

## Exploration for iron ore in Marvar deposit using satellite image analysis and magnetic data inversion

Sakhaeyan, F.<sup>1</sup>  | Abtahi Forooshani, S. M.<sup>1</sup>  | Sadeghisorkhani, H.<sup>1</sup>  | Ghasemipour, Y.<sup>1</sup> 

1. Exploration Group, Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran.

Corresponding Author E-mail: [smabtahi@iut.ac.ir](mailto:smabtahi@iut.ac.ir)

(Received: 5 July 2023, Revised: 17 Feb 2024, Accepted: 21 May 2024, Published online: 6 July 2024)

### Summary

The ever-increasing demands of the steel industry for iron ore and the reduction in the grade and tonnage of existing large active mines raise the motivation for exploring small-scale or hidden iron deposits. The present research deals with prospecting a case of these deposits in Yazd province. The area is close to Marvar village in Meybod county, with an area of circa 720 m<sup>2</sup>. The rock type in the study area comprises of andesitite, dacite, and riodacite volcanic rocks with Eocene age. The hematite and magnetite outcrops also mainly occur within the andesites and andesitic tuffs. Therefore, the first step was the remote sensing for reconnaissance of the iron oxide zones, and ENVI 5.3 software created false color composites and the band ratios of Aster and Landsat 8 satellite images. The band ratio of 2/1 and 4/2 revealed the ferric iron oxides in the Aster and Landsat 8 images, respectively. In contrast, calculated band ratios of 1/2+5/3 for Aster and 7/5 in Landsat images illustrated the ferrous iron oxide zones. Besides, a false-color composite consisting of R=4, G=6, and B=8 showed the propylitic and argillic alteration zones via green and yellowish-pink colors, respectively. Comparing iron oxides and alteration zones revealed a spatial correlation between propylitic alteration and magnetite mineralization and another correlation between argillic alteration and hematite mineralization. Meanwhile, the magnetic data were processed via subtraction of the IGRF from the magnetic data and removing small and noisy features with a low pass filter of 100 m. Then, an upward continuation to 250 m exposed the regional effects in data. The subtraction of the regional effect from the filtered data gave the residual magnetic anomaly. In addition, the reduction-to-pole filter was also implemented and revealed the actual location of magnetic anomalies. In the next step, calculating the analytical signal of magnetic data in the area illustrated the boundaries of magnetic anomalies. Comparing the analytical signal and iron oxide zone from the remote sensing studies illustrated a significant spatial correlation between the ferrous-iron oxide zones and the magnetic analytical signal. Furthermore, the results of Euler deconvolution and power spectrum techniques indicate that most magnetic sources have a depth of circa 65 meters. Later, the estimated depth was used to define depth weighting in a 3D inversion of the magnetic data. Using Li and Oldenburg's algorithm via UBC Mag3D software, this inversion gave a three-dimensional shape of the magnetic susceptibility distribution in depth. According to the estimated model, the zones with high magnetic susceptibilities commonly occur at 50 to 100 meters depths, and their locations coincide well with the reduced-to-pole magnetic anomalies. Besides, comparing the iron grade of the geochemical analyses along three exploratory core samples confirmed that the zones with the biggest estimated magnetic susceptibilities within the model match the position of high grades of iron along the exploratory wells. Therefore, the area's main type of iron ore is magnetite, not hematite.

**Keywords:** Remote sensing, Magnetometry, 3D Inversion, Susceptibility, Iron Deposit.

Cite this article: Sakhaeyan, F., Abtahi Forooshani, S. M., Sadeghisorkhani, H., & Ghasemipour, Y. (2024). Exploration for iron ore in Marvar deposit using satellite image analysis and magnetic data inversion. *Journal of the Earth and Space Physics*, 50(2), 305-321. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.359122.1007535>

E-mail: (1) [f.sakhaeyan@mi.iut.ac.ir](mailto:f.sakhaeyan@mi.iut.ac.ir) | [hamzeh.sadeghi@iut.ac.ir](mailto:hamzeh.sadeghi@iut.ac.ir) | [y.ghasemipour@mi.iut.ac.ir](mailto:y.ghasemipour@mi.iut.ac.ir)



# اکتشاف کانه آهن مگنتیتی در کانسار مَرور با استفاده از تحلیل تصاویر ماهواره‌ای و وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی

فراز سخائیان<sup>۱</sup> | سید محمد ابطحی فروشانی<sup>۱</sup> | حمزه صادقی سرخنی<sup>۱</sup> | یونس قاسمی پور<sup>۱</sup>

۱. گروه اکتشاف، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: [smabtahi@iut.ac.ir](mailto:smabtahi@iut.ac.ir)

(دریافت: ۱۴۰۲/۴/۱۴، بازنگری: ۱۴۰۲/۱۱/۲۸، پذیرش نهایی: ۱۴۰۳/۳/۱، انتشار آنلاین: ۱۴۰۳/۴/۱۶)

## چکیده

نیاز روز افزون صنایع فولادسازی به کانه آهن و کاهش عیار و تناژ معادن فعال بزرگ موجود، انگیزه اکتشاف کانسارهای آهن کوچک مقیاس و یا پنهان را افزایش داده است. پژوهش حاضر به پی‌جویی یکی از این کانسار در واقع در استان یزد پرداخته است. در این راستا، قدم اول انجام دورسنجی با تولید ترکیب‌های رنگی کاذب و نسبت‌های باندی تصاویر ماهواره استر و لندست ۸ بود. این روش‌ها حضور اکسیدهای آهن فرو و فریک و دگرسانی‌های محل کانسار آهن مرور را آشکار ساختند. همچنین محاسبه سیگنال تحلیلی داده‌های مغناطیسی محدوده، مرزهای بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را مشخص کرد. این مراحل نشان داد که همبستگی فضایی معناداری بین اکسید آهن فرو و بی‌هنجاریهای مغناطیسی وجود دارد. افزون بر این، نتایج روش‌های واهمامیخت اویلر و طیف‌توان نشان داد که منابع مغناطیسی در عمق حدود ۶۵ متر واقع شده‌اند. بعداً از عمق تخمین‌زده‌شده برای تعریف وزن‌دهی عمقی در یک وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی استفاده شد. این وارون‌سازی، مدلی سه‌بعدی از شکل توزیع خودپذیری مغناطیسی در عمق را ارائه کرد. بر اساس مدل تخمین‌زده‌شده، مناطق دارای بزرگ‌ترین خودپذیری مغناطیسی با محل‌های عیاربالای آهن در طول چاه‌های اکتشافی مطابقت دارند. این مقایسه همچنین نشان داد که زون‌های با خودپذیری مغناطیسی بالا غالباً در عمق ۵۰ تا ۱۰۰ متری قرار گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: دورسنجی، مغناطیس سنجی، وارون‌سازی سه‌بعدی، خودپذیری مغناطیسی، کانسار آهن.

## ۱. مقدمه

سنگ‌های نزدیک به سطح زمین همواره در محیط‌های غنی از اکسیژن دچار هوازدگی و اکسیداسیون می‌شود و در صورت وجود شرایط برای حرکت به سطح، رخنمون‌های غنی از اکسیدهای آهن را در سطح زمین ایجاد می‌کنند که می‌تواند اهداف مناسبی برای مطالعات دورسنجی باشد (گوپتا و روی، ۲۰۰۶؛ کیامالینی و همکاران، ۲۰۱۳). تصاویر دورسنجی دریافت‌شده از ماهواره‌ها، دربرگیرنده اطلاعاتی از امواج الکترومغناطیسی بازتاب‌یافته از سطح زمین هستند که در هر فرکانس بسته به ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی سطح بازتاب‌دهنده،

امروزه توسعه روش‌های پیشرفته اکتشاف آهن برای افزایش احتمال کشف و کاهش هزینه‌های مربوط به حفر گمانه‌های اکتشافی، با توجه به کاهش عیار و تناژ ذخایر جهانی این فلز، یک ضرورت انکارناپذیر است. کانسارهای آهن مگنتیتی به لحاظ عیار و تناژ از ارزشمندترین کانسارهای آهن محسوب می‌شوند. این کانسارها به دلیل تباین خودپذیری مغناطیسی بالایی که در مقایسه با سنگ‌های میزبان نشان می‌دهند، همواره هدف مطلوبی برای روش مغناطیس‌سنجی محسوب شده‌اند (تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰). همچنین آهن موجود در

استناد: سخائیان، فراز؛ ابطحی فروشانی، سید محمد؛ صادقی سرخنی، حمزه و قاسمی پور، یونس (۱۴۰۳). اکتشاف کانه آهن مگنتیتی در کانسار مَرور با استفاده از تحلیل تصاویر

ماهواره‌ای و وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی. مجله فیزیک زمین و فضا، ۵۰(۲)، ۳۰۵-۳۲۱. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.359122.1007535>

رایانامه: (۱) [y.ghasemipour@mi.iut.ac.ir](mailto:y.ghasemipour@mi.iut.ac.ir) | [hamzeh.sadeghi@iut.ac.ir](mailto:hamzeh.sadeghi@iut.ac.ir) | [f.sakhaeian@mi.iut.ac.ir](mailto:f.sakhaeian@mi.iut.ac.ir)

ناشر: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران.



DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2024.359122.1007535>

دامنه موج بازتاب یافته متفاوت می‌باشد (سایینز، ۱۹۹۹). وجود دگرسانی در سنگ‌ها یکی از عوامل مهم تغییر در میزان انعکاس امواج الکترو مغناطیسی از آنها است. بنابراین، در مرحله شناسایی کانسارها می‌توان با اعمال پردازش‌های مورد نیاز بر تصاویر محدوده و تفسیر نتایج به دست آمده، مناطق هاله‌های دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی را شناسایی کرد (شیرازی و همکاران، ۲۰۱۸؛ مرادپور و همکاران، ۲۰۲۲). سپس با متمرکز شدن بر محدوده‌های دارای دگرسانی مرتبط با کانی‌سازی آهن، می‌توان پی‌جویی‌های ژئوفیزیکی مانند مغناطیس‌سنجی را در آن محدوده انجام داده و بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مرتبط به کانی‌سازی آهن مگنتیتی را شناسایی کرد. سپس با انجام وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی، امکان مطالعه شکل و گسترش کانسار احتمالی فراهم می‌شود.

