

مقاله پژوهشی

تخمین عمق کانسار آهن دره زیارت کردستان با وارون سازی داده های مغناطیس سنجی زمینی

سیاوش سالاریان^۱، بهروز اسکوئی^{۲*}

۱. کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، پردیس دانشکده های فنی، دانشگاه تهران، siavash.salarian@gmail.com

۲. دانشیار، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، boskooi@ut.ac.ir

دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۱۶ - پذیرش: ۱۴۰۰/۹/۳۰

چکیده

هدف از این پژوهش، بررسی و تفسیر دوبعدی و سه بعدی داده های مغناطیسی مربوط به آهن محدوده دره زیارت در غرب ایران می باشد. به این منظور، حدود ۲۰۰۰ ایستگاه مغناطیس سنجی با فواصل برداشت ۱۰ متر و فواصل خطوط ۱۰ متر برداشت شد. بعد از تصحیح داده های خام اولیه، پردازش های تبدیل به قطب مغناطیسی و گسترش فراسو برای تحلیل بهتر داده ها اعمال شد. در مرحله بعد تخمین عمق آنومالی به دو روش اویلر و اویلر-سیگنال تحلیلی انجام پذیرفت. پس از تخمین عمق، مدل سه بعدی وارون مغناطیسی بر اساس رویکرد لی و اولدنبرگ و به کمک نرم افزار MAG3D ساخته شد. برای اجرای این امر، منطقه مورد مطالعه به صورت سه بعدی به سلول هایی تقسیم شد و به هر سلول یک مقدار خودپذیری مغناطیسی اختصاص داده شد؛ تا مدل سه بعدی خودپذیری مغناطیسی تهیه شود. به کمک این مدل و سایر نقشه های تفسیر مغناطیسی، روند کانی زایی مشخص شد. در نهایت، برای اعتبارسنجی مدل وارون مغناطیسی، از داده های حفاری استفاده شد.

کلمات کلیدی

تخمین عمق، تفسیر مغناطیسی، رویکرد لی و اولدنبرگ، کانسار آهن دره زیارت، مدل سازی وارون.

* نویسنده مسئول مکاتبات.

۱- مقدمه

گسترش عمقی بین ۵ تا ۱۲۰ متر را نشان داد. در پایان، مدل بدست آمده از برگردان داده‌های مغناطیسی، با گمانه‌های حفاری شده موجود در منطقه مقایسه شد. نتایج بدست آمده پس از مقایسه با نمونه‌های موجود از گمانه‌ها، انطباق قابل قبولی در تعیین عمق‌های بالا و پایین بی‌هنجاری‌ها و متوسط خودپذیری‌های مغناطیسی کانسارهای مدفون را نشان داد [۲].

فاتحی و همکاران (۱۳۹۳) طی پژوهشی بر روی داده‌های مغناطیس معدن مروارید زنجان، پس از تفسیر نقشه‌های مغناطیس، به ساخت مدل سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی پرداختند. در این پژوهش، مدل سه‌بعدی خودپذیری مغناطیسی حاصل شده با مدل حاصل از داده‌های گمانه‌های اکتشافی مقایسه شد. مدل مغناطیسی مطابقت خوبی با مدل واقعی توده داشت و تغییرات خودپذیری مغناطیسی هم به خوبی تغییرات درصد آهن در مدل واقعی را نشان داد [۳].

اسکویی و همکاران (۲۰۱۶) در پژوهشی به تفسیر تلفیقی روش‌های مگنتوتلوریک و برداشت مغناطیسی در منطقه زمین‌گرمایی محلات پرداختند. مطالعات آنها در بخش تفسیر مغناطیسی نشان داد که آنومالی مثبت اصلی با شدت حدود ۱۰۰۰ نانوتسلا بالای محدوده مورد مطالعه قرار دارد که می‌تواند به عنوان توده نفوذی با خودپذیری مغناطیسی بالا (مثلا سنگ‌های مافیک یا اولترامافیک) در سنگ بسترهای رسوبی تفسیر شود. آنها این ساختار نفوذی را به عنوان منبع گرمای سیستم زمین‌گرمایی معرفی کردند. شاخص ساختاری و تخمین عمق آنومالی نشان داد که این ساختار نفوذی شبیه یک استوانه قائم با عمق حدود یک کیلومتر است. در نهایت نتایج مطالعات مغناطیس و مگنتوتلوریک نشان از وجود یک منبع زمین‌گرمایی داشت که مشاهدات مقدماتی زمین‌شناسی را تا حد زیادی اثبات می‌کرد [۴].

