

## استفاده از روش لی-اولدنبورگ در برگردان سه بعدی داده های مغناطیسی زمینی منطقه گزستان (استان یزد)

\*<sup>۱</sup> بهرام یوسفی<sup>۱</sup> و بهروز اسکووی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانش آموخته کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۹/۸/۳، پذیرش نهایی: ۹۰/۱۱/۱۱)

### چکیده

هدف از این تحقیق، بررسی بیهنجاری های مغناطیسی موجود در منطقه گزستان در استان یزد با استفاده از برگردان سه بعدی داده های مغناطیسی و عرضه یک راهکار جدید برای مدل سازی ساختارهای زیرزمینی است. با استفاده از نرم افزار Mag3D، که براساس الگوریتم غیرخطی لی-اولدنبورگ نوشته شده است، امکان مدل سازی ساختارهای زمین شناسی با توزیع هندسی پیچیده فراهم شده است. در پایان، توزیع خودپذیری مغناطیسی در هریک از سلول ها، شکل سه بعدی توده زیرزمینی را تعیین می کند. رهیافت مطرح شده در این تحقیق، متغیر گرفتن ابعاد و تعداد سلول ها و پارامترهای هموارسازی است. برای ارزیابی صحت مدل به دست آمده، نتایج با اطلاعات به دست آمده از گمانه های خفاری موجود در منطقه مقایسه شده است که همبستگی قابل قبولی بین نتایج وجود دارد. نتیجه تحقیق، تشخیص سه بیهنجاری نسبتاً بزرگ با خودپذیری بالای ۸/۰ در دستگاه cgs در منطقه مورد بررسی است که در عمق های ۱۰ متر تا ۱۲۰ متر واقع اند.

واژه های کلیدی: برگردان سه بعدی مغناطیسی، خودپذیری مغناطیسی، بیهنجاری مغناطیسی، پارامترهای هموارسازی

## 3D Inversion of ground magnetic data of Gazestan area based on Li-Oldenburg method

Yousefi, B.<sup>۱</sup> and Oskooi, B.<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>M.Sc. Student in Geophysics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>۲</sup>Assistant Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 25 Oct 2010, Accepted: 31 Jan 2012)

### Abstract

One of the appropriate methods for description of geological complexity of earth's crust is modeling of magnetic data by inversion. After investigations performed about 1D and 2D modeling in recent decades, nowadays most of the investigations about potential field are based on 3D inversion modeling. The goal of the magnetic inversion is to obtain, from the extracted anomaly data, quantitative information about the distribution of the magnetic susceptibility in the ground. Thus it is assumed that the input data to the inversion program is the extracted residual anomaly and programs in the library are developed accordingly.

In this study, we present a method for magnetic data inversion to make 3D susceptibility models of an area with a suitable potential of Iron-ore. We have used Mag3D program which uses the nonlinear Li, Y. and Oldenburg, D. W., algorithm. It determines the best model to show susceptibilities of bodies with an iterative approach.

In This program susceptibilities are assumed to be small. This means that results will

be wrong when susceptibilities are higher than that which causes self-demagnetization. The model is specified using a mesh of rectangular cells, each with a constant value of susceptibility and topography. Furthermore we assume that the remanent magnetization is zero and the magnetization effect is negligible. Thus in this paper the induced magnetization has been used.

The inversion is solved as an optimization problem with the simultaneous goals of (i) minimizing an objective function on the model and (ii) generating synthetic data that match observations to within a degree of misfit consistent with the statistics of those data. To counteract the inherent lack of information about the distance between source and measurement, the formulation incorporates a depth or distance weighting term. For improving the results of the inversion method, priori geophysical or geological information have been incorporated. Even in Gazestan area there will be some geological information available in addition to the geophysical data. These constraints can be supplied to the inversion software, with adjustable levels of certainty, via a reference model of expected properties, bounds on the expected properties, or smoothness weights based on positions and orientations of the rocks. The constraints can come from mapping, sampling, analogous areas, or neighboring regions. The depth weighting function is designed to counteract the decay of the potential field response with distance from the source so that all cells have an equal likelihood of containing sources. This is necessary as there is no inherent depth information contained in the observed potential field response and a default solution to the inverse problem would result in a model with sources clustered near the surface. The depth weighting function has the form (Li and Oldenburg, 1996). In later stages of exploration and development additional information from drilling, detailed structural interpretation, trenching, and even preliminary mining will also be available.

To test the accuracy of the method, we have compared the results with boreholes data. Finally, the model shows three huge anomalies in this region. The largest anomaly is located in the middle of the area of study with the average thickness of 80 m.

**Keywords:** Magnetic inversion, Susceptibility, Magnetic anomaly, Regularization

## ۱ مقدمه

عمق تا سطح بالای یک یک توده‌ها از راه تکرار، به یک مدل نهایی بهینه که تغییرات خودپذیری مغناطیسی مواد زیرسطحی را نمایش می‌دهد می‌رسیم. یکی از مهم‌ترین روش‌های درک و توصیف پیچیدگی‌های زمین شناختی پوسته کره زمین، مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی به روش برگردان است. روش برگردان را می‌توان به منزله یکی از مناسب‌ترین روش‌ها در برآورد عمق و شکل بی‌亨جارتی‌های مدفون نام برد. در روش شناسی برگردان داده‌های مغناطیسی، یک مدل را به منظور توصیف هندسه آن و یا توزیع یک ویژگی فیزیکی مانند خودپذیری مغناطیسی پارامتری می‌کنیم. به‌این ترتیب، دو رهیافت

تعیین عمق توده‌های مغناطیسی یکی از کاربردهای اصلی اکتشافات ژئوفیزیکی به روش مغناطیسی است. با استفاده از روش‌های گوناگون عرضه شده برای تفسیر داده‌های مغناطیسی می‌توان عمق سطح بالای توده‌های منشأ و یا وضعیت جهت‌یافتنگی و امتداد یک حوزه کانی‌زاوی و یا به عبارتی محل تمرکز کانسارهای با خودپذیری مغناطیسی زیاد را تعیین کرد. یکی از روش‌های مدل‌سازی کانسارهای دارای خاصیت مغناطیسی تجزیه آن به سلول‌های راست‌گوشة مجاور هم با ابعاد قابل تعیین ازسوی کاربر است. بنابراین با در نظر گرفتن یک مدل اولیه و برگردان داده‌های مغناطیسی برای تعیین بهترین

استفاده قرار گرفته است، ابتدا در مورد متغیری که تفسیر براساس آن صورت خواهد گرفت، تصمیم‌گیری می‌شود، که می‌تواند خودپذیری مغناطیسی یا لگاریتم خودپذیری مغناطیسی و یا تابعی از خودپذیری مغناطیسی مورد جست‌جو باشد. سپس یک تابع هدف چند مؤلفه‌ای که دارای انعطاف‌پذیری کافی برای تولید انواع مدل باشد ساخته می‌شود. شکل این تابع هدف به گونه‌ای است که می‌تواند برای جنبه‌های ناخواسته ریاضی قابل قبول از قبیل تمرکز خودپذیری مغناطیسی در نزدیکی سطح، ساختار بسیار بزرگ و یا وجود خودپذیری مغناطیسی‌های منفی، تصحیح شود. این تابع هدف، ناهمواری‌ها را در سه جهت فضایی جبران می‌کند و یک وزن‌دهی براساس توزیع خودپذیری مغناطیسی با عمق دارد. تابع‌های کمکی وزن‌دهی سه‌بعدی در تابع هدف را می‌توان در ترکیب کردن اطلاعات بیشتر درباره مدل به کاربرد. چنین اطلاعاتی ممکن است از کاوش‌های دیگر ژئوفیزیکی، داده‌های زمین‌شناسی و یا درک کمی و کیفی مفسر از ساختار زمین‌شناسی و ارتباط آن با خودپذیری مغناطیسی در دسترس باشند. همچنین این تابع‌های سه‌بعدی وزن‌دهی را می‌توان در پاسخگویی به سؤالاتی در مورد وجود ویژگی‌های خودپذیری مغناطیسی یافت شده از برگردان‌های قبلی، به کار گرفت. در این رهیافت از خودپذیری‌های مغناطیسی منفی، با ساختن یک تبدیل از متغیرها و حل یک مسئله برگردان غیرخطی، صرف نظر شده است. راه حل‌های عددی برای برگردان از راه تقسیم زمین به تعداد زیادی سلول، تحقق یافته است تا اقسام زمین‌شناسی پیچیده به طور نسبی ساخته شوند. با استفاده از یک الگوریتم زیرفضای تعیین یافته که به طور ضمنی کار می‌کند (لی ور و اولدنبُرگ، ۲۰۰۶)، از بروز مشکلات محاسباتی غالب در حل دستگاه‌های با ماتریس بزرگ، جلوگیری شده است.