در سال‌های اخیر استفاده توأم از تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های مغناطیسی به‌طور گسترده در اکتشاف کانسارهای آهن مورد استفاده قرار گرفته است. برای مثال صفایی و همکاران (۱۳۹۴) به کمک تصاویر Aster در محدوده کانسار آهن سنقر، مکان حضور اکسیدهای آهن را شناسایی کردند. سپس با انجام مطالعات مغناطیس‌سنجی در محدوده نظیر روش برگردان به قطب و سیگنال تحلیلی محل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی تحت تأثیر از رگه‌های اکسید آهن را مشخص کردند. مقایسه مدل خودپذیری مغناطیسی به دست آمده از وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی با محل‌های حضور کانه مگنتیت در گمانه‌ها، تطابق معنا داری بین این دو نشان داد. لی و همکاران (۲۰۱۸) در منطقه گالیناس نیومکزیکو، آمریکا، از نسبت‌های باندی ۴:۲ و ۶:۵ در تصاویر لندست ۸ استفاده کردند و دگرسانی هیدروترمال مرتبط با اکسیدهای آهن بر روی نفوذهای تراکیت را مشخص کردند. سپس با مدل‌سازی وارون دوبعدی در راستای دو پروفیل از نقشه برگردان به قطب محدوده که هم امتداد با دو گسل اصلی منطقه بودند مدلی برای نحوه گسترش کانی‌سازی آهن در عمق ارائه کردند. محمد و همکاران (۲۰۱۸) نیز در بخش شرقی صحرای

مرکزی مصر به هدف شناسایی کانی‌سازی طلا از تصاویر ماهواره‌ای لندست برای دورسنجی محدوده استفاده کردند و مناطق دگرسان شده محدوده را بارسازی کردند. سپس نشان دادند مدل سه‌بعدی به دست آمده از مدل‌سازی وارون داده‌های مغناطیسی محدوده ارتباط معناداری با دگرسانی‌ها و ساختار زمین‌شناسی محدوده دارد که احتمال وجود کانی‌سازی طلا را در منطقه تأیید می‌کند. احمدی و قره شیخ بیات (۲۰۲۱) نیز با استفاده از دورسنجی تصاویر استر ابتدا نواحی امید بخش برای کانی‌سازی آهن در منطقه مرق بندر چارک را مشخص کرده و پس از پردازش داده‌های مغناطیسی محدوده‌های امید بخش برای اکتشاف آهن را مشخص کردند. همچنین با انجام مدل‌سازی وارون سه‌بعدی، مدل خودپذیری مغناطیسی زمین زیر سطحی در محدوده مورد مطالعه را تخمین زده و مکان‌هایی را برای حفاری اکتشافی پیشنهاد نمودند. فاروا و همکاران (۲۰۲۱) نیز مطالعاتی را به منظور شناسایی ساختارهای زیرسطحی مرتبط با کانی‌سازی آهن در جنوب غربی نیجریه انجام دادند. آنها به کمک دورسنجی سه ناحیه سنگ‌شناسی شامل کمپلکس‌های رسوبی دگرگون شده نظیر کمپلکس‌های گنیس-کوارتزیت و سنگ‌های شیست و متاولکانیک تمایز یافته را مشخص کردند و با استفاده از مشتقات افقی و عمودی و سیگنال تحلیلی داده‌های مغناطیسی ساختارهای سطحی و مناطق با پتانسیل بالای کانی‌سازی آهن را مشخص کردند. البته استفاده توأم اکتشافی از داده‌های دورسنجی و مدل‌سازی مغناطیسی منحصر به کانسارهای آهن نبوده است. الگالادی و همکاران (۲۰۲۲) در منطقه وادی علاقی، در بخش جنوبی صحرای شرقی مصر، برای پی‌جویی کانی‌سازی طلا ابتدا تصاویر ماهواره‌ای لندست محدوده را با تکنیک‌های نسبت‌های باندی، کروسا و ترکیب رنگی کاذب بررسی و مناطق مستعد را شناسایی کردند و واحدهای زمین‌شناسی محدوده را مشخص کردند. سپس نقشه‌های مغناطیسی محدوده مانند نقشه شدت کل مغناطیسی و نقشه برگردان به قطب محدوده را با استفاده از داده‌های

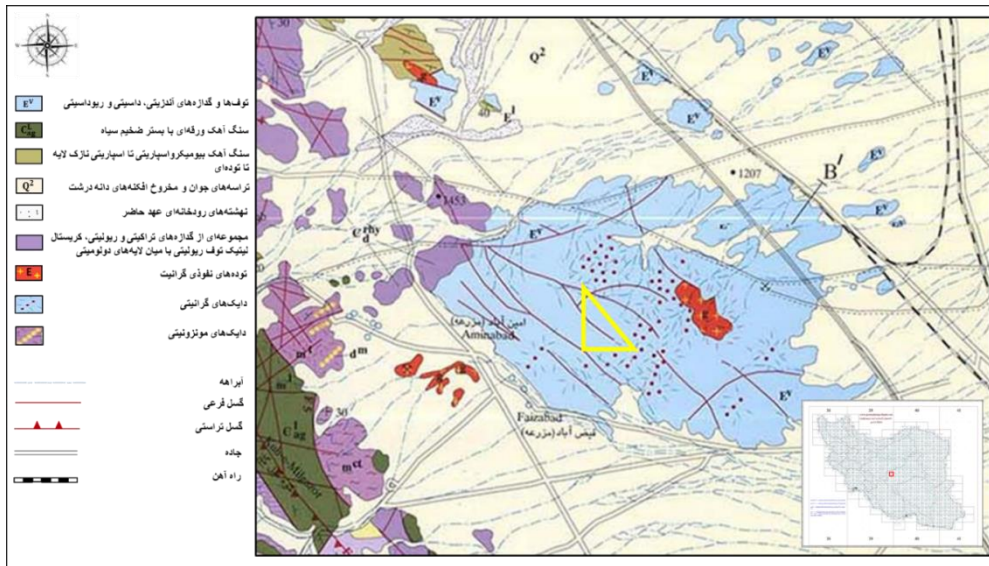
هوامغناطیس محدوده به دست آوردند. در نهایت با استفاده از روش‌های تخمین عمق اویلر و طیف توان، عمق توده‌های مغناطیسی شده دارای کانی‌سازی طلا را به دست آوردند. آنها با نتایج به دست آمده نشان دادند که پهنه‌های بالقوه کانی‌سازی با بر روی سنگ‌های افیولیتی، متاولکانیک و گرانیتی منطقه مورد مطالعه قرار می‌گیرند. عبدالهی و همکاران (۲۰۲۳) نیز از داده‌های سنجش از دور برای ردیابی مناطق دگرسانی دارای کانی‌سازی در محدوده‌ای در شمال صحرای مصر، برای تعیین شکستگی‌ها و سیستم‌های ساختاری و شناسایی واحدهای مختلف زمین‌شناسی استفاده کردند. آنها کانی‌های دگرسانی مختلف از جمله هیدروکسیل کربنات‌ها، اکسیدهای آهن فروس و فریک بر روی واحدهای سنگی مختلف را با استفاده از تکنیک‌های نسبت باندی (BR) و کروسنا شناسایی کردند. همین‌طور واحدهای زمین‌شناسی مختلف را با استفاده از تصاویر ترکیب رنگی کاذب (FCC) مشخص کردند. سپس با پردازش داده‌های مغناطیسی محدوده و به کارگیری فیلترهای برگردان به قطب (RTP) و مشتق شیب (TDR) نقشه منابع مغناطیسی توده‌های مدفون را شناسایی کردند، سپس با کمک روش‌های خطوط صفر تکنیک‌های TDR، واهمامیخت اویلر، سیگنال تحلیلی و تصویربرداری پارامتر منبع (SPI) ساختارهای مدفون را ردیابی کردند و عمق آنها را تخمین زدند. در نهایت تمامی نتایج را در فضای نرم‌افزار GIS تلفیق و مورد نمایش قرار دادند.

مطالعه حاضر به بررسی مراحل شناسایی به روش دورسنجی و پی‌جویی مغناطیسی کانسار آهن مگنتیتی در منطقه مرور واقع در شهرستان میبد پرداخته است. این مقاله ابتدا با استفاده از دورسنجی، هاله‌های مربوط به اکسیدهای

آهن فروس و فریک را تفکیک می‌کند. سپس ارتباط هاله‌های اکسید آهن با پی‌هنجاری‌های مغناطیسی را مورد بررسی قرار می‌دهد. همچنین با تجزیه و تحلیل داده‌های میدان مغناطیسی منطقه و مدل‌سازی معکوس سه‌بعدی آن داده‌ها، تخمین‌هایی از محل و عمق و شکل کانسار احتمالی ارائه می‌دهد. در نهایت، مدل خودپذیری مغناطیسی تخمین‌زده شده با عیار آهن به دست آمده از آنالیز ژئوشیمیایی نمونه‌های مغزه‌های حفاری اکتشافی مقایسه می‌شود.

## ۲. زمین‌شناسی محدوده مرور

محدوده مورد بررسی در این تحقیق با مساحتی نزدیک به ۷۲۰ مترمربع در منطقه مرور شهرستان میبد در استان یزد واقع شده است. این محدوده در فاصله ۲۰ کیلومتری شهرستان میبد قرار دارد. راه دسترسی به منطقه از میبد، جاده ندوشن و سپس جاده درین است. این محدوده در برکه یک‌صد هزارم زمین‌شناسی عقدا قرار دارد و با توجه به اطلاعات زمین‌شناسی این محدوده که از نقشه زمین‌شناسی شکل ۱ می‌توان مشاهده کرد واحدهای سنگی تشکیل‌دهنده محدوده اکتشافی مرکب از گدازه‌ها و توف‌های آندزیتی، داسیتی و ریوداسیتی ائوسن به رنگ‌های خاکستری تا سبز می‌باشد و دایک‌های گرانیتی نیز در محدوده پراکنده شده‌اند (علائی و فودازی، ۱۳۸۵). همچنین در این محدوده رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ آهن عمدتاً مگنتیتی و در بعضی قسمت‌ها هماتیتی دیده می‌شود. شواهد زمین‌شناسی موجود در محدوده نشان می‌دهد که ذخیره آهن مگنتیتی در این محدوده در سنگ میزبان ولکانیک ائوسن (اندزیت و توف) جای گرفته است.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه. محدوده مورد مطالعه با مثلث زرد در نقشه مشخص شده است (علائمی و فودازی، ۱۳۸۵).