رحیمی و همکاران (۲۰۱۸) پس از مدل‌سازی وارون داده‌های مغناطیسی منطقه دره زیارت سقز، از روش شبیه‌سازی گوسی توام (Gaussian co-simulation) به منظور تخمین عیار آهن استفاده کردند. همچنین بار دیگر عملیات تخمین عیار را به روش کریجینگ چندگوسی (Multi-Gaussian Kriging) تکرار کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که نتایج تخمین عیار به روش شبیه‌سازی توام وابستگی زیادی به نتایج مدل‌سازی وارون مغناطیسی دارد. دلیل این امر، حضور نقاط متغیر خودپذیری مغناطیسی در تمامی بلوک‌های شبیه‌سازی شده بود. نهایتاً مقایسه این دو روش زمین‌آماري، نتایج معتبرتری را در اعماق کم و نتایج با عدم قطعیت بیشتری

اکتشاف کانسنگ آهن بر اساس اثرات مغناطیسی آن، از اولین استفاده‌های ژئوفیزیک در اکتشافات است. بر اساس مطالعات اسپرسن در سال ۱۹۶۷، برداشت‌های مغناطیسی برای مکان‌یابی کانسنگ آهن در سوئد و در اواسط قرن هفدهم انجام گرفت. علائم مغناطیسی کانسارهای آهن در وهله اول به این بستگی دارد که نحوه کانی‌زایی کانسار به شکل مگنتیتی باشد یا هماتیته. اکثر تولید آهن دنیا از کانسنگ‌های آهن لایه‌ای (BIF) می‌باشد. از ناحیه‌های مهم برای تولید این نوع کانسنگ‌ها می‌توان منطقه پیلبارا (Pilbara) در غرب استرالیا و همچنین منطقه لیک سوپریور (Lake Superior) در شمال آمریکا را نام برد. به طور واضح، این نوع محیط‌های زمین‌شناسی، آنومالی‌های مغناطیسی پیچیده و بسیار بزرگی پدید می‌آورند. تفسیر داده‌های جمع‌آوری شده از این چنین مناطقی، به دلایلی همچون بزرگی آنومالی‌ها (که ممکن است نسبت به میدان ژئومغناطیسی که در آن مگنتیت قابل توجهی وجود دارد، بزرگ باشد)، وجود مغناطیس بازماند (Remnant Magnetisation)، وامغناطیدگی (Demagnetisation) و همچنین طبیعت آنیزوتروپ چشم‌گیر ویژگی‌های مغناطیسی آهن‌های لایه‌ای، پیچیده است.

کانسارهای اسکارن با جایگزینی سنگ‌های کربناته در حین دگرگونی مجاورتی و فرایند متاسوماتیسم تشکیل می‌شوند. سنگ‌های میزبان اسکارن معمولاً در حوالی مرز توده آذرین نفوذی و سنگ‌های رسوبی یافت می‌شوند. تغییرات زیادی بین زیرمجموعه‌های کانسارهای اسکارن وجود دارد و این موضوع در کنار کم بودن مطالعات دقیق ژئوفیزیکی این نوع کانسارها، مانع از این شده که بیش از یک مرور کلی و سریع از نشانه‌های مغناطیسی این نوع سنگ‌ها داشته باشند. کانسنگ‌های آهن مربوط به سنگ‌های آذرین شامل جدایی ماگمایی، کانسارهای متاسوماتیسم مجاورتی و جایگزینی هیدروترمال‌اند. این کانسارها فقط بخش کوچکی از تولید آهن جهان را شامل می‌شوند، اما بعضی از بهترین پاسخ‌های مغناطیسی را ارائه می‌دهند، زیرا به صورت عمده دارای مگنتیت هستند [۱].

یوسفی و اسکویی (۱۳۹۲) بی‌هنجاری‌های مغناطیسی موجود در منطقه گزستان استان یزد را با استفاده از مدل وارون سه‌بعدی مغناطیسی بر اساس الگوریتم غیرخطی لی و اولدنبگ بررسی کردند. رهیافت مطرح شده در این تحقیق، متغیر گرفتن ابعاد و تعداد سلول‌ها و پارامترهای هموارسازی بود. مدل بدست آمده، سه بی‌هنجاری نسبتاً سطحی با

را در مناطق عمیق نشان داد [۵].