اصلی در برگردان داده‌های مغناطیسی وجود دارد: در اولین رهیافت، هدف از برگردان تعیین هندسه مشناً است و در رهیافت دوم، هدف تعیین خودپذیری مغناطیسی و یا مغناطیدگی است. در ادامه تحقیقات بات (۱۹۶۰) در برگردان داده‌های گرانی برای تعیین عمق حوزه رسوبی که با روش تنظیم عمق منشورهای قائم به صورت تکراری می‌گرفت، محققان دیگری نیز در زمینه فرمول‌بندی کردن مدل‌سازی عمق حوزه‌های رسوبی تحقیقاتی کردند (پیدرسن، ۱۹۷۷). پیلکینگتون و کراسلی (۱۹۸۶) از روش محاسبه مستقیم پارکر (۱۹۷۲) و برگردان خطی برای برگردان داده‌های مغناطیسی به منظور تعیین ناهمواری سنگ بستر استفاده کردند. پوستیسیک (۱۹۹۰) یک روش غیر تکراری برای مدل‌سازی سنگ بستر مطرح ساخت. یکی از روش‌های برگردان کانسارهای دارای خاصیت مغناطیسی، تجزیه آن به سلول‌های مستطیلی است که ابعاد هندسی هریک از سلول‌ها متغیر و گسترش عمقی مدل از سوی تحلیل‌گر قابل برآورد است. یک تابع هدف چند مؤلفه‌ای که دارای انعطاف‌پذیری کافی برای تولید انواع مدل باشد ساخته می‌شود. شکل این تابع هدف به گونه‌ای است که می‌تواند برای جنبه‌های ناخواسته ریاضی قابل قبول از قبیل تمرکز خودپذیری مغناطیسی در نزدیکی سطح، ساختار بسیار بزرگ و یا وجود خودپذیری مغناطیسی‌های منفی، تصحیح شود. این تابع هدف ناهمواری‌ها را در سه جهت فضایی جبران می‌کند و یک وزن‌دهی براساس توزیع خودپذیری مغناطیسی با عمق دارد. تابع‌های کمکی وزن‌دهی سه‌بعدی در تابع هدف را می‌توان در ترکیب کردن اطلاعات بیشتر درباره مدل به کار گرفت.

## ۲ نظریه برگردان داده‌های مغناطیسی

در رویکرد برگردان عرضه شده از سوی لی-اولدنبُرگ (۱۹۹۶) در نرم‌افزار Mag3D که در این تحقیق مورد

$$\begin{aligned} \varphi_m(m) = & \alpha_s \int_V \omega_s \left\{ \omega(\vec{r}) [m(\vec{r}) - m_0] \right\}^2 dv \\ & + \alpha_x \int_V \omega_x \left\{ \frac{\partial \omega(\vec{r}) [m(\vec{r}) - m_0]}{\partial x} \right\}^2 dv \\ & + \alpha_y \int_V \omega_y \left\{ \frac{\partial \omega(\vec{r}) [m(\vec{r}) - m_0]}{\partial y} \right\}^2 dv \\ & + \alpha_z \int_V \omega_z \left\{ \frac{\partial \omega(\vec{r}) [m(\vec{r}) - m_0]}{\partial z} \right\}^2 dv. \end{aligned} \quad (2)$$

که در آن، تابع‌های  $\omega_s$ ,  $\omega_x$ ,  $\omega_y$  و  $\omega_z$  از لحاظ فضایی مستقل‌اند در حالی که  $\alpha_s$ ,  $\alpha_x$ ,  $\alpha_y$  و  $\alpha_z$  ضرایبی هستند که بر اهمیت نسبی متفاوت مؤلفه‌ها در تابع هدف تأثیر می‌گذارند. در اینجا تابع  $(\vec{r})^w$  یک تابع وزن‌دهی تعمیم داده شده است.

هدف این تابع خنثی کردن میرایی هندسی حساسیت با فاصله از یک مکان مشاهده است. به طوری که حساسیت بازیافنی در نزدیکی ایستگاه‌های اندازه‌گیری خنثی نشود. جزئیات تابع وزن‌دهی در بخش بعدی توضیح داده می‌شود.

تابع هدف در معادله (۲) این انعطاف را دارد که مدل‌های متفاوت بسیاری بسازد. مدل مرجع  $m_0$  می‌تواند یک مدل زمینه عمومی باشد که از بررسی‌های قبلی برآورد شده است، و یا اینکه می‌تواند مدل صفر باشد. مدل مرجع عموماً در مؤلفه نخست تابع هدف دخیل است، اما در صورت تمایل می‌توان آن را از عبارات باقی‌مانده حذف کرد. غالباً اطمینان بیشتری وجود دارد که مقدار مدل در یک نقطه مشخص تعیین شود تا اینکه برآورده از گرادیان به دست آید. نزدیکی نسبی مدل نهایی به مدل مرجع در هر موقعیتی با استفاده از تابع، کنترل می‌شود. برای مثال اگر مفسر اطمینان زیادی به مدل مرجع در منطقه‌ای خاص داشته باشد، می‌تواند در مقایسه با دیگر مناطق، مدل  $\omega$  را برای افزایش دامنه تعیین کند. تابع‌های وزن‌دهی  $\omega_x$ ,  $\omega_y$  و  $\omega_z$  را می‌توان برای تقویت و تضعیف ساختارها در مناطق گوناگون در حوزه مدل، طراحی کرد.

فرض کنید مجموعه داده‌های بی‌亨جارتی استخراج شده به صورت  $(d_1, \dots, d_N)^T = \vec{d}$  و خودپذیری مغناطیسی سلول‌ها در مدل به صورت  $(K_1, \dots, K_M)^T = \vec{K}$  باشد، این دو با ماتریس حساسیت  $\tilde{G}$  به یکدیگر مرتبط می‌شوند (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶).

$$\vec{d} = G \vec{K}, \quad (1)$$

ماتریس  $\tilde{G}$  دارای عضوهای  $g_{ij}$  است که میزان نفوذ به  $i$  امین سطح مبنای مربوط به یک واحد خودپذیری مغناطیسی در سلول  $j$  را معین می‌کند. برنامه MAGSEN3D ماتریس حساسیت  $G$  را محاسبه می‌کند که در مدل‌سازی از آن استفاده می‌شود. ماتریس حساسیت در طول روند کامل برگردان یک نقشه اولیه از یک مدل به داده‌ها عرضه می‌کند. مسئله برگردان به منزله یک مسئله بهینه‌سازی، فرمول‌بندی می‌شود که یک تابع هدف از مدل، با توجه به محدودیت‌های معادله کمینه می‌شود. نخستین سؤالی که در برگردان مغناطیسی مطرح می‌شود تعیین «مدل» است. از آنجا که میدان بی‌هنجارتی به طور مستقیم متناسب با خودپذیری مغناطیسی است،  $K$  را در حکم مدل در نظر می‌گیریم. این انتخاب برنامه برگردان MAGINV3D است. عموماً نماد کلی  $m$  را برای عنصر مدل معرفی می‌کنیم. پس از تعیین یک «مدل» یک تابع هدف ایجاد می‌شود که در هنگام کمینه شدن، مدلی تولید کند که از لحاظ رئوفیزیکی قابل تفسیر است. جزئیات تابع هدف وابسته به مسئله است ولی عموماً برای نزدیک شدن به یک مدل مرجع  $m_0$  احتیاج به انعطاف‌پذیری داریم. همچنین نیازمندیم که مدل به طور نسبی در سه جهت فضایی هموار باشد. در اینجا یک دستگاه مختصات دکارتی راست دست را می‌پذیریم با جهت  $x$  شمال مثبت و  $z$  جنوب مثبت (لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۶). فرض کنید تابع هدف به صورت زیر باشد:

تعیین شده، عدم تطابق می‌دهد، حل می‌شود. از آنجاکه خودپذیری مغناطیسی، مثبت تعریف شده است، احتیاج داریم که این قید فرضی را اعمال کنیم که همهٔ عناصر مدل مثبت هستند. همچنین جواب از مسئله کمینه‌سازی زیر به دست آمده است.