### ۳. دورسنجی محدوده مرور

مطالعات دورسنجی در محدوده مرور با استفاده از تصویر به‌دست آمده از سنجنده Aster در ماهواره Terra و تصویر ماهواره OLI-Landsat8 هر دو با درصد ابر صفر استفاده شد (USGS، ۲۰۰۲ و USGS، ۲۰۱۸). پردازش‌های لازم در نرم‌افزار ENVI5.3 صورت گرفت که در ادامه به اختصار مورد اشاره قرار می‌گیرد.

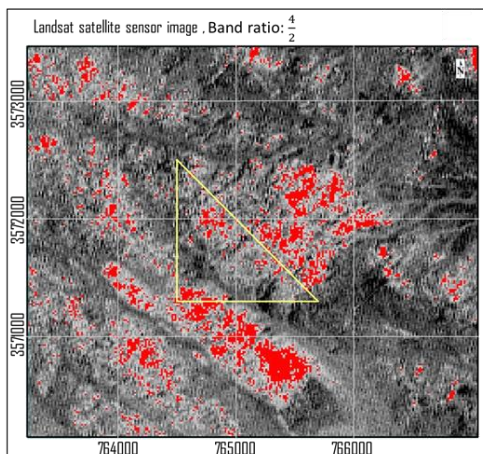
به دلیل وجود انحنای مسیر ماهواره و چرخش زمین، ناهمواری‌های موجود روی سطح زمین، ارتفاع سنجنده، اثر جو و ... تصاویر ماهواره‌ای دارای خطاهایی می‌باشند که سبب جابه‌جایی مختصات صحیح پدیده‌ها سطحی بر روی تصاویر می‌شوند. بنابراین باید قبل از پردازش داده‌ها تصحیحات لازم به منظور رفع این خطا انجام شود (آقاجانی و همکاران، ۱۳۸۵). بر روی هر دو تصویر استر و لندست محدوده، تصحیح هندسی با روش نقاط کنترل زمینی GCP با هدف رفع اثر پدیده‌هایی نظیر ارتفاع تصویربرداری و زاویه دید ماهواره انجام گرفت. همین‌طور تصحیح رادیومتریک با هدف حذف تفاوت تغییر دامنه امواج الکترومغناطیسی دریافت شده در اثر اتمسفر و توپوگرافی زمین و همانندسازی ارزش طیفی پیکسل‌های تصاویر با یکدیگر، انجام شد. برای حذف اثر اتمسفر، تصحیح اتمسفری با الگوریتم Flaash (یوان و نیو، ۲۰۰۸)

و با در نظر گرفتن پیکسل‌های ۱۵ و ۳۰ متری به ترتیب برای تصاویر استر و لندست ۸ انجام شد. پس از انجام پیش پردازش‌های لازم، از روش نسبت بانندی برای بارزسازی مناطق غنی از اکسیدهای آهن فرو ( $Fe^{2+}$ ) و فریک ( $Fe^{3+}$ ) استفاده شد. ون در ورف و ون در مر (۲۰۱۶) نشان دادند که کانی هماتیت دارای بیشترین بازتاب در محدوده فرکانسی ۰/۷ میکرومتر تا ۱/۵ میکرومتر یعنی باند ۲ استر و ۴ لندست و بیشترین جذب در ۰/۵ میکرومتر یعنی باند ۱ استر و ۲ لندست است. در نتیجه از نسبت بانندی ۲:۱ برای بارزسازی اکسید آهن فریک مرتبط با کانی هماتیت در تصویر استر و ۴:۲ در تصویر لندست ۸ استفاده شد (شکل ۲-الف و ۲-ب). همچنین با توجه به این که مگنتیت اصلی‌ترین کانی مرتبط با کانی‌سازی آهن در محدوده مورد بررسی بوده است، شناسایی مناطق غنی از اکسید آهن فرو نیز انجام شد. القریشی و همکاران (۲۰۲۰) نسبت بانندی مرکب ۵:۳+۱:۲ تصاویر استر و ون در ورف و ون در مر (۲۰۱۶) نسبت ۷:۵ تصاویر لندست را برای استخراج مناطق دارای اکسید آهن فرو پیشنهاد کردند. در مطالعه حاضر نیز از همین نسبت‌ها برای نشان دادن زون‌های دارای اکسید آهن فرو در تصاویر استر و لندست به ترتیب در شکل ۲-ج و ۲-د استفاده شده است. مثلث زرد رنگ، محدوده اکتشافی

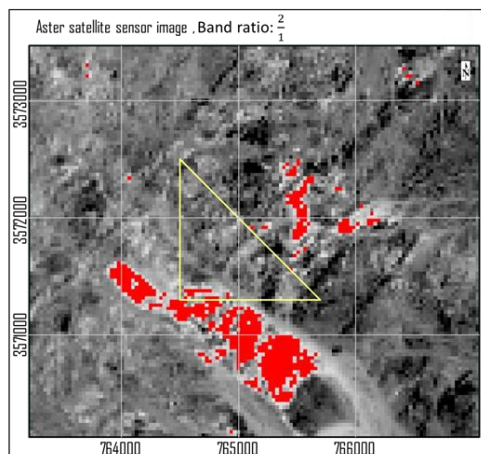
موجود در محدوده، بر اساس الگوی علیمحمدی و همکاران (۲۰۱۵)، از ترکیب رنگی کاذب باندها B=۸، G=۶، R=۴ استفاده شد. مطابق شکل ۳ در این ترکیب رنگی کانی‌های کلریت و اپیدوت که کانی‌های شاخص دگرسانی پروپلیتیک هستند به رنگ سبز درآمده‌اند. رنگ گلبهی در شکل ۳ نیز مربوط به کانی کائولینیت می‌باشد که مشخص‌کننده زون دگرسانی آرژلیک در محدوده است. مقایسه شکل ۳ با شکل ۲، بیانگر ارتباط فضایی حضور دگرسانی آرژلیک و کانی هماتیت می‌باشد. همچنین ارتباط مشابه‌ای بین دگرسانی پروپلیتیک و وجود کانی مگنتیت در محدوده مورد مطالعه و اطراف آن دیده می‌شود.

کانسار مرور را در شکل‌های ۲-الف تا ۲-د نشان داده است. بر اساس شکل ۲-الف و ۲-ب، هیچ یک از تصاویر استرو و لندست وجود آهن هماتیته چندانی در محدوده را نشان نداده‌اند. در حالی که اثر اکسید آهن مگنتیتی در محدوده مثلی شکل مربوط به شکل ۲-ج و ۲-د به طور واضح مشخص است. همچنین، شکل ۲-ج، تقریباً روندی شمال غربی-جنوبی شرقی را در مورد حضور اکسید آهن فرو نشان می‌دهد که این روند به دلیل رزولوشن فضایی کمتر داده‌های لندست، در شکل ۲-د به وضوح مشخص نیست.

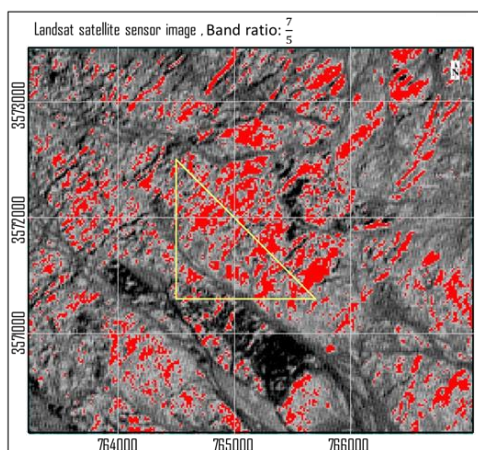
همچنین برای بارسازی دگرسانی‌های آرژلیک و پروپلیتیک و مطالعه ارتباط آنها با نوع اکسیدهای آهن



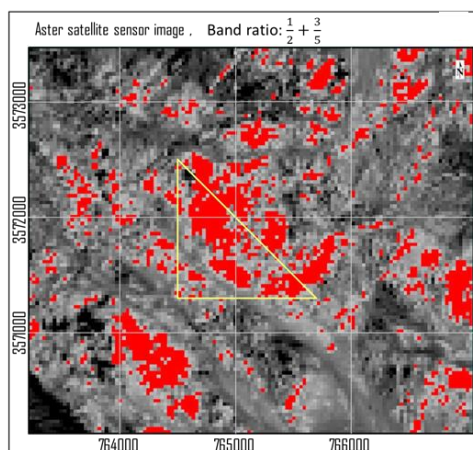
(ب)



(الف)

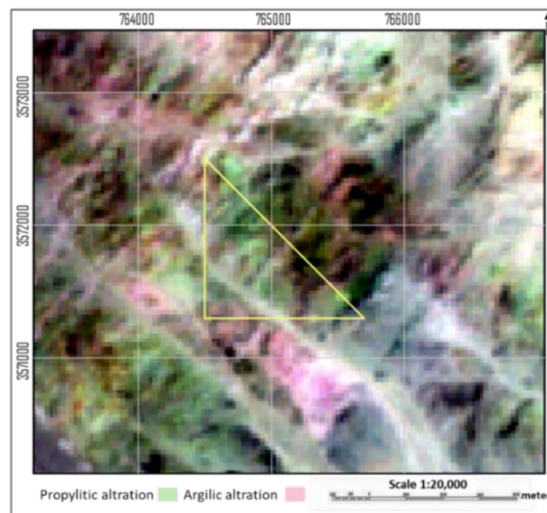


(د)



(ج)

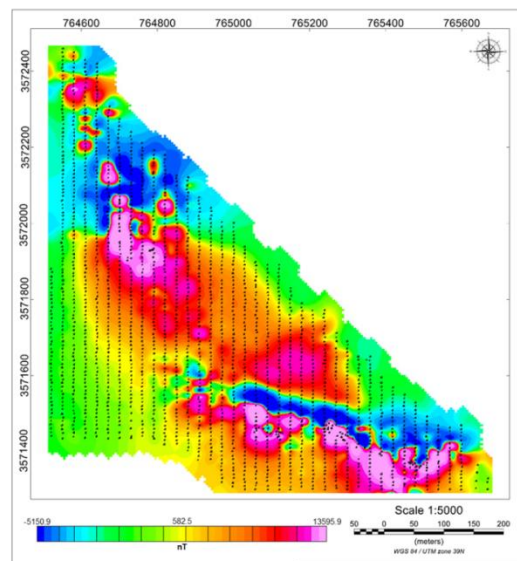
شکل ۲. نتایج حاصل از روش نسبت‌های باندها. الف-باند ۲ به ۱، تصاویر استرو. ب-باند ۴ به ۲، تصاویر لندست. ۸ مناطق قرمز رنگ نشان‌دهنده آهن فریک مرتبط با کانی هماتیت هستند. ج-نسبت باندها مرکب باند ۳/۵ + ۱/۲ استرو و د-نسبت باند ۷ به ۵ تصویر لندست. مناطق قرمز رنگ نشان‌دهنده آهن فرو مرتبط با کانی مگنتیت می‌باشند. مثلث زردرنگ در همه شکل‌ها نشان‌دهنده محدوده اکتشافی کانسار مرور می‌باشد.