هدف ایجاد می‌شود و در حین حداقل شدن، باید مدلی تولید کند که از نظر ژئوفیزیکی قابل تفسیر باشد. جزئیات تابع هدف بستگی به مساله دارد؛ با این حال برای رسیدن به مدل واقعی، یک مدل مرجع (m_0) باعث جواب‌های بهتری می‌شود. مدل مذکور در سه جهت باید هموار باشد. تابع هدف این مدل به صورت رابطه ۲ است:

$$\begin{aligned} \varphi_m(m) &= a_s \int_V w_s \{w(\vec{r})[m(\vec{r}) - m_0]\}^2 d_v \\ &+ a_x \int_V w_x \left\{ \frac{\delta w(\vec{r})[m(\vec{r}) - m_0]}{\delta x} \right\}^2 d_v \\ &+ a_y \int_V w_y \left\{ \frac{\delta w(\vec{r})[m(\vec{r}) - m_0]}{\delta y} \right\}^2 d_v \\ &+ a_z \int_V w_z \left\{ \frac{\delta w(\vec{r})[m(\vec{r}) - m_0]}{\delta z} \right\}^2 d_v \end{aligned} \quad (2)$$

در این رابطه، w ها توابع وزن و a ها ضرایبی هستند که اهمیت نسبی قسمت‌های مختلف تابع هدف را نشان می‌دهند. تابع $w(\vec{r})$ یک تابع وزن‌دهی تعمیم داده شده می‌باشد. این تابع، میرایی هندسی حساسیت را با فاصله از مکان مشاهده شده خنثی می‌سازد. تابع نام‌برده باید به شکلی اعمال شود که حساسیت بازیافتی در نزدیک ایستگاه‌های اندازه‌گیری خنثی نشود. تابع هدف رابطه ۲ می‌تواند مدل‌های مختلفی بسازد. مدل مرجع می‌تواند یک مدل زمینه عمومی برآورد شده از بررسی‌های پیشین باشد. می‌توان مدل مرجع را به صورت مدل صفر هم در نظر گرفت. گذاشتن مدل مرجع در قسمت اول تابع ضروری است، اما در سه بخش دیگر قابل حذف می‌باشد. تابع w_s کنترل‌کننده شباهت مدل نهایی و مدل مرجع در هر مکان است. برای مثال، اگر مفسر به مدل اولیه اطمینان داشته باشد، می‌تواند w_s بالاتری در آن نقطه‌ها نسبت به نقطه‌های دیگر مدل تخصیص دهد. تابع‌های وزن w_x ، w_y ، و w_z قابلیت طراحی شدن برای کاهش یا افزایش ساختارها در ناحیه‌های مختلف مدل را دارا هستند. اگر یک زون انتقالی سریع توسط زمین‌شناسی محدوده در مدل پیشنهاد شود، مقادیر پایینی برای توابع اوزان در نظر گرفته می‌شود و نهایتاً مدل ایجاد شده تغییرات زیادی را نشان می‌دهد که این ساختارها با داده‌ها تناقض ندارند. بنابراین مدل مرجع و توابع وزن اجازه دخالت در وارون‌سازی دارند و اطلاعات بیشتری نسبت به داده‌های مغناطیسی می‌توانند بدهند. این اطلاعات ممکن است شامل دانش پیشین مربوط به تغییرات خودپذیری مغناطیسی، نتایج سایر اطلاعات مطالعات ژئوفیزیکی و یا اطلاعات بدست آمده از تفسیر ساختارهای زمین‌شناسی و رابطه آنها با خودپذیری

در این پژوهش، پس از بررسی زمین‌شناسی منطقه، به تصحیح و تفسیر داده‌های مغناطیسی پرداخته می‌شود. پس از اینکه مطالعات مربوط به تخمین عمق به دو روش اولر و اولر-سیگنال تحلیلی انجام شد، به کمک الگوریتم لی و اولدنبرگ، مدل سه‌بعدی خودپذیری مغناطیسی ساخته شده و روند کانی‌زایی آهن مشخص می‌شود. در نهایت داده‌های حفاری به منظور اعتبارسنجی مطالعات مغناطیسی به کار گرفته خواهند شد.