$\vec{m}$  کمینه کردن،  $\varphi_d + \mu\varphi_m = \varphi$  با هدف،  $\langle \vec{o} \rangle$  که در آن  $\mu$  یک پارامتر تحلیل گر است و اهمیت نسبی مقیاس مدل و عدم تطابق داده‌ها را کنترل می‌کند. هنگامی که انحراف معیار استاندارد خطای داده‌ها مشخص است، عدم تطابق قابل قبول با مقدار قابل انتظار  $\varphi_d^*$  داده می‌شود و به دنبال مقدار  $\mu$  خواهیم بود که عدم تطابق مطلوب را فراهم می‌کند. از طرفی مقدار برآورده  $\mu$ ، قابل تعیین خواهد بود.

از یک روش شبکه‌بندی لگاریتمی اولیه به روش گرادیان مزدوج به متزله حل کننده مرکزی استفاده می‌کنیم. در روش حصاربندی لگاریتمی، قید فرضی مثبت بودن در حکم یک عبارت شبکه لگاریتمی قابل اجرا است. تابع هدف جدید به صورت زیر داده می‌شود (للويير و اولدنبُرگ، ۲۰۰۶).

$$\phi(\lambda) = \phi_d + \mu\phi_m - 2\lambda \sum_{j=1}^M \ln(m_j), \quad (5)$$

که در آن،  $\lambda$  پارامتر شبکه است و  $\mu$  پارامتر تحلیل‌گر، در طول کمینه‌سازی ثابت است. عبارت شبکه لگاریتمی، همان‌طور که از نامش پیدا است، یک حصار در طول مرز حوزهٔ امکان‌پذیر شکل می‌دهد و از کمینه شدن در طول منطقهٔ غیر عملی، جلوگیری می‌کند. این روش یک توالی کمینه‌سازی غیرخطی با کاهندگی  $\lambda$  را حل می‌کند، با نزدیک شدن  $\lambda$  به صفر توالی جواب‌ها به جواب معادله (۵) نزدیک می‌شود. روش‌شناسی بالا یک چهارچوب برای حل سه‌بعدی برگردان مغناطیسی با مکان‌های مشاهده تصادفی ایجاد می‌کند. ترکیبات ابتدایی عبارت اند از مدل‌سازی پیشرو، یک تابع هدف مدل که یک

اگر زمین‌شناسی منطقه یک زون گذر سریع در مدل پیشنهاد دهد، سپس یک وزن‌دهی کاهش یافته می‌تواند برای تخت‌شدگی آنچا گذاشته شود و مدل ساخته شده گرادیان‌های بزرگ‌تری آشکار خواهد ساخت، مشروط بر اینکه این ویژگی با داده‌ها تناقض نداشته باشد. برای اعمال یک راه حل عددی، تابع هدف معادله (۲) را با استفاده از یک تقریب روی شبکه‌ای که خودپذیری مغناطیسی مدل را تعیین می‌کند، جداسازی می‌کنیم (لی و اولدنبُرگ، ۱۹۹۶). این منجر می‌شود به:

$$\begin{aligned} \varphi_m &= (m - m_0)^T (W_s^T W_s + W_x^T W_x \\ &+ W_y^T W_y + W_z^T W_z)(m - m_0) = \\ &= (m - m_0)^T (W_m^T W_m)(m - m_0) \\ &= \|W_m(m - m_0)\|^2 \end{aligned} \quad (3)$$

که در آن،  $m$  و  $m_0$  بردارهای طول  $M$  هستند. هنگامی که شبکه مدل و تابع‌های وزن‌دهی ( $\vec{r}$ )  $\omega_s$ ،  $\omega_x$ ،  $\omega_y$  و  $\omega_z$  تعیین شد، ماتریس‌های منفرد  $W_s$ ،  $W_x$ ،  $W_y$  و  $W_z$  به طور مستقیم و پیشرو محاسبه می‌شوند. سپس ماتریس انباسته  $W_m^T W_m$  شکل خواهد گرفت. مرحله بعدی در اجرا کردن برگردان، تعیین یک مقیاس واحد برای عدم تطابق است. در اینجا از مقیاس درجه ۲ استفاده می‌کنیم (لیور و اولدنبُرگ، ۲۰۰۶).

$$\varphi_d = \|W_d(G\vec{K} - d^{obs})\|^2, \quad (4)$$

برای این کار در اینجا فرض می‌کنیم که افزودن نوفه روی داده‌ها مستقل، گاووسی و بدون مقدار متوسط صفر است. در نظر گرفتن  $W_d$  به متزله یک ماتریس قطری که عضو نام آن  $1/\sigma_i$  است، و  $\sigma_i$  انحراف معیار استاندارد از نامین سطح مبنای است،  $\varphi_d$  را یک متغیر توزیع شده چی-اسکوارد با  $N$  درجه آزادی می‌سازد. به همین ترتیب  $E[X^2] = N$  یک هدف عدم تطابق برای برگردان فراهم می‌سازد. مسئله برگردان با پیدا کردن یک مدل  $m$  که  $\varphi_m$  را کمینه می‌کند و داده‌ها را با یک مقدار از پیش

(کمپلکس)‌های ساغند (۷۵۰ - ۵۵۰ میلیون سال پیش) و ذرو (۵۸۳ - ۵۵۰ میلیون سال پیش) مطرح می‌کند که با وجود تشابه‌های زیاد، تفاوت بارز و آشکاری با هم دارند که به مقادیر کم سنگ‌های میانه و بازی، متاسوماتیسم بسیار ضعیف، کانی‌سازی متفاوت نظری روی، سرب، آهن و دیگر عناصر کالکوفیل (مانند سرب و روی کوشک، آهن و منگنز ناریگان) در سری ذرو بست به ساغند اشاره دارد. به علاوه فعالیت آتشفسانی در سازند ساغند عمده‌است و گاهه با ترکیب میانه - بازی و میانه - اسیدی با گرایش سریک است. حال آنکه در سری ذرو، ترکیب آتشفسانی میانه - اسیدی با گرایش پتاسیک است.

پس از تشکیل کافت اصلی (نهشته‌های ساغند)، توده‌های گرانیتوئیدی عمده‌است قلایی (سدیک و پتاسیک) با قدمت بیش از ۵۸۳ میلیون سال، آخرین مرحله گرانیتی شدن ایران زمین است که در پی آن شرایط سکوی قاره‌ای بر آن حاکم می‌شود و بستر رسوبات سکوی - قاره‌ای کامبری زیرین به حساب می‌آید. وی همچنین کانی زایی آهن را با سنگ‌های الترابازیک به سِن ۸۲۷ میلیون سال (یعنی قدیمی‌تر از سِن تزریق توده‌های گرانیتوئیدی) مرتبط می‌داند.

سازندهای باروت، زاگون، لائون و میلانیز در بخش‌های شرق ناحیه دارای گسترش محدود است. رخساره آنها شامل دولومیت، ماسه‌سنگ، شیل، آهک تریلوپیت‌دار و دولومیت است.

نهشته اردوویسین در شرق روستای نگین‌گون با سنگ‌شناسی آهکی دارای گسترش محدود است که روی آن گدازه‌های آندزیتی، توف آندزیتی آهک‌های دولومیتی، ماسه‌سنگ، شیل، آهک تریلوپیت‌دار و دولومیت است. نهشته اردوویسی در شرق روستای نگین‌گون با سنگ‌شناسی آهکی دارای گسترش محدود است که روی آن گدازه‌های آندزیتی، توف آندزیتی آهک‌های دولومیتی، ماسه‌سنگ، شیل و آهک‌های با سِن

وزن‌دهی «عمق» را پیوسته می‌کند، یک تابع عدم تطابق داده‌ها، یک پارامتر تحلیلگر که در نهایت تعیین می‌کند که چگونه داده‌ها به خوبی با هم تطابق می‌کنند و سپس یک حصار لگاریتمی برای به دست آوردن جواب مثبت ایجاد می‌کند.