شکل ۳. تصویر حاصل از ترکیب رنگی کاذب ۴۶۸ استر. دگرسانی پروپیلیتیک رنگ سبز و آرژیلیک به رنگ گلبهی (صورتی) مشخص شده است.

۴. مغناطیس‌سنجی محدوده مرور

عملیات مغناطیس‌سنجی برای تعیین مکان بی‌هنجاری آهن توسط شرکت افرا سنگ در سال ۱۳۹۸ و با استفاده از دستگاه GEM 19-T صورت گرفت. این برداشت در قالب ۳۹ پروفیل انجام شد که فاصله نمونه‌ها در هر پروفیل ۱۰ متر و فاصله پروفیل‌ها از یکدیگر ۳۰ متر می‌باشد. داده‌های مغناطیسی یادشده پس انجام تصحیح شبانه‌روزی در اختیار این پژوهش قرار گرفته است. شکل ۴ نقشه تغییرات شدت میدان مغناطیسی کل برداشت‌شده در محدوده که به روش درون‌یابی حداقل انحنا توسط نرم‌افزار Geosoft Oasis Montaj در یک شبکه ۶×۶ متر مربع تهیه شده است را بعد از حذف مقدار IGRF از داده‌ها نشان می‌دهد. مقدار میدان مغناطیسی بین‌المللی مرجع زمین (IGRF)، در زمان برداشت ۴۶۴۰۳ نانوتسلا بوده است. مقدار IGRF، میدان مغناطیسی ناشی از هسته خارجی زمین است که لازم است مقدار آن از داده‌های مغناطیسی برداشت‌شده کاسته شود تا تغییرات میدان مغناطیسی ناشی از پوسته زمین مشاهده شود (رگان و کین، ۱۹۷۵ و کلاگری، ۱۳۸۹ و فیلی و همکاران، ۲۰۱۰). نقاط سیاه‌رنگ روی شکل، محل نقاط برداشت داده را نشان داده‌اند.



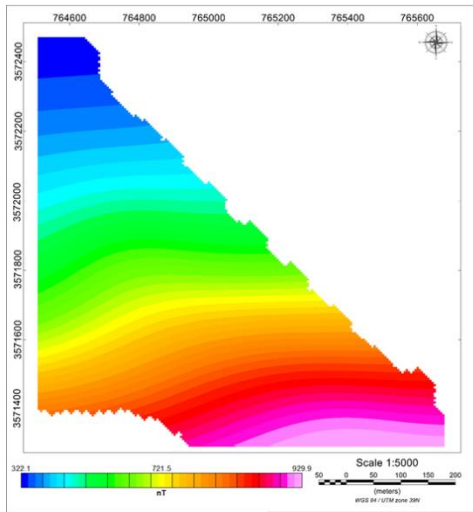
شکل ۴. نقشه شدت کل میدان مغناطیسی اندازه‌گیری‌شده بعد از کم کردن مقدار IGRF از داده‌ها. موقعیت نقاط برداشت با نقاط سیاه رنگ نمایش داده شده‌اند.

با توجه به شکل ۴، وجود پدیده‌های ریز و سطحی که عموماً ابعادی کمتر از دو برابر فاصله بین پرفیلی دارند، در محدوده برداشت تأیید می‌شود. همچنین در شکل یادشده بازه تغییرات میدان مغناطیسی باقی‌مانده پس از حذف IGRF دامنه‌ای بین ۵۱۵۰/۹- تا ۱۳۵۹۵/۵ نانوتسلا را نشان می‌دهد. این مقادیر بیشینه و کمینه تنها در پدیده‌های کوچک که پهنایی کمتر از دو برابر فاصله بین پروفیلی دارند، مشاهده شده‌اند. چنین پدیده‌هایی ابعادی کوچک‌تر از حد نایکیست برای اعتبار داده‌ها بوده و لازم است حذف شوند (کیاری و بروکس، ۱۹۸۴ و منصوریان و همکاران، ۱۳۸۷). برای حذف اثر این پدیده‌ها، از یک فیلتر پایین‌گذر (Low Pass Filter) (لوتوانیو و همکاران، ۲۰۲۰) با طول‌موج ۱۰۰ متری به میزان بیش از دو برابر فاصله بین پروفیلی استفاده شد. شکل ۵-الف، نقشه مغناطیسی شکل ۴ را بعد از انجام این فیلتر پایین‌گذر نشان داده است. در این شکل به‌وضوح پدیده‌های کوچک سطحی حذف شده و دامنه تغییرات شدت میدان مغناطیسی بین ۷۴۲/۷- تا ۴۹۶۳/۷ نانوتسلا محدود شده است. محاسبه ادامه فراسو (Upward continuation) ۳۰۰ متری داده‌های شکل ۵-الف، وجود یک روند افزایشی کلی در داده‌های مغناطیسی از شمال غرب به جنوب شرق محدوده را نشان داد. این روند نشانگر وجود آثار پدیده‌های بزرگ ناحیه‌ای باقی‌مانده در داده‌ها پس از حذف IGRF است. برای تقویت اثر بی‌هنجاری‌های ناشی از پدیده‌های محلی، لازم است که اثر ناحیه‌ای یادشده از داده‌ها کاسته شود (هندرسون و زیتز، ۱۹۴۹ و امیرپور و همکاران، ۱۳۹۵ و هاریمی، ۲۰۱۹). شکل ۵-ج، مقدار بی‌هنجاری مغناطیسی باقی‌مانده در شکل ۵-الف را پس از کاستن مقادیر ناحیه‌ای شکل ۵-ب نشان می‌دهد. بر اساس این شکل،

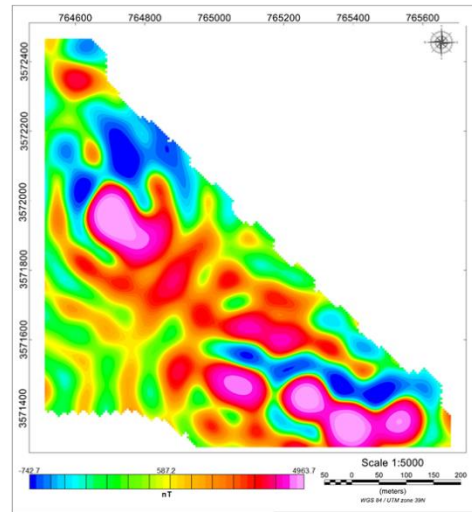
مقدار بیشینه و کمینه میدان مغناطیسی باقی‌مانده در محدوده مورد مطالعه به ترتیب ۱۴۹۰/۴- و ۴۳۶۴/۷ نانوتسلا بوده است.

بی‌هنجاری‌های مغناطیسی محلی، عموماً منشأ القایی داشته و به دلیل مغناطیدگی توده‌های زیرسطحی توسط میدان ژئومغناطیسی در هر محل ایجاد می‌شوند. بنابراین، به دلیل تأثیر تغییرات زاویه میل و انحراف مغناطیسی، محل توده‌های منشأ بی‌هنجاری‌ها متقارن نبوده و بیشینه بی‌هنجاری‌ها بر مرکز آن توده‌ها قرار نمی‌گیرد. برای رفع این مشکل، معمولاً از روش برگردان به قطب (Reduction to pole) که به‌طور مخفف RTP نامیده می‌شود استفاده می‌شود. در این روش، به صورت ذهنی محل توده‌های مغناطیسی به قطب مغناطیسی زمین که در آن زاویه میل مغناطیسی برابر ۹۰ درجه و زاویه انحراف مغناطیسی برابر صفر می‌باشد، انتقال یافته و مقدار میدان مغناطیسی ناشی از آنها در شرایط جدید محاسبه می‌شود (بلیکلی و کوکس، ۱۹۷۲؛ تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰؛ رینولدز، ۲۰۱۱). با توجه به این‌که زاویه‌های انحراف و میل مغناطیسی در زمان برداشت داده‌ها در محدوده مورد مطالعه به ترتیب برابر ۲/۷۹ و ۴۹/۲۹ درجه بوده است، نقشه بی‌هنجاری مغناطیسی باقی‌مانده در شکل ۵-ج پس از انجام RTP محاسبه شده و در شکل ۵-د نمایش داده شده است. پس از این فیلتر، دو محدوده اصلی وجود بی‌هنجاری بزرگ مغناطیسی مثبت را در محدوده نشان داده است که یکی از آنها روند شرقی-غربی با یک بیضی سیاه‌رنگ در جنوب محدوده و بی‌هنجاری بزرگ دوم با دایره سیاه‌رنگ در شمال محدوده، نشان داده شده‌اند. بیشینه شدت میدان مغناطیسی در بی‌هنجاری‌های جنوبی و شمالی به ترتیب برابر ۴۲۹۹ و ۵۸۲۰/۹ نانوتسلا می‌باشد.