۲- مبانی الگوریتم لی و اولدنبرگ

الگوریتم لی و اولدنبرگ روشی است که در این پژوهش به منظور مدل‌سازی وارون سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی استفاده شده است. کاربرد این روش، رسیدن به پارامترهای یک مدل به وسیله داده‌های مشاهده‌ای می‌باشد. پارامترهای مدل، مجموعه‌ای از خاصیت‌های توزیع شده در یک فضای معین هستند. پاسخ ژئوفیزیکی یک مدل از تضاد خودپذیری بر اساس تئوری میدان پتانسیل محاسبه می‌شود. این الگوریتم از نوع سلول‌مبنا است. به این معنی که زیر زمین به مکعب‌هایی تقسیم می‌شود و به هر مکعب یک مقدار خودپذیری اختصاص داده می‌شود.

اگر بردار داده‌های مشاهده‌ای (که همان داده‌های میدان مغناطیسی هستند) $\vec{d} = (d_1, \dots, d_n)^T$ و خودپذیری مغناطیسی هر سلول در مدل $\vec{k} = (k_1, \dots, k_n)^T$ باشد، این دو پارامتر به کمک یک ماتریس حساسیت G می‌توانند به هم مرتبط شوند.

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

این ماتریس حاوی عنصرهای G_{ij} است که تاثیر خودپذیری مغناطیسی سلول j را بر داده‌های i نشان می‌دهد. ماتریس حساسیت باعث می‌شود که اطلاعات از فضای مدل به فضای داده تصویر شوند.

موضوع وارون‌سازی به عنوان یک مسئله بهینه‌سازی، به نوعی فرمول‌بندی می‌شود که تابع هدفی از مدل، به حداقل ممکن می‌رسد. این حداقل‌سازی با توجه به محدودیت‌های معادله انجام می‌شود. مساله اول در موضوع وارون‌سازی مغناطیسی، تعریف مدل است. میدان آنومال به طور مستقیم در رابطه ۱ با ضریب خودپذیری k رابطه مستقیم دارد و این ضریب به عنوان مدل در نظر گرفته می‌شود. نماد m برای اجزای مدل معرفی می‌شود. پس از تعیین کردن مدل، تابع

باشد. این اطلاعات می‌تواند منجر به افزایش قطعیت می‌شود.

برای اجرای یک راه حل عددی، تابع هدف رابطه ۲ به وسیله تقریب تفاضل محدود، گسسته‌سازی می‌شود. در نتیجه:

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

در این رابطه m و m_0 بردارهایی با طول M می‌باشند. زمانی که شبکه مدل و تابع‌های وزن‌دهی W_s, W_x, W_y, W_z و $w(\vec{r})$ تعریف شدند، ماتریس‌های W_s, W_x, W_y, W_z مستقیماً محاسبه‌شده و سپس ماتریس جمعی $(W_m^T W_m)$ شکل می‌گیرد.

مرحله بعد در اجرای مدل‌سازی وارون، تعیین یک مقیاس از نرم داده‌ها (Data norm) برای اندازه گرفتن عدم برازش داده (Data misfit) است.

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

اگر فرض شود که نویز داده‌ها توزیع نرمال دارند، در این رابطه، W_d یک ماتریس قطری می‌باشد که λ_i امین عنصر آن $\frac{1}{\sigma_i}$ و σ_i انحراف استاندارد داده مشاهده‌ای λ_i است. φ_d یک متغیر chi-squared توزیع شده است با درجه آزادی N . پس $E[x^2] = N$ به عنوان هدف برای منطبق کردن داده‌های محاسبه‌ای و مشاهده‌ای در نظر گرفته می‌شود. مساله وارون‌سازی با پیدا کردن مدل m که باعث حداقل شدن φ_m می‌شود و داده‌ها را با یک مقدار از پیش تعیین شده، عدم برازش می‌دهد، حل خواهد شد. از آنجا که خودپذیری بزرگ‌تر از صفر فرض شده است، باید این شرط اجرا شود که همه عنصرهای مدل مثبت‌اند. وارون‌سازی با بهینه کردن مساله زیر انجام می‌شود:

$$\varphi = \varphi_d + \mu\varphi_m \quad (5)$$

حداقل‌سازی رابطه Δ با هدف $\vec{m} > \vec{0}$ انجام می‌شود. در این رابطه μ یک پارامتر تنظیم می‌باشد که کنترل‌کننده اهمیت نسبی بین نرم مدل و عدم تطابق داده‌ها است. زمانی که انحراف استاندارد داده‌ها مشخص باشد، برازش قابل قبول با مقدار مورد انتظار φ_d^* داده می‌شود و به دنبال مقدار μ هستیم که برازش مناسب را فراهم می‌کند. همچنین مقدار برآورد شده μ قابل تعیین می‌باشد.