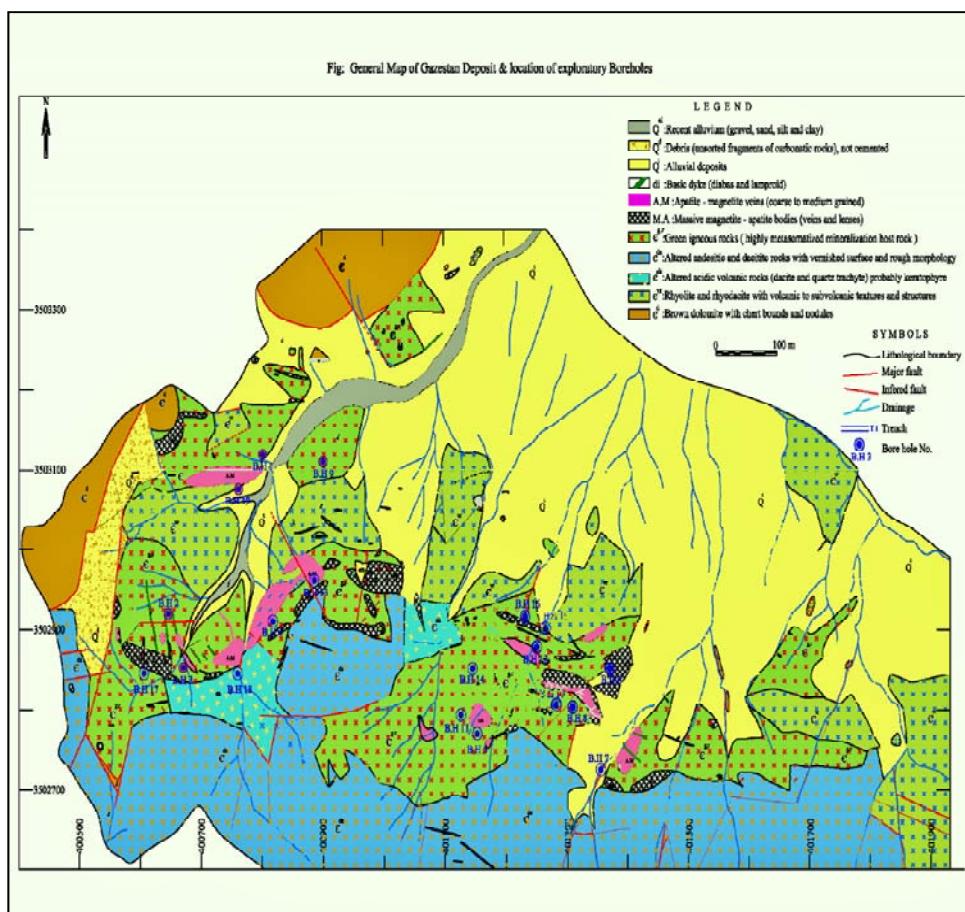
### ۳ بررسی منطقه گزستان

محدوده اکتشافی در زون ایران مرکزی و زیرزون بافق پشت بادام قرار دارد. بلوک بافق - پشت بادام در بین گسل‌های بزرگ کوهبنان و دویران محدود است. تنوع سنگ‌شناختی و فازهای ماگمایی که در ایران مرکزی دیده می‌شود در این ناحیه به خوبی هویدا است. همان‌طور که در شکل ۱ نشان داده شده است، قدیمی‌ترین سنگ‌های این ناحیه مربوط به پرکامبری و شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونه، شیست، گنایس، مرمر و آمفیبولیت است. قدیمی‌ترین واحدهای رسوبی موجود در منطقه ترادفی از شیل، ماسه‌سنگ اسلیتی و فیلتی (سازند تاشک) است که به طور ناهمساز، با نهشته‌های کربناته - آواری - آتشفسانی مربوط به پرکامبری - کامبری زیرین (سری ریزو) پوشیده شده است. رخساره آن از انواع سنگ‌های ولکانیکی، ماسه‌سنگ، شیل تا آهک و آهک‌های دولومیتی تغییر می‌کند. بیشتر کانسارهای آهن، آپاتیت، سرب، روی و اورانیم در مجموعه سنگ‌های پیش‌گفته قرار دارد. لذا این واحد سِنی از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی دارای اهمیت زیادی است. البته این واحد به نام سازند ساغند ازسوی سامانی در ۱۳۷۱ معرفی و در برش الگو به ۵ بخش تفکیک شده است (رسا، ۱۳۷۸).

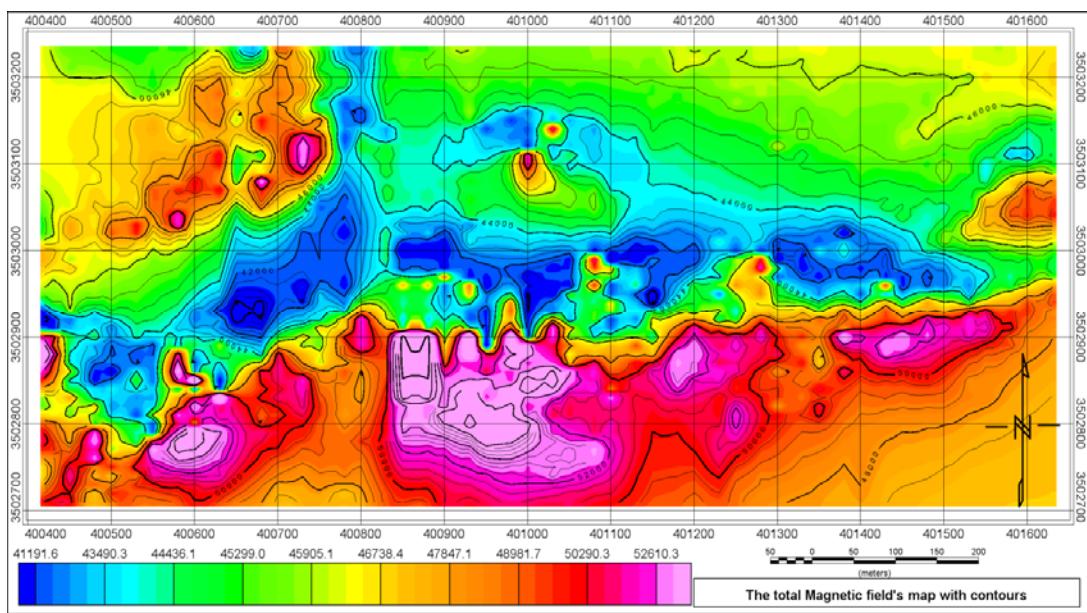
به‌زعم ایشان، نهشته‌های واقعی ریزو، فقد کانی‌سازی از این نوع است و اساساً جایگاه چینه‌شناسی آن به‌طور دگرشیب و روی سکانس‌های ریفتی واحد میزالیه سازند ساغند است. وی همچنین دو رخداد کافت‌زاوی را در شکل‌گیری و نهشته شدن سنگ‌های همتافت

نهشته‌های کرتاسه به‌طور دگرشیب روی واحدهای قدیمی قرار می‌گیرد و سنگ‌شناسی آن شامل کنگلومرا، مارن، ماسه‌سنگ، آهک نازک لایه تا آهک‌های ضخیم لایه است. نهشته‌های ترشیاری و کوارترنری شامل مجموعه‌هایی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و آبرفت‌های جوان است که واحدهای قدیمی را می‌پوشاند. در منطقه توده‌های نفوذی متعددی دیده می‌شود که عمدت ترین آنها عبارت‌اند از: گرانیت بهاباد، گرانیت زریگان، گرانیت چشم‌های فیروزی، گرانیت ناریگان و سینیت اسفوردی و مجموعه‌ای از دایک‌های دیوریتی و گابرویی.

سیلوری قرار می‌گیرد. رسوبات مربوط به دونی در شمال خاوری ناحیه دارای گسترش است. سنگ‌شناسی آن شامل آهک‌های با فسیل‌های برآکیوپود، گاستروپود، مرجان و لاله‌وش، همچنین ماسه‌سنگ و دولومیت است. پرمی در اطراف روستای شیطور با رخساره آهکی دارای بروونزد است. روی آن به‌طور دگرشیب، شیل‌های ارغوانی تریاسی قرار می‌گیرد. رخساره تریاسی علاوه بر شیل، شامل آهک‌های نازک لایه، دولومیت، ماسه‌سنگ و گچ است. شیل‌های میکادار، ماسه‌سنگ‌های کوارترنری با شیل‌های زغالدار به همراه آثار گیاهی به سن ژوراسی در بخش شمال شرقی ناحیه رخمنون دارد.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه گرستان-استان یزد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی).



شکل ۲. نقشه شدت میدان مغناطیسی کل به همراه خطوط پربند در منطقه گرستان.