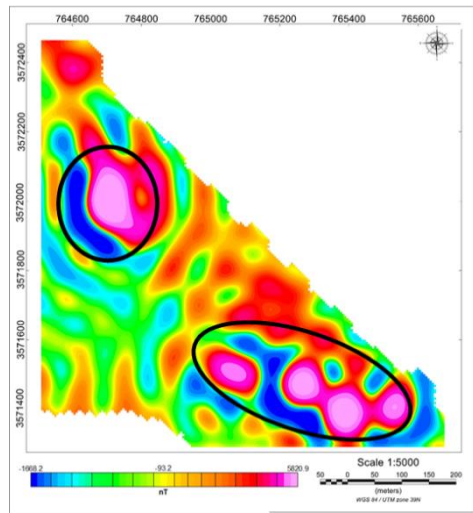




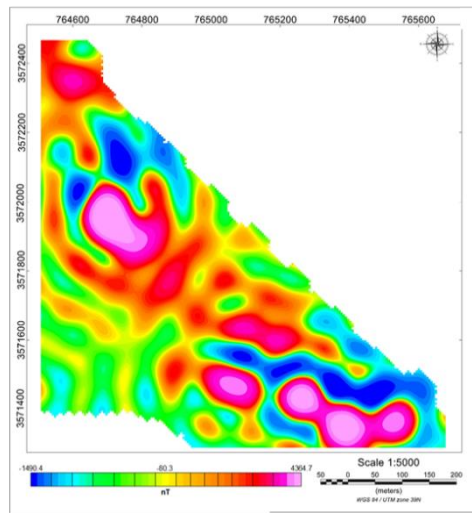
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۵. الف - نقشه میدان مغناطیسی شکل ۴ پس از انجام فیلتر پایین‌گذر ۱۰۰ متری ب-نقشه اثر ناحیه‌ای محاسبه‌شده موجود در شکل الف با ادامه فراسوی ۲۵۰ متری ج-نقشه باقی‌مانده مقادیر مغناطیسی محدوده پس از کاستن مقادیر شکل ب از شکل الف، د-نقشه برگردان به قطب بی‌هنجاری‌های شکل ج. بیضی و دایره سیاه‌رنگ به ترتیب بی‌هنجاری‌های اصلی جنوبی و شمالی موجود در محدوده را نشان می‌دهند.

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2} \quad (1)$$

محاسبه می‌شود (نیقیان، ۱۹۷۲). در معادله ۱، T مقدار میدان مغناطیسی و A سیگنال تحلیلی داده‌ها می‌باشد که معمولاً مقدار قدرمطلق آن مورد استفاده قرار می‌گیرد. شکل ۶-الف نقشه سیگنال تحلیلی داده‌های باقی‌مانده را با استفاده از داده‌های نقشه شکل ۵-ج نشان می‌دهد. از مزایای سیگنال تحلیلی این است که تأثیری از تغییرات زاویه میل و انحراف مغناطیسی نمی‌پذیرد و بنابراین انجام

انجام RTP هر چند محل مرکز منابع مغناطیسی زیر سطحی را نشان می‌دهد، اما به دلیل ماهیت دو قطبی میدان مغناطیسی، همچنان دارای دو بخش مثبت و منفی می‌باشد که همین امر تعیین مرزهای توده‌های مدفون را مشکل می‌سازد. یکی از راه‌حل‌های ارائه‌شده برای مشاهده مرز آن توده‌ها استفاده از مقدار سیگنال تحلیلی داده‌ها می‌باشد. سیگنال تحلیلی پس از محاسبه مشتق میدان مغناطیسی در سه جهت x، y و z، با استفاده از معادله ۱:

برداشت،  $x_0$ ،  $y_0$  و  $z_0$  مختصات منبع و  $T$  میدان کل،  $B$  میدان محلی و  $N$  اندیس ساختاری می‌باشند. اندیس ساختاری، برای شکل‌های هندسی متفاوت تغییر کرده و مقدار آن از صفر برای یک مرز تماس دو واحد سنگی تا ۳ برای منابع کروی شکل متفاوت است. در عمل، مقدار  $N$  با در نظر گرفتن اطلاعات و فرضیات در مورد شکل کلی توده‌ها و زمین‌شناسی محدود و شکل پدیده‌های مورد انتظار انتخاب می‌شود (سیف و همکاران، ۱۳۹۷). در مطالعه حاضر، به دلیل شکل دایره‌ای و متحدالمرکز بودن بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در سطح می‌توان دریافت که شکل هندسی احتمالی توده‌ها در عمق استوانه‌ای یا کروی است که به دلیل فشردگی مقادیر بی‌هنجاری در حاشیه و پهن‌شدگی آن در مرکز، واهمامیخت اوایلر با فرض استوانه قائم‌بودن منابع مغناطیسی انجام شد. بنابراین اندیس ساختاری در معادله ۲ برابر با ۲ فرض شد (رید و تورستون، ۲۰۱۴). برای حل معادله ۲ باید یک اندازه مناسب برای پنجره متحرک انتخاب کرد. پنجره متحرک ابعاد محدوده‌ای را مشخص می‌کند که تمامی نقاط در آن برای حل معادله اوایلر و تعیین عمق منابع به کار گرفته می‌شوند. در این پردازش از پنجره متحرک ۱۵ در ۱۵ نقطه برای محاسبه واهمامیخت اوایلر استفاده شد و حد تلورانس تغییرات نیز برابر ۲ درصد در نظر گرفته شد. شکل ۷-الف نقشه محل و عمق منبع مغناطیسی تخمین‌زده شده با واهمامیخت اوایلر را در زمینه‌ای از سیگنال تحلیلی برای محدوده مورد مطالعه، نشان می‌دهد. مراکز تجمع منابع مغناطیسی عمدتاً انطباق مناسبی با مناطق با سیگنال تحلیلی بالا نشان می‌دهند. شکل ۷-ب نیز هیستوگرام عمق منابع مغناطیسی تخمین‌زده شده را نشان می‌دهد. بر این اساس، میانه عمق منابع مغناطیسی در حدود ۶۸ متر از سطح زمین به دست آمده است.

یا عدم انجام RTP قبل از سیگنال تحلیلی، تفاوتی در مقدار سیگنال تحلیلی نخواهد داشت (کیاتینگ و پیلکینگتون، ۲۰۰۴).

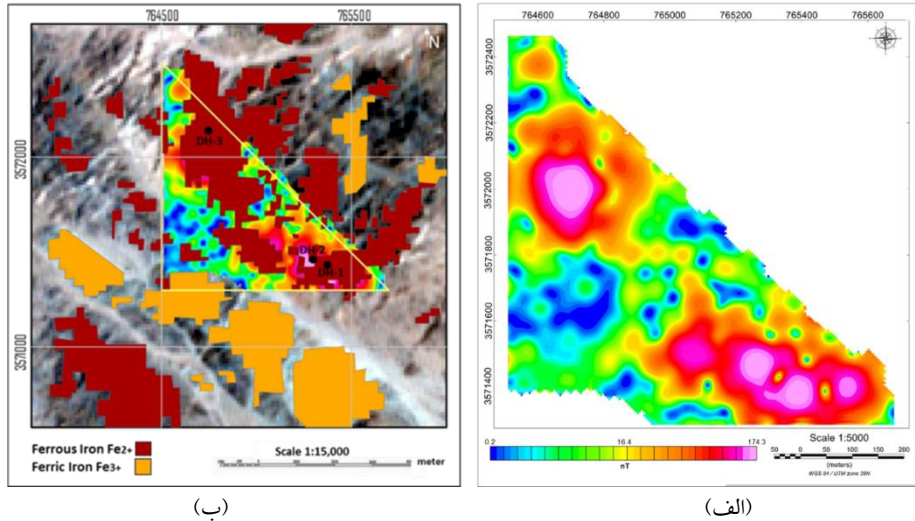
در شکل ۶-ب، تلفیقی از نقشه مناطق دارای رخنمون‌های اکسید آهن برگرفته از پردازش‌های دورسنجی تصاویر لندست ۸ محدوده (شکل ۲-ب و ۲-د) و نقشه سیگنال تحلیلی داده‌ها در شکل ۶-الف را نشان می‌دهد. مناطق دارای مگنتیت (آهن فرو) به رنگ قرمز تیره و مناطق دارای هماتیت (آهن فریک) به رنگ نارنجی مشخص شده‌اند. در این شکل ارتباط فضایی معناداری بین حضور مگنتیت در سطح زمین و محل بی‌هنجاری‌های مغناطیسی در نقشه سیگنال تحلیلی دیده می‌شود و این دو پدیده تقریباً به‌طور کامل بر هم انطباق دارند. با توجه به این انطباق، احتمالاً محدوده مستعد کانی‌سازی آهن بوده و احتمال وجود کانسار آهن مگنتیتی در عمق تأیید می‌شود. همچنین محل گمانه‌های اکتشافی حفر شده در محدوده توسط نقاط مشکی در شکل ۶-ب مشخص شده است.