از یک قید لگاریتمی اولیه با روش گرادیان مزدوج به منظور حل‌کننده اصلی استفاده می‌شود. در این روش، شرط فرض شده مثبت بودن در حکم یک قید لگاریتمی قابل اجرا می‌باشد.

تابع هدف جدید به صورت زیر است:

$$\varphi(\lambda) = \varphi_d + \mu\varphi_m - 2\lambda \sum_{j=1}^M \ln(m_j) \quad (6)$$

در این رابطه λ پارامتر شبکه می‌باشد و پارامتر تنظیم μ در طول عملیات کمینه‌سازی ثابت است. واژه قید لگاریتمی، یک قید برای پارامترهای مدل اعمال می‌کند تا خودپذیری مغناطیسی غیر منفی تولید کند. این روش یک توالی حداقل‌سازی غیر خطی با کاهندگی λ را حل می‌کند. هر چه این ضریب به صفر نزدیک‌تر باشد، توالی جواب‌ها به جواب رابطه ۶ نزدیک‌تر خواهند شد [۶].

۳- زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه

محدوده دره زیارت علیا در ۳۰ کیلومتری جنوب شهر سقز در شمال غرب کشور واقع است. جاده اصلی سقز - مریوان از درون این محدوده می‌گذرد و دسترسی به آن از طریق کیلومتر ۴۰ همین جاده میسر است. مهم‌ترین روستای محدوده، دره زیارت علیا است که در بخش شمال شرقی آن واقع است. محدوده حاضر کوهستانی بوده و ارتفاع در آن بین ۱۵۰۰ تا ۲۳۸۰ متر در تغییر است. با وجود این اختلاف ارتفاع، با استفاده از جاده‌های فرعی درجه دو و مالرو می‌توان به بخش‌های زیادی از منطقه دسترسی داشت. وسعت محدوده دره زیارت ۲۴۰۷ کیلومتر مربع می‌باشد. این محدوده در شمال برکه ۱:۱۰۰۰۰۰ مریوان واقع شده است.

مهم‌ترین استعداد محدوده دره زیارت، کانی‌سازی آهن است. کانی‌سازی فوق به صورت دو رگه موازی با فاصله عرض ۱۰ متر از هم در انطباق با لایه‌بندی واحد شیستی در شمال روستای دره زیارت جای گرفته است. امتداد افقی‌های آهن‌دار N65E با شیب ۲۰ درجه به سمت شمال غرب است. طول تقریبی رخنمون‌های آهن‌دار بین ۴۰ تا ۶۰ متر بوده و عرض آنها از ۱ تا ۳ متر در تغییر است. کانه عمده افقی‌های آهن‌دار مگنتیت و هماتیت می‌باشد. موازی بودن لایه‌بندی واحدهای سنگی با افقی‌های کانه‌سازی، اسکارنی بودن این کانسار را (که در مطالعات قبلی به آن اشاره شده) دور از ذهن می‌کند. در نقشه شکل ۱ پراکندگی محیط‌های مناسب و پتانسیل‌دار آهن ایران شامل چهار تیپ اسکارنی، ولکانیکی، رسوبی-تخریبی و شیست‌های سبز مشاهده می‌شود.

برای منطقه مورد مطالعه نقشه زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ تهیه شده است (شکل ۲). به‌طور کلی منطقه از مجموعه‌ای از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده شامل سرسیت -