کنیم. در ادامه، به تفکیک این دو مرحله را توضیح می‌دهیم. میدان مغناطیسی اندازه‌گیری شده در هر نقطه، مجموع میدان مغناطیسی کره زمین، میدان منطقه‌ای ناشی از ناهنجاری‌های بزرگ مقیاس پوسته (میدان منطقه‌ای) و ناهنجاری‌های محدود محلی است. از آنجاکه در این تحقیق، هدف مدل‌سازی توده‌های محلی است، باید میدان‌های ذکر شده را به طریقی حذف کرد. بنابراین اولین قدم در آماده‌سازی داده‌های مشاهده‌ای برای اجرای مدل‌سازی، حذف میدان IGRF و میدان منطقه‌ای و به دست آوردن ناهنجاری باقی‌مانده است. ویژگی‌های میدان مغناطیسی کره زمین در هر نقطه را می‌توان با استفاده از مدل IGRF (ویرایش ۲۰۰۵) تعیین کرد. با تعیین مختصات جغرافیایی و ارتفاع محل ناهنجاری در محدوده مورد بررسی، مشخصات میدان مغناطیسی زمین به ترتیب زیر به دست می‌آید:

شدت میدان مغناطیسی: ۴۶۸۶۱ نانوتسلا  
زاویه میل بردار میدان: ۴۶/۱ درجه

### ۱-۳ برداشت داده‌های مغناطیسی

داده‌های مغناطیسی مورد استفاده در این تحقیق را سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در سال ۱۳۸۲ برداشت کرده است. داده‌های مغناطیسی زمینی با دستگاه مغناطیسی‌سنچ پروتون برداشت شده است. محدوده برداشت به ۴۹ نیم‌رخ تقسیم شده، نیم‌رخ‌ها به صورت شمالی-جنوبی و با فاصله ۲۵ متر از یکدیگر قرار گرفته‌اند و در هر نیم‌رخ ۵۳ ایستگاه برداشت وجود دارد که فاصله ایستگاه‌ها از یکدیگر ده متر است.

پس از برداشت داده‌ها و اعمال تصحیحات اولیه و چشمی روی داده‌ها، از جمله حذف تغییرات روزانه میدان مغناطیسی که با برداشت میدان در یک ایستگاه پایه نزدیک به منطقه مورد بررسی صورت گرفته، با استفاده از نرم‌افزار Oasis Montaj نقشه میدان کل منطقه تهیه شده است (شکل ۲). برای آماده کردن داده‌ها به منظور اجرای برگردان، لازم است که ابتدا ناهنجاری باقی‌مانده را به دست آوریم و سپس این داده‌ها را به اندازه لازم هموار

منطقه ای را به دست آورد (شکل ۳).

### ۲-۳ به کار گیری فیلتر ادامه فراسو

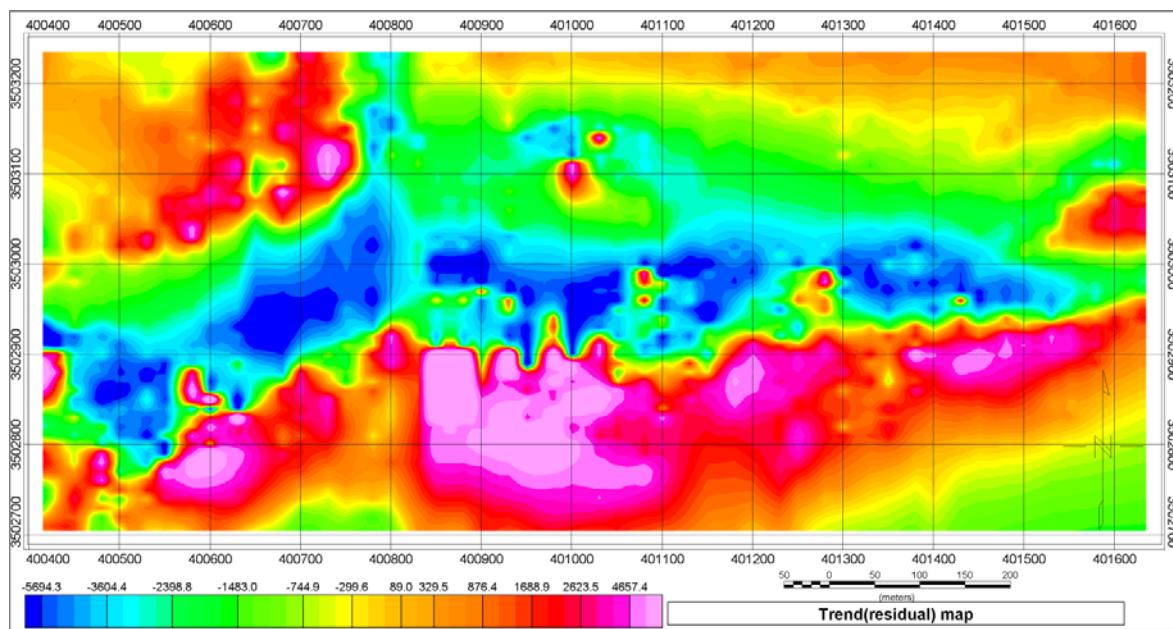
فیلتر ادامه فراسو، میدان پتانسیل اندازه گیری شده روی یک سطح را به میدان پتانسیلی که در سطحی دورتر از منشأ قرار داشته باشد تبدیل می کند. بنابراین، این فیلتر ناهنجاری های با طول موج کوتاه تر را تضعیف می کند. این فیلتر کاربردهای گوناگونی دارد. اولاً، با استفاده از این روش می توان داده های زمینی یا هوابرد برداشت شده در ارتفاع های متفاوت را به یک ارتفاع مشخص انتقال داد و با هم مقایسه کرد. ثانیاً، چنانچه هدف از یک تحقیق، بررسی ناهنجاری های عمیق یک منطقه باشد، می توان با استفاده از این روش ناهنجاری های با طول موج بلند را که مربوط به توده های عمیق ترند، تقویت کرد. ثالثاً، از آنجا که تضعیف ناهنجاری های سطحی موجب هموارتر شدن پریندهای مغناطیسی می شود، با اعمال این فیلتر می توان تا حد موردنیاز ناهنجاری ها را هموار سازی کرد.

زاویه انحراف بردار میدان: ۲/۹ درجه

با کم کردن شدت میدان IGRF از همه داده های اندازه گیری شده، ناهنجاری باقی مانده موردنیاز که در حکم ورودی به برنامه برگردان داده می شود حاصل می آید.

چون فرض ما در این تحقیق این است که مغناطیس بازماند حضور ندارد و همه مغناطیدگی ناشی از القا و در تمام توده منشأ یکنواخت است، زوایای میل و انحراف مغناطیدگی منشأ را نیز برابر با مقادیر به دست آمده فوق در نظر می گیریم.

همان طور که گفته شد، میدان منطقه ای میدان مغناطیسی ناشی از توده های بزرگ و عمیق ناحیه ای است. بنابراین در نقطه ای از شبکه داده های برداشت شده که ناهنجاری های محلی وجود نداشته باشد (که اصطلاحاً به آن زمینه هم گفته می شود)، میدان مشاهده شده مجموع میدان های IGRF و منطقه ای خواهد بود. به این ترتیب با کم کردن میدان IGRF (۴۶۸۶۱ نانوتسلا) از مقدار میدان اندازه گیری شده در یک نقطه از زمینه، می توان میدان



شکل ۳. نقشه شدت میدان مغناطیسی باقی مانده در منطقه گرستان.

نکته‌ای که در اعمال این فیلتر وجود دارد این است که اگر هموارسازی بیش از حد صورت گیرد، منجر به ز دست رفتن اطلاعات هندسی توده و بالا رفتن خطا می‌شود. بنابراین باید با سعی و خطا مناسب‌ترین ارتفاع برای اعمال فیلتر فراسو را به دست آورد. در این تحقیق، نقشه میدان مغناطیسی با به کار گیری فیلتر ادامه فراسو برای ۲۰ متر و ۵۰ متر تهیه شده است (شکل ۴ و ۵). برای اعمال این فیلتر از نرم‌افزار Oasis استفاده شده است. چنانچه در شکل ۴ می‌بینیم، پس از اعمال فیلتر ادامه فراسو با ارتفاع ۲۰ متر، بی‌هنجری‌های سطحی به نسبت حذف شده‌اند و ۴ بی‌هنجری که قطب‌های مثبت و منفی آنها تقریباً در کنار یکدیگر قرار گرفته است، مشاهده می‌شود. از سوی دیگر با توجه به قرار گرفتن قطب‌های مثبت و منفی در کنار یکدیگر، به طور کیفی می‌توان دریافت که هر ۴ بی‌هنجری، گسترش عمقی بیش از ۲۰ متر دارند. با اعمال فیلتر ادامه فراسو ۱۰۰ متر (شکل ۵)، قطب‌های مثبت بی‌هنجری‌های سمت راست به طور کامل ناپدید شده است که این خود می‌تواند بیان کننده این نکته باشد که حداکثر گسترش عمقی این بی‌هنجری‌ها بین ۵۰ تا ۱۰۰ متر است؛ از سوی دیگر، بی‌هنجری موجود در سمت چپ منطقه مورد بررسی نیز در حال پیوستن به بی‌هنجری مرکزی است. این نیز احتمالاً ناشی از کاهش تمرکز کانسارهای با خودپذیری مغناطیسی زیاد در این اعماق است.