#### ۴-۱. تخمین عمق منابع مغناطیسی

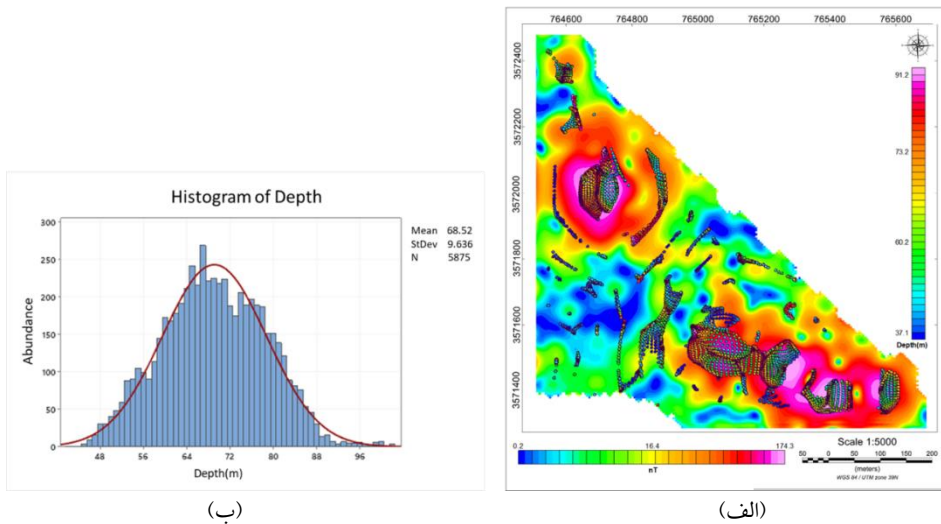
سیگنال تحلیلی به‌طور تقریبی محدوده مرزهای توده‌های مدفون را نشان می‌دهد، اما قادر به تخمین عمق توده‌ها نمی‌باشد. روش‌های متعددی برای تخمین عمق توده‌های زیر سطحی پیشنهاد شده است که از میان آنها روش واهمامیخت اوایلر یکی از رایج‌ترین این روش‌ها می‌باشد (رید و همکاران، ۱۹۹۰). در این روش طبق معادله ۲:

$$\frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (2)$$

که توسط تامپسون (۱۹۸۲) بیان شد؛ بین مشتقات جهتی بی‌هنجاری مغناطیسی و شکل هندسی توده منبع، ارتباط وجود دارد. در معادله ۲،  $x$ ،  $y$  و  $z$  مختصات نقاط



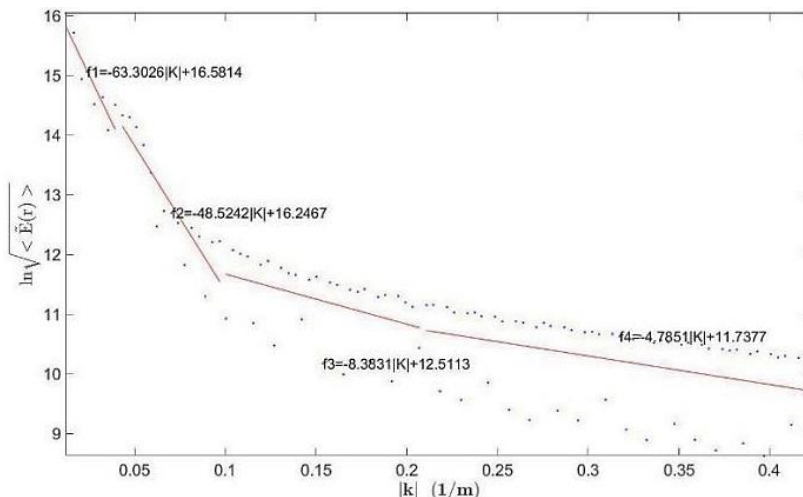
شکل ۶. الف-نقشه سیگنال تحلیلی محدوده، ب-انطباق نتایج دورسنجی تصاویر استر و نقشه سیگنال تحلیلی شکل الف. نقاط سیاه رنگ محل حفر گمانه‌های اکتشافی موجود در محدوده را نشان می‌دهند.



شکل ۷. الف-نقشه محل و عمق منابع مغناطیسی کروی تخمین زده شده با استفاده از واهماویخت اوپلر اندیس ۲. ب-هیستوگرام عمق منابع مغناطیسی در الف.

روش لگاریتم طیف توان حاصل از سیگنال‌ها در مقابل عدم‌موج آنها رسم می‌شود. سپس، این نمودار به چند قسمت که هر قسمت با شیب تغییرات تقریباً ثابت هستند، تقسیم‌بندی می‌شود. از محاسبه نصف شیب خطوط، عمق توده‌های مورد نظر به دست می‌آید (اسپکتور و گرانت، ۱۹۷۰). به این ترتیب، عمیق‌ترین منابع مغناطیسی، به بیشینه شیب مشاهده شده در آن نمودار مرتبط خواهند بود. در مطالعه حاضر، طیف توان داده‌های مغناطیسی که در شکل ۵-د نمایش داده شده‌اند، ۶۳ متر محاسبه شد.

استفاده از طیف توان داده‌های مغناطیسی، یکی دیگر از روش‌های تخمین عمق منابع مغناطیسی زیر سطحی می‌باشد. از آنجاکه سیگنال‌های به دست آمده از توده‌های عمیق و کم عمق دارای تفاوت قابل توجهی در طول موج و دامنه خود هستند، می‌توان با استفاده از تغییرات دامنه طیف توان داده‌های مغناطیسی نسبت به عدم‌موج‌های موجود در داده‌ها، عمق توده‌های منشأ ناهنجاری را تخمین زد (اسپکتور و گرانت، ۱۹۷۰ و ماووس و دیمیری، ۱۹۹۶ و استامپولیدیس و همکاران، ۲۰۰۵؛ سالم و همکاران، ۲۰۱۴). در این



شکل ۸ تخمین عمق با برازش خط راست به اولین بخش از بلندترین قسمت طول موج طیف مشاهده به روش طیف توان.

## ۲-۴. مدل سازی وارون

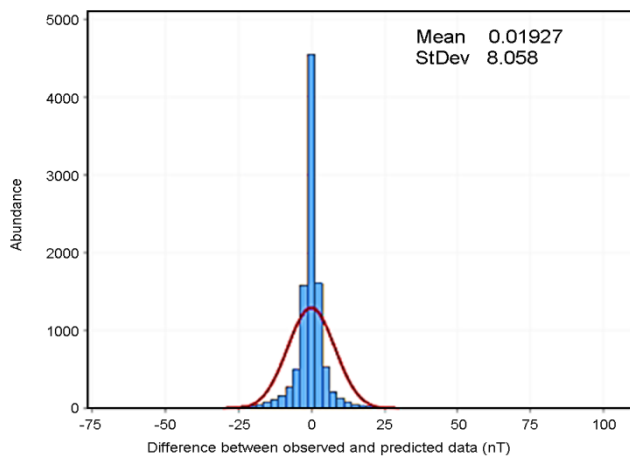
هرچند استفاده توأم از سیگنال تحلیلی و روش های تخمین عمق مثل واهمامیخت اوپلر و طیف توان، تصویر کلی در مورد عمق و محل منابع مغناطیسی می دهد، اما برای تعیین شکل و گسترش عمقی توده ها ناگزیر از انجام وارون سازی سه بعدی داده های ناهنجاری باقی مانده مغناطیسی هستیم. وارون سازی داده های ژئوفیزیکی برای تعیین مقدار پارامترهای فیزیکی ساختارهای زیرسطحی به کار می رود و با استفاده از آن امکان تفسیر دقیق تر زمین شناسی فراهم می شود (دوترا و مارانگونی، ۲۰۰۹؛ سالم و همکاران، ۲۰۱۳؛ یانگ و همکاران، ۲۰۲۰). در وارون سازی به دنبال یافتن مدلی از توزیع پارامتر یا پارامترهای فیزیکی توده های زیر سطحی هستیم، به گونه ای که سیگنال تولید شده توسط مدل بیشترین انطباق را با داده های واقعی اندازه گیری شده داشته باشد (لی و همکاران، ۲۰۱۰). وارون سازی داده های میدان های پتانسیلی نظیر داده های مغناطیسی، همواره با مشکل عدم یکتایی مدل مواجه هستند. در نتیجه، امکان دارد بیش از یک مدل بتوانند سیگنال هایی مشابه داده اندازه گیری شده ایجاد کنند. مثلاً ممکن است که پاسخ مدلی با خود پذیری بالا در قسمت های عمیق تر زمین با پاسخ مدلی با خود پذیری کمتر که در عمق کمتر واقع شده است، مشابه باشد (لیلویر و اولدنبرگ، ۲۰۰۶). همین مسئله اهمیت داشتن حدسی از عمق تقریبی مدل با استفاده

از اطلاعات زمین شناسی، سایر روش های ژئوفیزیکی و یا عمق های تخمین زده شده با استفاده از روش هایی نظیر واهمامیخت اوپلر و طیف توان را دو چندان می کند. برای انجام مدل سازی وارون داده های مغناطیسی، معمولاً از روش های وارون سازی داده هموار (Occam data inversion) استفاده می شود. در این روش ها، زمین به بلوک هایی مکعب مستطیلی با عمق و ابعاد مشخص تقسیم بندی می شود. این بلوک بندی اصطلاحاً مش نامیده می شود. تنها مقدار مجهول در مورد بلوک ها پارامتر فیزیکی هدف است که در مطالعه حاضر مقدار خود پذیری مغناطیسی می باشد (کانستبل و همکاران، ۱۹۸۷؛ قناتی و همکاران، ۲۰۱۵). تعیین این مقادیر مجهول با روش های مختلفی انجام می شود که یکی از رایج ترین این روش ها استفاده از الگوریتم لی و الدنبرگ (۱۹۹۶) است که در این مطالعه نیز برای وارون سازی سه بعدی داده های مغناطیسی شکل ۵-ج مورد استفاده قرار گرفته است. این الگوریتم با استفاده از نرم افزار UBC Mag3D اجرا شد. در این مدل سازی، از  $250 \times 250 \times 107$  بلوک در جهات شمالی، شرقی و عمق استفاده شده است. ابعاد بلوک ها از مکعب های با اضلاع ۵ متری در مرکز بلوک شروع شده و به تدریج با نزدیک شدن به مرزهای جانبی و کف مدل افزایش می یابد. محدوده تغییرات خود پذیری مغناطیسی بین صفر تا ۱ در دستگاه یکاهای SI در نظر گرفته شد. همچنین مدل اولیه به صورت یک نیم فضا با خود پذیری

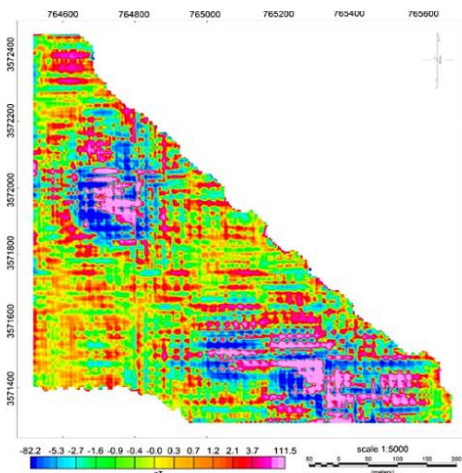
فراتر نمی‌رود و انحراف معیار این اختلاف نیز ۸/۰۵۸ نانوتسلا بوده است. به این ترتیب می‌توان استنباط کرد که داده پیش‌بینی شده از مدل تخمین زده شده برای خودپذیری مغناطیسی با داده اندازه‌گیری شده مطابقت کافی داشته و اختلاف آنها نیز دارای رفتار تصادفی و توزیع نرمال بوده است.