توسط اپیدوت و کلریت جایگزین شده، منتهی می‌شود. در بخش‌های مرکزی و غربی، توده‌های مرمری Mt^{mb1} و Mt^{mb2} واحد جهت‌یافتگی و میان‌لایه‌های کوارتز - سرسیت شیبست و مسکویت شیبست در وسعت‌های قابل توجه درون واحدهای شیبستی برونزد دارند. در نیمه غربی این مجموعه، دسته دایک‌های دیوریتی با امتداد عمومی شمال شرق - جنوب غرب درون واحد Mt^{mb1} و نیز واحد Mt^{sch1} نفوذ کرده است. ترکیب این دایک‌ها از دیوریت و میکرودیوریت تا آندزیت در تغییر است. نبود فابریک جهت‌یافتگی در این دایک‌ها نشانگر جایگزینی آنها پس از رخداد دگرگونی و چین‌خوردگی است. باندهای کشیده‌ای از رخنمون‌های فیلیت به رنگ سبز تیره با جلای فیلیتی و کرینولیشن مشخص (واحد Mt^{phy}) در منطقه وجود دارد. در واحد مشابه آن (یعنی Mt^{phy-mb}) میان‌لایه‌های نازک مرمر دولومیتی سفید به طور متناوب حضور دارند. به صورت محلی نیز بلورهای درشت و مکعبی پیریت روی سطح برگوارگی سنگ‌های فیلیتی قابل مشاهده است.

واحد گرانیتی (G_1): کهن‌ترین فعالیت آذرین در منطقه نفوذ توده متاگرانیتی است که سنگ‌های دگرگونه قدیمی‌تر را در جنوب و جنوب غرب روستای دره زیارت قطع کرده است. توده فوق به نظر می‌رسد که پس از چین‌خوردگی واحدهای شیبستی، فیلیتی و آهکی در امتداد محور چین به درون آنها نفوذ کرده است. از لحاظ سنگ‌شناسی این واحد به طور عمده از کوارتز و فلدسپار و نیز سرسیت - موسکویت به همراه کانی‌های منیزیم‌دار کلریت و اپیدوت تشکیل شده است. رنگ ظاهری آن کرم - صورتی روشن است و در بیشتر بخش‌ها جهت‌یافتگی دارد. بافت سنگ نیز گرانولار تا گرانولاستیک می‌باشد.

آهک توده‌ای و آهک دولومیتی (Pr^{ld}): نهشته‌های پرمین در این محدوده دربرگیرنده آهک‌های ضخیم‌لایه خاکستری یعنی واحد Pr^{ld} است. واحد کربناتی فوق شامل یک افق ضخیم سنگ آهک دولومیتی و دولومیت به رنگ خاکستری تیره تا روشن و به‌ندرت کرم تا نخودی است که دارای ضخامت قابل توجه و شکل فرسایش خشن و صخره‌ساز است، به طوری که ارتفاعات بلند شمال غرب محدوده با این واحدها منطبق است. آهک‌های مزبور گاه دربردارنده گرهک‌های چرت سیاه نیز هست. همبری پائینی آن با واحدهای قدیمی‌تر به صورت راندگی بوده و از هر سمت شیبی موازی با لایه‌های زیرین دارد. در اثر چین خوردگی و دگرگونی شدید، کانی‌های این واحد به شدت بلورین می‌باشد.

کوارتز شیبست، انواع واحدهای کربناته و میان‌لایه‌های فیلیت تشکیل شده است.

واحدهای مزبور دچار چین خوردگی با جهت شمال شرقی - جنوب غربی شده و آنگاه در محور این چین، توده‌های گرانیتی - گنایسی نفوذ کرده است. وجود توده‌های کوچک دیوریتی فاقد فابریک جهت‌یافته درون واحدهای قدیمی‌تر، نشانگر جایگزینی آنها پس از رخداد دگرگونی یا چین‌خوردگی است. کانسنگ آهن در این محدوده به صورت افق‌های مگنتیتی - هماتیتی است که در سنگ میزبان سرسیت - کوارتز شیبست (واحد Mt^{sch1}) جای گرفته‌اند. از نگاه ساختاری، محدوده دره زیارت در حاشیه شمال غربی زون دگرگونه سندج - سیرجان واقع شده است. از این رو واحدهای مختلف سنگی موجود در این محدوده خصوصیات این زون دگرگونه را از خود نشان می‌دهند. نهشته‌های مربوط به پالئوزوئیک زیرین تا میانی (اردویسین تا کربنیفر) که به‌صورت واحدهای دگرگونه در منطقه رخنمون دارند، به‌طور ناهمساز یا راندگی با آهک‌های پرمین پوشیده می‌شوند. نهشته‌های مربوط به کرتاسه عمدتاً شامل واحدهای کربناته هستند. واحدهای سنگ چینه‌ای موجود در محدوده دره زیارت از قدیم به جدید به شرح زیر اند:

مجموعه دگرگونه: کهن‌ترین واحدهای سنتی در منطقه را سری ضخیمی از سنگ‌های دگرگونه شامل شیبست، مرمر و اسلیت تا فیلیت با میزان دگرگونی کمتر تشکیل می‌دهد. قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه، آهک‌های کلسیتی ریزدانه (Mt^{knb}) است که دارای جهت‌یافتگی بوده و در بخش مرکزی محور چین (گوشه جنوب شرقی محدوده) گسترش دارند. در جنوب غرب محدوده توده گرانیتی به درون این آهک‌ها نفوذ کرده و به طور موضعی موجب شکل‌گیری عدسی‌های درشت دگرشکل یافته مرمر کلسیتی شده است.

واحد Mt^{sch1} عمدتاً شامل سنگ‌های سرسیت - کوارتز شیبست است. بافت سنگ شیبستوز و کانی‌های آن فلدسپار، کوارتز، کلریت و مسکویت است. درون این واحد رخنمون‌های ناپیوسته و نسبتاً محدود مرمر و متاولکانیک به طور محلی دیده می‌شود. واحد Mt^{sch2} نیز ترکیبی بین کوارتز - موسکویت - فلدسپار شیبست تا گنایس دارد. در بعضی نمونه‌ها فلدسپارها که به‌صورت چشمی در آمده‌اند، به طور کامل به سرسیت و دیگر کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. واحد مزبور در این محدوده تقریباً همیشه با یک لایه مرمری کرم رنگ با ضخامت تقریبی ۱۰ متر شروع می‌شود که در بخش بالایی خود به یک توده سیل مانند بازیک و دگرسان که به‌طور بخشی

تصحیح ژئومغناطیس مشابه با تصحیح عرض جغرافیایی در گراویمتری انجام می‌شود. در این روش اثر میدان مرجع ژئومغناطیسی را باید از برداشت حذف کرد. برای این کار می‌توان از الگوریتم IGRF استفاده کرد. این روش، یک روش قابل قبول جهانی است که به صورت گسترده استفاده می‌شود. در این روش یک مدل ریاضی از میدان مغناطیس داخلی زمین ارائه می‌شود. روش IGRF برای تهیه یک تخمین قابل قبول در نزدیکی و بالای سطح زمین، برای قسمت بزرگ مقیاس میدان مغناطیس زمین که از درون سطح سرچشمه می‌گیرد، تهیه شده است. این میدان عمدتاً مربوط به جریان الکتریکی در بخش مایع هسته زمین است. نوسانات سریع میدان مربوط به تغییرات سیستم جریان الکتریکی در مانتو و یونسفر است. لازم به ذکر است که جریان ضعیف و کوچک مقیاس میدان مربوط به سنگ‌های مغناطیسی پوسته شامل IGRF نمی‌شود.

طبق شکل ۳، اختلاف میدان در این محدوده بسیار زیاد و از حداقل ۴۴۳۱۱ تا حداکثر ۶۳۶۶۲ نانوتسلا در تغییر است که نوسان شدیدی به حساب می‌آید. این تغییرات زیاد دامنه ممکن است ناشی از عمق کم یا تباین خودپذیری بالای توده آنومالی باشد. همان‌طور که در نقشه شدت میدان کل دیده می‌شود، یک آنومالی پیوسته به صورت نواری از غرب تا شمال شرق کشیده می‌شود. با کم کردن میدان IGRF از کلیه داده‌ها، نقشه آنومالی مغناطیسی باقی‌مانده رسم می‌شود. با توجه به وسعت کم محدوده، فرق زیادی بین دو نقشه TMI و Residual دیده نمی‌شود. حداقل میدان در این نقشه با مقدار ۳۲۰۲- و حداکثر میدان با مقدار ۱۶۱۴۹+ نانوتسلا مشاهده می‌شود (شکل ۴). آنومالی در این محدوده به شکل پیوسته است و از غرب به شرق به ابعاد آن افزوده می‌شود. با توجه به تقارن نسبی قطب مثبت و منفی، می‌توان حدس زد که توده شیب چندانی ندارد.