آنچه از اعمال فیلتر فراسو دریافت می‌شود، حضور یک بی‌هنجری بزرگ و عمیق‌تر در مرکز منطقه است که گسترش عمقی بالاتر از ۱۰۰ متر دارد.

**۳-۳ برگردان داده‌های مغناطیسی صحرایی**  
از آنجا که منشاً ناهنجاری در این تحقیق تقریباً سطحی است، در اینجا عمق بی‌نهایت را برای منشورهای مدل

چنانچه یک میدان پتانسیل در روی سطح  $z = z_0$  اندازه‌گیری شده باشد می‌توان با استفاده از رابطه زیر این میدان را در نقطه  $(x, y, z_0 - \Delta z)$  که در سطحی بالاتر از سطح اندازه‌گیری قرار دارد محاسبه کرد (بات، ۱۹۶۰):

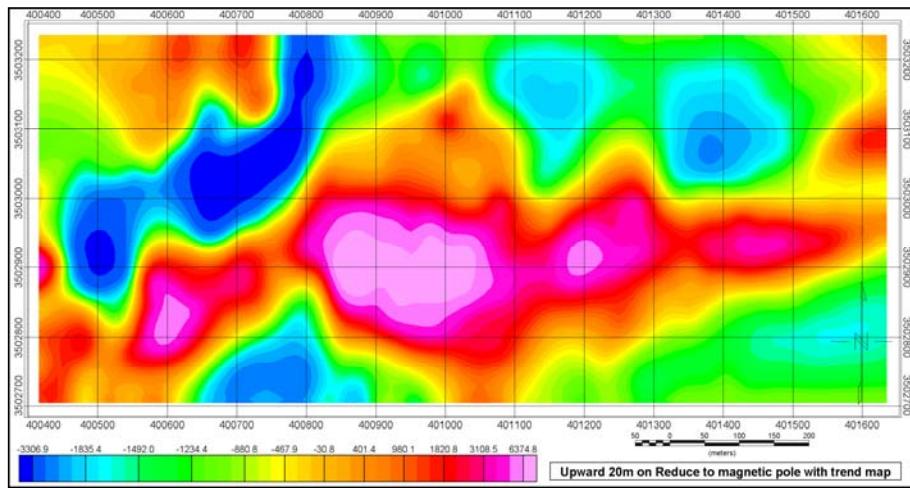
$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(x', y', z_0)}{\left[ (x-x')^2 + (y-y')^2 + \Delta z^2 \right]^{\frac{3}{2}}} dx' dy',$$

$$\Delta z > 0$$

' $dx$  و ' $dy$  در این رابطه المان‌های سطح پتانسیل هستند. معمولاً برای حل معادله انتگرالی فوق از تبدیل فوريه این رابطه استفاده می‌شود.

در اینجا به دو دلیل عمدۀ از فیلتر ادامۀ فراسو برای آماده‌سازی داده‌ها استفاده می‌کنیم. اول اینکه داده‌های مغناطیسی زمینی به دلیل نزدیک بودن به منشاً بی‌هنجری و همین طور وجود آلدگی‌های سطحی، همواره دارای نویه هستند و یکی از بهترین روش‌ها برای حذف این نویه استفاده از فیلتر فراسو است که همانند یک فیلتر پایین‌گذر بسامدهای زیاد را که مربوط به ناهنجاری‌های سطحی اند حذف می‌کند. دومین دلیل این است که چون مدل‌های مورد استفاده در فرایند برگردان دارای شکل‌های هندسی ساده و منظم هستند، پربندهای ناهنجاری ناشی از این مدل‌ها نیز نرم و بدون پیچیدگی‌اند. بنابراین برای یک مدل‌سازی موفق، پربندهای ناهنجاری‌های مشاهده‌ای باید دارای حدی از نرمی و همواری باشند. فیلتر ادامۀ فراسو با حذف بسامدهای زیاد (داده‌های ناشی از توده‌های سطحی) منجر به هموار شدن پربندهای مغناطیسی می‌شود. مزیت این فیلتر نسبت به فیلترهای پایین‌گذر این است که چون داده‌ها با استفاده از این روش به سطحی بالاتر منتقل می‌شوند، بعد از مدل‌سازی و به دست آمدن عمق مدل، می‌توان با تصحیح عمق به دست آمده، عمق حقیقی توده را محاسبه کرد.

۲۰۰ متر در نظر می‌گیریم. واضح است که به دلیل کاهش

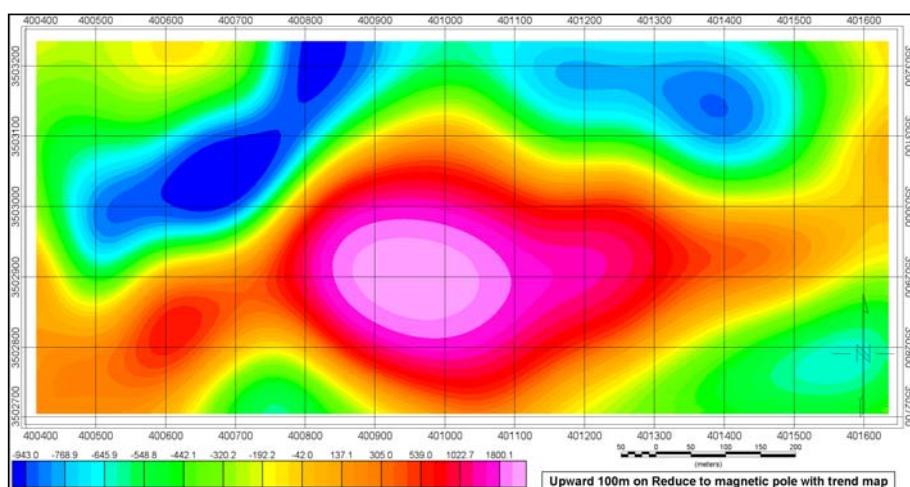


شکل ۴. نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد بررسی که با استفاده از فیلتر ادامه فراسو، بیست متر به سمت بالا منتقل شده است.

ارتفاع هریک از سلول‌ها با توجه به پردازش‌های اولیه که با استفاده از فیلتر ادامه فراسو و نرم‌افزار Encom (ModelVision) صورت گرفت، در راستای شمال و جنوب به ترتیب  $12/5$  و  $10$  متر، و در جهت افزایش عمق در  $50$  متر اول،  $10$  سلول با ارتفاع  $5$  متر، از عمق  $50$  تا  $150$  متری،  $10$  سلول با ارتفاع  $10$  متر و از عمق  $150$  تا  $200$  متر،  $2$  سلول با ارتفاع  $25$  متر در نظر گرفته شده است. پس از اجرای فرایند برگردان، برنامه با  $60$  مرحله تکرار به همگرایی مطلوب رسیده است.

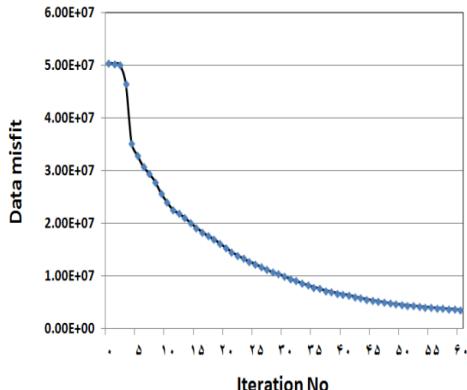
نمایی شدت میدان ناهنجاری با عمق، میدان مغناطیسی ناشی از یک منشأ در چنین عمقی، به نسبت ناچیز است. فرض دیگر در این تحقیق آن است که مغناطیدگی توده منشأ فقط ناشی از القا است؛ یا به عبارتی، از وجود مغناطیس بازماند صرف نظر می‌کنیم.