شکل ۱۰، مدل سه‌بعدی خودپذیری مغناطیسی تخمین زده شده در محدوده را در مناطق با مقادیر بالاتر از ۰/۰۹ در یکای SI نشان می‌دهد. در شکل یادشده، داده‌های مغناطیسی باقی‌مانده در شکل ۵-ج نیز بر روی توپوگرافی محدوده نمایش داده شده است. بر اساس این شکل، محل توده‌های با خودپذیری بالا، انطباق معناداری با محل افزایش شدت بی‌هنجاری مغناطیسی دارد. همچنین تغییرات عیار آهن در طول چاه‌های اکتشافی که محل آنها در شکل ۶-ب نمایش داده شده است، با مقاطع قائم در راستای شرقی-غربی مدل سه‌بعدی خودپذیری مغناطیسی در محل چاه‌ها مقایسه شده است. شکل‌های ۱۱-الف، ۱۱-ب، ۱۱-ج، انطباق خوبی بین محل حداکثر تمرکز عیار آهن با مناطق دارای بیشینه خودپذیری مغناطیسی تخمین زده شده را نشان داده‌اند.

در دستگاه یکاهای SI تعریف شد. در الگوریتم لی و الدنبرگ (۱۹۹۶)، برای جلوگیری از تمرکز منابع مغناطیسی در سطح زمین از یک تابع وزن تحت‌عنوان وزن‌دهی به عمق (Depth weighting) استفاده می‌شود. در این تابع لازم است عمق تقریبی مورد انتظار برای منابع مغناطیسی لحاظ شود. با توجه به عمق تقریبی به دست آمده از روش‌های واهمامیخت اولر و طیف‌توان، عمق مورد انتظار در تابع وزن‌دهی به عمق برابر ۶۵ متر در نظر گرفته شد. با فرض خطای نمونه‌برداری ۲ نانوتسلا، مدل نهایی پس از طی ۴۹ تکرار و زمان ۳ ساعت و ۴۹ دقیقه در کامپیوتری با دو هسته با فرکانس ۲/۷۰ گیگا هرتز و حافظه دسترسی تصادفی (RAM) ۸ گیگابایتی، با خطای عدم‌انطباق با داده‌های اندازه‌گیری شده (RMS)، برابر ۱/۱۴ به دست آمد. شکل ۹-الف، اختلاف بین داده‌های پیش‌بینی شده به دست آمده از وارون‌سازی و داده‌های مشاهده شده در شکل ۵-ج را نمایش می‌دهد. دامنه تغییرات این اختلاف بین ۸۲/۲- تا ۱۱۱/۵ نانوتسلا محدود شده است. هیستوگرام اختلاف این داده‌ها در شکل ۹-ب نمایش داده شده است. بر اساس این شکل، رفتار اختلاف یادشده نزدیک به توزیع نرمال با میانگین نزدیک صفر بوده است. مقدار میانگین یادشده از ۰/۰۱۹۲۷ نانوتسلا

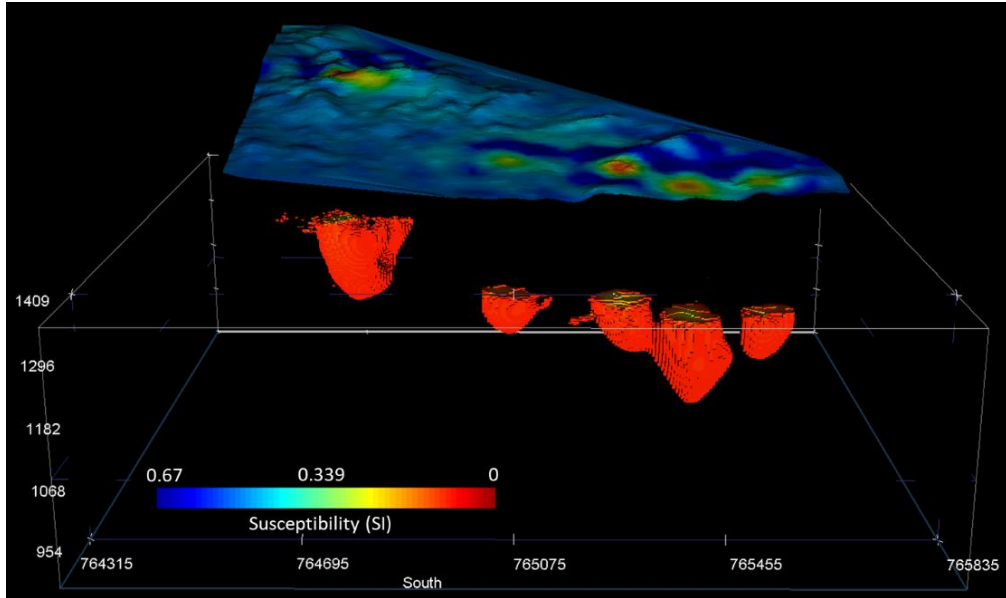


(ب)

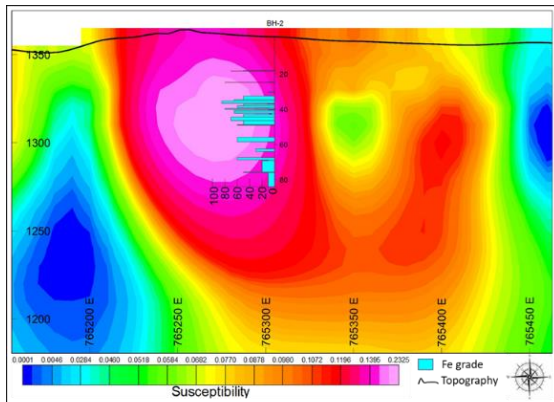


(الف)

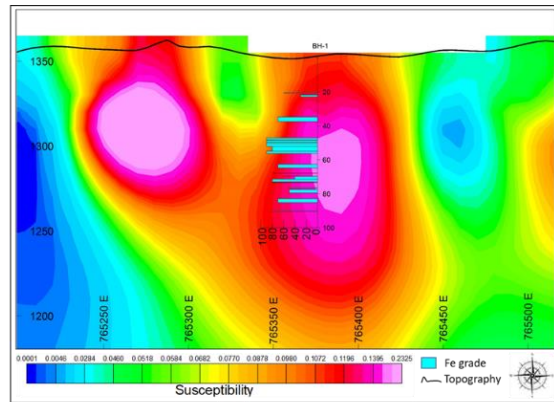
شکل ۹. اختلاف بین داده‌های پیش‌بینی شده به دست از وارون‌سازی و داده‌های مشاهده شده در شکل ۵-ج (الف) و هیستوگرام داده‌های الف (ب).



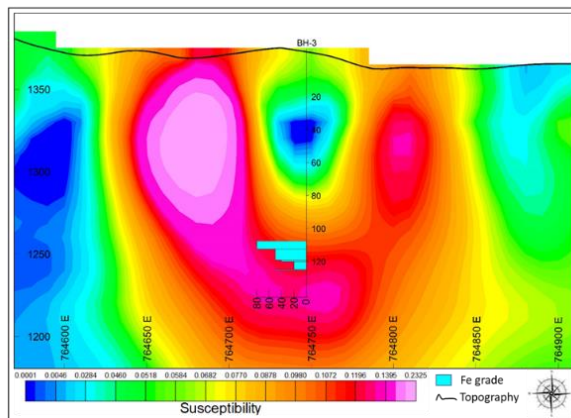
شکل ۱۰. مدل سه‌بعدی خودپذیری مغناطیسی برای مقادیر بالاتر از ۰/۰۹۵ در دستگاه‌های یک‌های SI. نقشه رنگی نمایش داده شده بر فراز مدل، نقشه داده‌های مغناطیسی باقی‌مانده در شکل ۵ ج می‌باشد که بر توپوگرافی محدوده نمایش داده شده است.



(ب)



(الف)



(ج)

شکل ۱۱. به ترتیب، مقایسه نمودار عیار آهن به دست آمده از گمانه‌های الف-DH-01، ب-DH-02 و ج-DH-03 با مقاطع قائم در راستای شرقی-غربی، از مدل تخمین زده شده سه‌بعدی خودپذیری مغناطیسی.

## ۵. بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به شکل ۶-ب محل قرارگیری بیشینه سیگنال تحلیلی انطباق مناسبی با زون‌های مگنتیتی در سطح که از نتایج دورسنجی محدوده مشاهده می‌شوند (شکل ۲)، دارد و با توجه به شکل توده‌های دارای خودپذیری مغناطیسی بالا در شکل‌های ۱۱، به نظر می‌رسد آنچه به‌عنوان سنگ‌های حاوی مگنتیت در سطح قابل مشاهده است، در عمق زمین ادامه دارند. شکل‌های ۱۱-الف و ۱۱-ب نشان می‌دهد گمانه اکتشافی از محل بیشینه کانی‌سازی مگنتیت عبور نکرده‌اند اما بیشینه عیار آهن در گمانه‌ها به ترتیب در عمق‌های ۵۰ تا ۷۰ متر در شکل ۱۱-الف و ۳۰ تا ۵۰ متری در شکل ۱۱-ب از سطح زمین قرار گرفته است که منطبق بر بیشینه خودپذیری مغناطیسی تخمین زده شده با مدل‌ها در همان عمق‌ها است. در شکل ۱۱-ج نیز خودپذیری مغناطیسی در عمق ۱۱۰ متر افزایش یافته است که وجود یک ریشه مشترک بین دو توده مغناطیسی را نشان می‌دهد که بالارفتن عیار آهن در گمانه در همان عمق آن را تأیید می‌کند. این نتایج تأیید می‌کند بیشینه کانی‌سازی محدوده از نوع آهن مگنتیتی است اما امکان وجود امتداد هماتیتی برای توده‌های یادشده نیز در مناطق دارای خودپذیری مغناطیسی پایین رد نمی‌شود.

