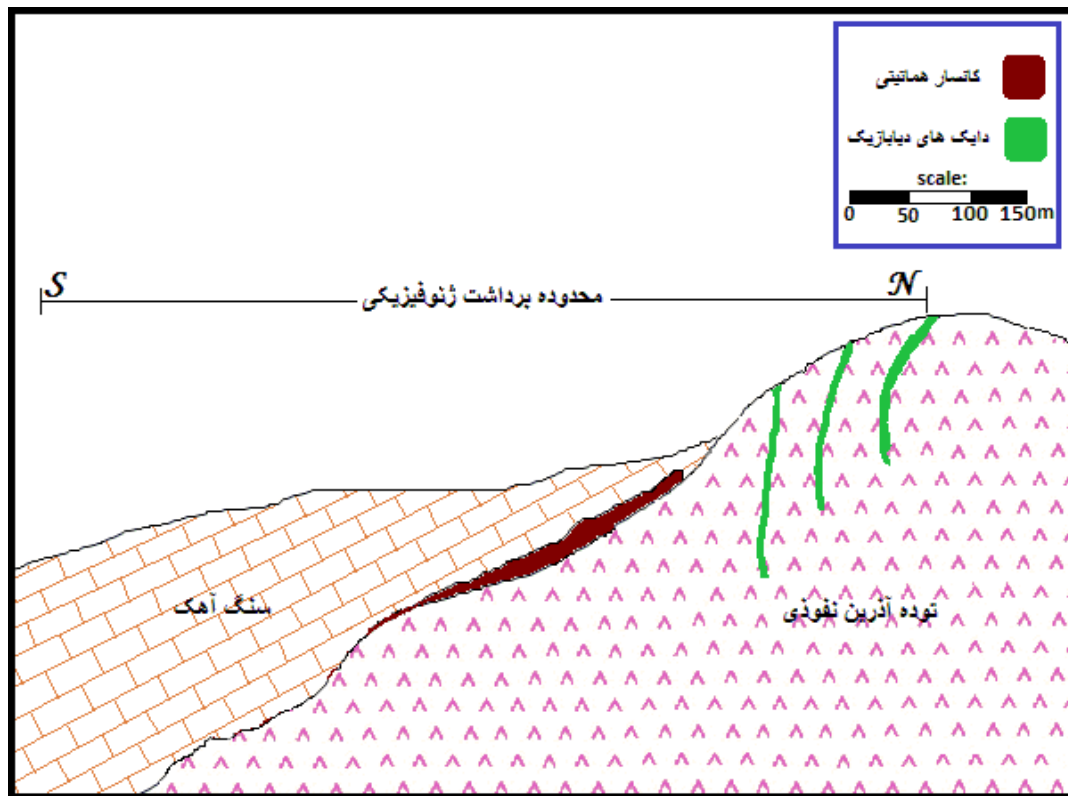
نسبت داد. دومین شاهد برای اثبات این ادعا نتیجه قاطع و محکم حاصل از اعمال مدل سازی و برگردان داده ها با توجه به شکل ۷ است که به وضوح مشاهده می شود خود پذیری مغناطیسی به دست آمده، ۰/۰۵ است که با توجه به این مقدار و شواهد زمین شناسی که نشان دهنده این مهم بود که در این منطقه با کانسار آهن مواجه هستیم؛ بنابراین، این، پاسخ مربوط به حضور توده های هماتیستی است. همچنین می توان گفت که از عمق ۵ متر خود پذیری مغناطیسی رو به افزایش است و از عمق ۱۰ تا ۲۵ متر به حداکثر مقدار خود می رسد. در مجموع شکل ۷ نشان دهنده حضور یک توده شیب دار در بخش میانی نیم رخ از عمق ۵ تا ۲۵ متر به ضخامت تقریبی ۱۰ متر و طول تقریبی ۱۰۰ متر است. خود پذیری مغناطیسی برای بی هنجاری مدل ۰/۰۵ است که مربوط به حضور توده های هماتیستی است.



شکل ۷. نتایج برگردان دو نیم‌رخ منطقه مورد بررسی همراه با اعمال روش ماسک سیگنال.

آهک کانه‌زایی صورت گرفته است. این کانسار با ضخامت تقریبی ۱۰ متر، شیب‌دار است و تقریباً از سطح زمین شروع می‌شود و تا اعماق ادامه می‌یابد (شکل ۸). حفاری‌های صورت‌پذیرفته در منطقه نیز موارد پیش‌گفته را تایید می‌کند.

استفاده شده است که روش جدید و حائز اهمیت است. در این مقاله با مدل‌سازی و تکرار فرایند برگردان روی داده‌های مغناطیس‌سنجی منطقه شهیرزاد استان سمنان و استفاده از روش ماسک سیگنال، می‌توان گفت که بی‌هنجاری مغناطیسی مورد بررسی از نوع هماتیت است و روی توده نفوذی آذرین و بین توده و سنگ



شکل ۸. مقطع دوبعدی پیشنهادی با توجه به بررسی های زمین‌شناسی منطقه و نتایج برگردان دو بعدی مغناطیسی (تهیه شده توسط مهرداد دریجانی براساس نقشه زمین‌شناسی و نتایج برگردان).

#### منابع

- Menke, W., 1984, Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory: Academic Press Inc., San Diego, Colifornia, 285pp.
- Namaki, L., Gholami, A., and Hafizi, M. A., 2011, Edge-preserved 2-D inversion of magnetic Data; an application to the Makran arc-trench complex: Geophysical J. Int., **184**(3), 1058-1068.
- Stocco, S., Godio, A., and Sambuelli, L., 2009, Modelling and compact inversion of magnetic data: A Matlab code: Computers & Geoscience, **35**, 2111-2118.
- Telford, W. M., Gedrat, L. P., and Sheriff, R. E., 1990, Applied Geophysics: Cambridge University Press, Cambridge, UK, 512pp.
- Cooper, G. R. J., and Cowon, D. R., 2006, Enhancing potential field data using filters based on the local phase: Computers & Geoscience, **32**(10), 1585-1591.
- Fedi, M., Primiceri, R., Quarta, T., and Villani, A. V., 2004, Joint application of continuous and discrete wavelet transform on gravity data to identify shallow and deep sources: Geophysical J. Int., **156**(1), 7-21.
- FitzGerald, D., Reid, A. A., and McInerney, P., 2004, New discrimination techniques for Euler deconvolution: Computers & Geoscience, **30**, 461-469.
- Last, B. J., and Kubik, K., 1983, Compact gravity inversion: Geophysics, **48**, 713-721.
- Li, Y., Oldenburg, D. W., 1996, 3-D inversion of magnetic data: Geophysics, **61**, 394-408.