برای تولید مدل، محدوده ناهنجاری را به یک شبکه  $22 \times 53 \times 98$  از سلول‌های مستطیلی تقسیم می‌کنیم، طوری که هریک از داده‌های مشاهده‌ای در بالا و وسط یک سلول روی سطح زمین قرار گیرد. طول، عرض و

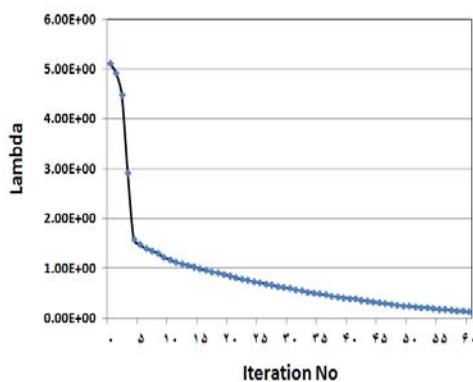


شکل ۵. نقشه شدت میدان مغناطیسی محدوده مورد بررسی که با استفاده از فیلتر ادامه فراسو، صد متر به سمت بالا منتقل شده است.

زیادی سلول‌های مستطیلی با خودپذیری مغناطیسی بالای ۰/۸ تشکیل شده است که کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند و همان مدل هدف هستند. مدل بدست آمده سه توده با خودپذیری مغناطیسی زیاد ( $1/4 - 0/8$  در واحد CGS) را نشان می‌دهد که به نظر می‌رسد دارای یک منشاء (بی‌نهنجاری مرکزی) هستند. توده دارای امتداد شرقی-غربی است و به سمت شرق از تراکم آن کاسته می‌شود. براساس این مدل، توده دارای طولی در حدود ۱۱۰۰ متر و ضخامت متوسط ۷۰ متر است. گسترش عمودی توده نیز بین عمق‌های ۱۰ تا ۱۳۰ متر تعیین می‌شود که با کم کردن ارتفاعِ اعمال شده با استفاده فیلتر ادامه فراسو، عمق واقعی بین ۵ تا ۱۲۰ متر خواهد بود.



شکل ۶. نمودار نشان‌دهنده میرایی کرنلی خطای داده‌ها در حین ۶۰ مرحله تکرار فرایند برگردان.

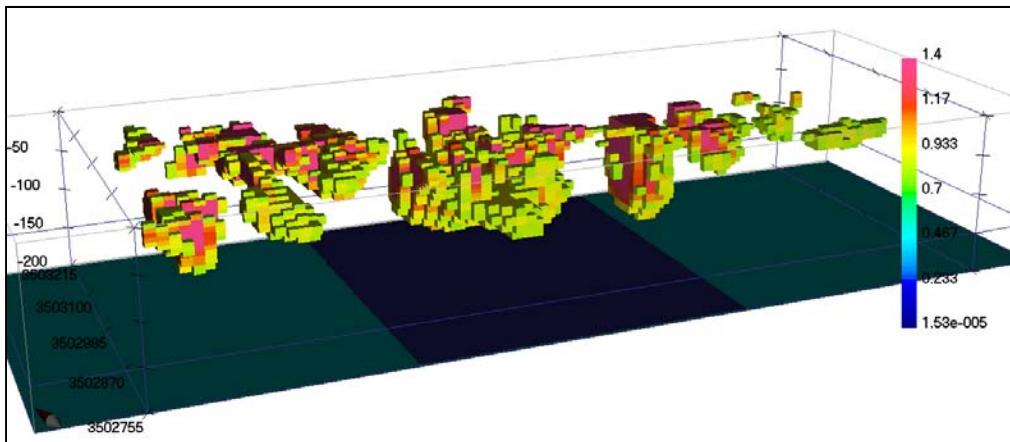


همان‌طور که پیش از این شرح داده شد، میزان و سرعت همگرایی یک فرایند تکراری با تابعی به نام تابع هدف ارزیابی می‌شود که در هر مرحله تکرار، تفاضل داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای را به دست می‌آورد. هرچه این تابع کوچک‌تر باشد، داده‌های حاصل از مدل، شباهت بیشتری به داده‌های اندازه‌گیری شده پیدا کرده‌اند. شکل ۶ و شکل ۷ به ترتیب نشان‌دهنده میرایی کرنلی خطای داده‌ها و کاهش پارامتر  $\lambda$  (معادله ۵) در ۶۰ مرحله تکرار در حین فرایند برگردان است. مقدار تابع از ۵۰۴۷۳۹۷۰ برای مدل اولیه به ۳۵۹۶۸۲۲ برای مدل نهایی کاهش یافته است.

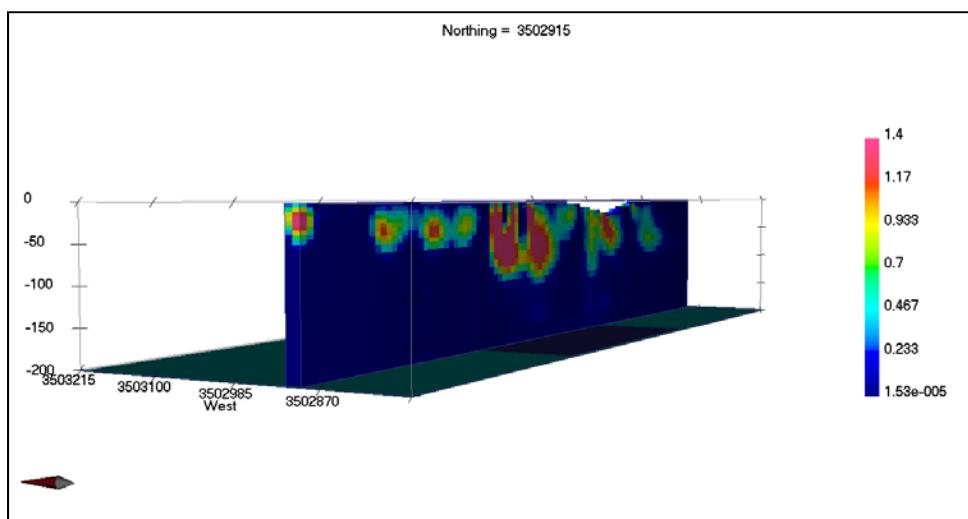
تعداد نقاط اندازه‌گیری ۲۵۹۶ نقطه، و میزان خطای نهایی متوسط برای هر نقطه حدود ۲۵۰ نانو تسلا است. با توجه به شدت متوسط ناهنجاری در هر نقطه شبکه (۲۷۰۰ نانوتسلا)، می‌توان خطای متوسط برگردان را ۹ درصد محاسبه کرد.

فرایندهای تکراری از یک مدل اولیه پارامتری شده آغاز می‌شوند و با استفاده از روش بهینه‌سازی موردنظر، از راه تکرار، پارامترها را بهینه می‌سازند. تجربه نشان می‌دهد که مدل اولیه، تأثیر چندانی در جواب نهایی ندارد و تنها تفاوت ممکن، تعداد تکرارهای لازم برای رسیدن به همگرایی دلخواه است. پس از اجرای برگردان و با ۶۰ مرحله تکرار، خودپذیری مغناطیسی بهینه مربوط به هریک از سلول‌ها به صورت مدل به دست آمده است. براساس توزیع خودپذیری‌های مغناطیسی، شکل سه‌بعدی مدل نهایی با استفاده از نرم‌افزار MeshTools3D رسم شده است. شکل‌های ۸ نمایش سه‌بعدی از جهت جنوب و یک برش از نحوه قرارگیری و گسترش کانسارهای آهن‌دار (آپاتیتی و مگنتیتی) موجود در منطقه گزستان را نشان می‌دهند. چنان‌که ملاحظه می‌شود، این توده از تعداد

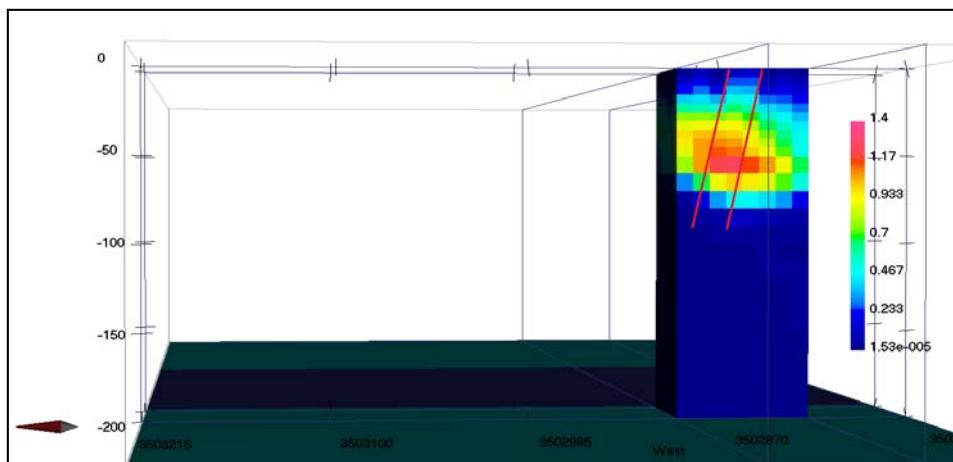
شکل ۷. نمودار نشان‌دهنده کاهش پارامتر  $\lambda$  در حین ۶۰ مرحله تکرار فرایند برگردان.