## مراجع

آقاجانی، ح.؛ تاجیک، م. و احمدی، ج. (۱۳۸۵). شناسایی مناطق امید بخش معدنی منطقه جبال بارز (محدوده

شهرهای جیرفت-بم) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای. دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اصفهان، ایران.  
امیرپور اصل میان‌دوآب، ا.؛ سهرابی، ق. و نصیری گنجینه کتاب، م. (۱۳۹۵). کاربرد روش مغناطیس‌سنجی برای اکتشاف کانه زایی مس و طلا در محدوده اکتشافی پلی متال باشماق هشتروود. *مجله ژئوفیزیک ایران*، ۱۰(۲)، ۳۹-۴۸.  
سیف، م. ر.؛ محمدزاده مقدم، م. و میرزایی، س. (۱۳۹۷). شناسایی و مکان‌یابی اهداف و تأسیسات زیرزمینی بر پایه داده‌های مغناطیس‌سنجی با استفاده از روش‌های سیگنال تحلیلی، اوپلر و وارون‌سازی سه بعدی. *مجله علوم و فناوری‌های پدافند نوین*، ۹(۳)، ۳۵۹-۳۶۸.  
صفایی، ص.؛ فرهنگیان، م.؛ افشاری، س. و کیانپوریان، ص. (۱۳۹۴). اکتشاف کانسار آهن سنقر با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و مغناطیس‌سنجی. سی و چهارمین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین. علائی، س. و فودازی مهابادی، م. (۱۳۸۵). نقشه زمین‌شناسی چهارگوش عقدا. سازمان تحقیقات زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
کلاگری، ع. ا. (۱۳۸۹). *اصول اکتشافات ژئوفیزیکی*. جلد ۲، انتشارات مؤلف.  
منصوریان، ا.؛ جانجانی آورزمان، ح. و نوروزی، غ. ح. (۱۳۸۷). بررسی اثر آلیازینگ در بهینه‌سازی شبکه برداشت مغناطیس و تعیین مرز با استفاده از سیگنال تحلیلی. دومین کنفرانس مهندسی معدن ایران.

Abd-ElHai, M. M., Araffa, S. A. S., Mekkwawi, M. M., & ElGalladi, A. A. M. (2023). A reconnaissance study for tracing and ordering new mineralisation zones using integrated remote sensing, GIS, and aeromagnetic techniques, west Allaqi-Heiani-Suture, Egypt. *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, 12(1), 19-44.  
Ahmadi, R., & Gharah Sheikh Bayat, A. (2021). Integration of remote sensing and magnetometry methods for exploration of iron deposit in the Maragh district of Bandar e Charak. *Iranian Journal of Geology*, 63(63), 1.

Alimohammadi, M., Alirezaei, S., & Kontak, D. J. (2015). Application of ASTER data for exploration of porphyry copper deposits: A case study of Daraloo-Sarmeshk area, southern part of the Kerman copper belt, Iran. *Ore Geology Reviews*, 70, 290-304.  
Al-Quraishi, A.M., Singh, A.K., & Singh, P.K., (2020). Mapping of ferric (and ferrous iron) oxides distribution using band ratio techniques with ASTER data and geochemistry of Kanjamalai and Godumalai, Tamil Nadu, south India. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 18, p.100306.  
Blakely, R., & Cox, A. (1972). Identification of

- short polarity events by transforming marine magnetic profiles to the pole. *Journal of Geophysical Research*, 77(23), 4339-4349.
- Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Del Ventisette, C., & Moretti, S. (2013). Potential use of remote sensing techniques for exploration of iron deposits in Western Sahara and Southwest of Algeria. *Natural resources research*, 22, 179-190.
- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289-300.
- Dutra, A. C., & Marangoni, Y. R. (2009). Gravity and magnetic 3D inversion of Morro do Engenho complex, Central Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(2), 193-203.
- ElGalladi, A., Araffa, S., Mekkawi, M., & Abd-AlHai, M. (2022). Exploring mineralization zones using remote sensing and aeromagnetic data, West Allaqi Area, Eastern-Desert, Egypt. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 25(2), 417-433.
- Faruwa, A. R., Qian, W., Akinsunmade, A., Akingboye, A. S., & Dusabemariya, C. (2021). Aeromagnetic and remote sensing characterization of structural elements influencing iron ore deposits and other mineralization in Kabba, southwestern Nigeria. *Advances in Space Research*, 68(8), 3302-3313.
- Finlay, C. C., Maus, S., Beggan, C. D., Bondar, T. N., Chambodut, A., Chernova, T. A., Chulliat, A., Golovkov, V. P., Hamilton, B., Hamoudi, M., Holme, R., Hulot, G., Kuang, W., Langlais, B., Lesur, V., Lowes, F. J., Lühr, H., Macmillan, S., Manda, M., McLean, S., Manoj, C., Menvielle, M., Michaelis, I., Olsen, N., Rauberg, J., Rother, M., Sabaka, T. J., Tangborn, A., Toffner-Clausen, L., Thébaud, E., Thomson, A. W. P., Wardinski, I., Wei, Z., & Zvereva, T. I. (2010). International geomagnetic reference field: the eleventh generation. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1216-1230.
- Ghanati, R., Ghari, H. A., Mirzaei, M., & Hafizi, M. K. (2015). Nonlinear inverse modeling of magnetic anomalies due to thin sheets and cylinders using Occam's method. In *8th Congress of the Balkan Geophysical Society*, 2015(1), 1-5. European Association of Geoscientists & Engineers.
- Gupta, H. K., & Roy, S. (2006). *Geothermal energy: an alternative resource for the 21st century*. Elsevier.
- Harimei, B. (2019). Analysis of Regional Anomaly on Magnetic Data Using the Upward Continuation Method. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 279(1), 012037. IOP Publishing.
- Henderson, R. G., & Zietz, I. (1949). The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields. *Geophysics*, 14(4), 517-534.
- Keating, P., & Pilkington, M. (2004). Euler deconvolution of the analytic signal and its application to magnetic interpretation. *Geophysical prospecting*, 52(3), 165-182.
- Lelievre, P. G., & Oldenburg, D. W. (2006). Magnetic forward modelling and inversion for high susceptibility. *Geophysical Journal International*, 166(1), 76-90.
- Li, M., Zhou, X., Gammons, C. H., Khalil, M., & Speece, M. (2018). Aeromagnetic and spectral expressions of rare earth element deposits in Gallinas Mountains area, Central New Mexico, USA. *Interpretation*, 6(4), T937-T949.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. (1996). 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61(2), 394-408.
- Li, Y., Shearer, S. E., Haney, M. M., & Dannemiller, N. (2010). Comprehensive approaches to 3D inversion of magnetic data affected by remanent magnetization. *Geophysics*, 75(1), L1-L11.
- Loto'aniu, P. T., Califf, S., Redmon, R. J., & Singer, H. J. (2020). Magnetic field observations from the GOES-R series. In *The goes-r series* (pp. 251-259). Elsevier.
- Maus, S., & Dimri, V. (1996). Depth estimation from the scaling power spectrum of potential fields?. *Geophysical Journal International*, 124(1), 113-120.
- Mohamed, H., Saibi, H., Bersi, M., Abdelnabi, S., Geith, B., Ismaeil, H., Tindell, T., & Mizunaga, H. (2018). 3-D magnetic inversion and satellite imagery for the Um Salatiit gold occurrence, Central Eastern Desert, Egypt. *Arabian Journal of Geosciences*, 11, 1-18.
- Moradpour, H., Rostami Paydar, G., Pour, A. B., Valizadeh Kamran, K., Feizizadeh, B., Muslim, A. M., & Hossain, M. S. (2022). Landsat-7 and ASTER remote sensing satellite imagery for identification of iron skarn mineralization in metamorphic regions. *Geocarto International*, 37(7), 1971-1998.
- Nabighian, M. N. (1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, 37(3), 507-517.
- Regan, R. D., & Cain, J. C. (1975). The use of geomagnetic field models in magnetic surveys. *Geophysics*, 40(4), 621-629.
- Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. T., & Somerton, I. W. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1), 80-91.
- Reid, A. B., & Thurston, J. B. (2014). The



- structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses. *Geophysics*, 79(4), J61-J66.
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Sabins, F. F. (1999). Remote sensing for mineral exploration. *Ore geology reviews*, 14(3-4), 157-183.
- Salem, S. M., Arafa, S. A., Ramadan, T. M., & El Gammal, E. S. A. (2013). Exploration of copper deposits in Wadi El Regeita area, Southern Sinai, Egypt, with contribution of remote sensing and geophysical data. *Arabian Journal of Geosciences*, 6, 321-335.
- Salem, A., Green, C., Ravat, D., Singh, K. H., East, P., Fairhead, J. D., Mogren, S., & Biegert, E. (2014). Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method. *Tectonophysics*, 624, 75-86.
- Shirazi, A., Hezarkhani, A., Shirazy, A., & Shahrood, I. R. A. N. (2018). Remote sensing studies for mapping of iron oxide regions, South of Kerman, Iran. *International Journal of Science and Engineering Applications*, 7(4), 45-51.
- Spector, A., & Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Stampolidis, A., Kane, I., Tsokas, G. N., & Tsourlos, P. (2005). Curie point depths of Albania inferred from ground total field magnetic data. *Surveys in Geophysics*, 26, 461-480.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge university press.
- Thompson, D. T. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47(1), 31-37.
- Van der Werff, H., & Van der Meer, F. (2016). Sentinel-2A MSI and Landsat 8 OLI provide data continuity for geological remote sensing. *Remote sensing*, 8(11), 883.
- Yang, J., Liu, S., & Hu, X. (2020). Inversion of high-amplitude magnetic total field anomaly: An application to the Mengku iron-ore deposit, northwest China. *Scientific Reports*, 10(1), 11949.
- Yuan, J., & Niu, Z. (2008). Evaluation of atmospheric correction using FLAASH. In *2008 International Workshop on Earth Observation and Remote Sensing Applications* (pp. 1-6). IEEE.