شکل ۸. مدل خودپذیری‌های مغناطیسی بالای ۰/۰ (نمای جنوبی) در منطقه گزستان.



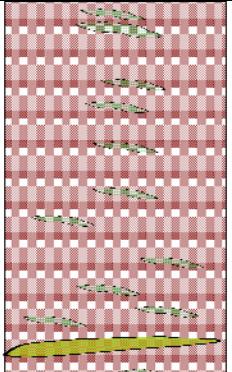
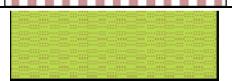
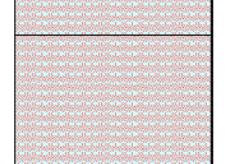
شکل ۹. یک برش طولی از مدل خودپذیری مغناطیسی نهایی بدست آمده در منطقه گزستان.



شکل ۱۰. بلوك قائم از نتیجه برگردان در محل گمانه حفاری.

جدول ۱. مقطع تهیه شده از گمانه حفاری موجود در منطقه گزستان (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معادنی سپاه حفاری).

عمق مقطع (متر)	نوع سنگ	سنگ‌شناسی گمانه حفاری
۵-۰ متر	سنگ سبز با کانی‌سازی مگنتیت	
۱۱-۵ متر	کانی‌سازی مگنتیت با قطعه‌های سنگ سبز	
۱۶-۱۱ متر	سنگ‌های آذرین حدوداًست	
۱۹-۱۶ متر	کانی‌سازی مگنتیت با قطعه‌های سنگ سبز	
۲۰-۱۹ متر	سنگ سبز با کانی‌سازی مگنتیت	
۲۸-۲۵ متر	کانی‌سازی مگنتیت با قطعه‌های سنگ سبز	
۳۳-۲۸ متر	سنگ سبز با کانی‌سازی مگنتیت	

۷۱-۳۳ متر	کانی‌سازی مگنتیت با قطعه‌های سنگ سبز	
۷۴-۷۱ متر	سنگ سبز خرد شده	
۷۸-۷۴ متر	کانی‌سازی مگنتیت با قطعه‌های سنگ سبز	
۸۶-۷۸ متر	سنگ‌های آذرین اسیدی	

سبز افزایش می‌یابد و در ۸ متر پایانی مقطع، سنگ‌های آذرین اسیدی حضور دارد. آنچه که بلوک جدا شده از مدل در این قسمت نمایش می‌دهد نیز بیانگر این است که از عمق ۸۰ تا ۱۰۰ متر، مقدار تغییرات خودپذیری مغناطیسی بین  $1/4$  تا  $1/3$  در واحد CGS است. این مقدار از عمق ۷۵ تا ۷۵ متر به مقادیر بالاتر خود که بین ۱ تا  $1/4$  واحد CGS است می‌رسد.

## ۵ نتیجه‌گیری

در این تحقیق، با استفاده از نرم‌افزار Mag3D که براساس یکی از روش‌های جدید برگردان سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی عمل می‌کند، کانسارهای آهن مدفون در منطقه گزستان واقع در استان یزد را بررسی شد. الگوریتم غیرخطی مورد استفاده در نرم‌افزار Mag3D، الگوریتم لی-اولدنبُرگ است. در این روش، محدوده مورد بررسی به شبکه‌ای منظم از سلول‌های مستطیلی تقسیم و با استفاده

## ۴ مقایسه نتایج برگردان داده‌های مغناطیسی با نتایج حفاری

به‌منظور اعتبارسنجی نتایج، نتایج حاصل از برگردان مغناطیسی داده‌ها با اطلاعات یکی از گمانه‌های حفاری موجود در منطقه مقایسه شده است. جدول ۱ و شکل ۱۰ به ترتیب مقطع قائم از گمانه حفاری و نتیجه حاصل از برگردان در محل گمانه حفاری است.

مقطع حفاری که با انحراف ۸۰ درجه نسبت به افق حفر شده است، در محدوده عمقی ۰ تا ۳۳ متر، رگه ۳ مگنتیت با مجموع ضخامت  $6/5$  متر و دارای قطعات سنگ سبز را قطع کرده است. در بین این رگه‌ها ۲ لایه سنگ سبز و یک لایه سنگ آذرین حدواتسط حضور دارد. از عمق ۳۳ تا ۷۸ متر، یک توده به‌نسبت بزرگ مگنتیتی را قطع کرده است؛ این توده دارای قطعاتی از سنگ سبز است که در ۵ متر آخر میزان حضور سنگ

داده های موردنیاز برای این تحقیق از بخش ژئوفیزیک زمینی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی در اختیار قرار گرفت که لازم است در این زمینه از مساعدت و همکاری آقایان مهندس عامری، رئیس بخش ژئوفیزیک زمینی و مهندس رضوی کارشناس ارشد این بخش تشکر و قدردانی شود. در پایان لازم می دانیم از حمایت مالی معاونت پژوهش و توسعه شرکت ملي نفت ایران بابت اجرای این تحقیق، تقدیر و تشکر کنیم.

#### منابع

- رسا، ا.، ۱۳۷۸، پراکندگی عناصر نادر خاکی و نیوبیوم در کانسارهای آپاتیت-آهن منطقه بافق، *فصلنامه معادن و فلزات*، شماره ۶۷.
- Bott, M. H. P., 1960, The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **3**, 63-67.
- Li, Y. and Oldenburg, D. W., 1996, 3-D inversion of magnetic data, *Geophysics*, **61**, 394-408.
- Parker, R. L., 1972, The rapid calculation of potential anomalies, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **31**, 447-455.
- Pedersen, L. B., 1977, Interpretation of potential field data: A generalized inverse approach, *Geophysical Prospecting*, **25**, 199-230.
- Pilkington, M. and Crossley, D. J., 1986, Determination of crustal interface topography from potential fields: *Geophysics*, **51**, 1277-1284.
- Pustisek, A. M., 1990, Noniterative three-dimensional inversion of magnetic data: *Geophysics*, **55**, 782-785.
- Lelievre, P. G. and Oldenburg, D. W., 2006, Magnetic forward modelling and inversion for high susceptibility: *Geophysics*, **166**, 76-90.

از یک فرایند تکراری، عمق خودپذیری مغناطیسی هر سلول محاسبه می شود. مدل به دست آمده از مجموعه این سلول ها با خودپذیری های مغناطیسی نسبت داده شده به هر سلول، به بهترین نحو ممکن، داده های مشاهده ای را بازسازی می کند. برای اعمال محدودیت در تغییرات پارامتر خودپذیری مغناطیسی، با توجه به رخمنون برخی از کانسارهای هدف، برآورده از متوسط خودپذیری مغناطیسی کانسار هدف به دست می آید که در حکم ورودی به نرم افزار Encom (ModelVision) داده می شود و در نهایت، خودپذیری مغناطیسی متوسط توده های آهن دار ناحیه مشخص می شود. سپس با استفاده از نرم افزار Mag3D، داده های منطقه برداشت مغناطیسی مدل سازی شده است. مدل به دست آمده، سه بی هنجاری به نسبت سطحی با گسترش عمقی بین ۵ تا ۱۲۰ متر را نشان می دهد که پس از اعمال فیلتر ادامه فراسو، به نظر می رسد که بی هنجاری ها دارای یک منشأ هستند که در واقع همان بی هنجاری بزرگتر موجود در مرکز منطقه مورد بررسی است. در پایان، مدل به دست آمده از برگردان داده های مغناطیسی، با گمانه های حفاری موجود در منطقه مقایسه شده است. نتایج به دست آمده پس از مقایسه با نمونه های موجود از گمانه های حفاری در منطقه گرستان، انتباط قابل قبولی در تعیین عمق های بالا و پایین بی هنجاری ها و متوسط خودپذیری های مغناطیسی کانسارهای مدفون را نشان می دهد.

تشکر و قدردانی