پردازش تبدیل به قطب، نوعی پردازش اولیه است که در اکثر مواقع در نمایش هندسه سنگ‌های مغناطیسی بهتر از نقشه میدان مغناطیسی باقی‌مانده عمل می‌کند. تبدیل به قطب داده‌ها در هر زاویه میل میدان زمین به شکلی نتیجه می‌دهد که داده‌ها در قطب مغناطیسی برداشت شده باشند ($I=90$). در اصل، ذات دوقطبی آنومالی‌های مغناطیسی حذف می‌شود. مقادیر پیک نقشه RTP به مرکز بدنه سنگ مغناطیسی نزدیک‌تر است و عدم تقارن در تصویر RTP به بازتاب صحیح شیب و پلانژها نزدیک‌تر می‌باشد.

لازم به ذکر است که استفاده از نقشه RTP در دو شرایط قابل استفاده نیست و دارای خطا و پاسخ گمراه‌کننده خواهد

مرمر دولومیتی سفید (Kbm): لایه‌های ضخیم آهنی و آهنک دولومیتی خاکستری‌رنگ در اثر تحمل دگرگونی به افق‌های مرمَر سفید (k_b^m) تبدیل شده‌اند. از دیدگاه سنگ‌شناختی از مرمَر، آهنک کریستاله و به ندرت شیبست پدید آمده است. این مجموعه با سن کرتاسه به گونه ناهمساز بر روی واحدهای کهن بر جای گرفته است.

واحد دیوریتی (di): در بخش‌های غربی محدوده، توده‌های کوچک دیوریتی دگرگونه سرشار از آمفیبول (اکتینولیت) حضور دارد که درون واحد دگرگونی Mt^{sch1} نفوذ کرده است. این توده جهت‌دار است و حالت گنایسی نشان می‌دهد و بلورهای سیاه‌رنگ اکتینولیت و کلریت آشکارا در آنها قابل مشاهده است.

واحد آبرفتی (Q^{al}): در محدوده دره زیارت نهشته‌های مربوط به دوران چهارم شامل پادگانه‌های قدیمی رودخانه‌ای رخنمون ندارد و نهشته‌های مربوط به دوران چهارم عمدتاً دربرگیرنده انباشته‌های کنونی بستر رودخانه‌ها (Q^{al}) است که در اثر جریان رودخانه‌های دائمی و فصلی در بستر و حاشیه‌های آن انباشته شده و عموماً شامل قطعات گرد شده و نیمه گرد شده واحدهای آهنی، گرانیتی و شیستی هستند [۷].

۴- برداشت داده‌های مغناطیسی محدوده مورد مطالعه

برای بررسی کانی‌زایی، برداشت مغناطیس‌سنجی در منطقه مورد مطالعه انجام شد. با توجه به مطالعات صحرایی، پروفیل‌ها به صورت شمالی - جنوبی برداشت شدند. فاصله ایستگاه‌ها با هم و همچنین فاصله پروفیل‌ها با هم ۱۰ متر است و شبکه پروفیل‌زنی به صورت منظم طراحی شده است. جدول ۱ مشخصات برداشت و ویژگی‌های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

جدول ۱- مشخصات برداشت محدوده مورد مطالعه

تعداد نقاط برداشت	ابعاد تقریبی منطقه (متر)	زاویه میل میدان	زاویه انحراف میدان	میانگین IGRF
۲۱۰۵	۴۵۰×۶۵۰	۵۴/۳۹	۴/۷۷	۴۷۵۱۳

در ابتدا، داده‌های خارج از رده و دارای نویز از داده‌های برداشت شده حذف و جایگزین شدند. در این مطالعه با توجه به آنکه هدف ژئوفیزیکی و آنومالی ناشی از آن دارای دامنه بالایی بوده است، لذا از تصحیح روزانه صرف نظر شد. بر اساس نقشه شکل ۲ کلیه برداشت‌های مغناطیس در زون MT^{sch1} انجام گرفت. یعنی فلدسپار، کوارتز و کلریت شیبست.

بود. یکی در مکان‌های دارای مغناطیس بازماند (مغناطیس غیر القایی) و دیگری در مکان‌های با زاویه میل خیلی پایین (نزدیک استوا).

جایی که بدنه سنگ‌ها مولفه قوی از مغناطیس بازماند را در خود نگه داشته‌اند، کاربرد نقشه RTP برای آنومالی‌های اطراف این بدنه‌ها نامعتبر است. دلیل این امر این است که این روش فرض می‌کند جهت مغناطیدگی برای کل منطقه انتقال داده شده و برابر با میدان محلی زمین است. برای ساختارهایی که به‌وسیله مغناطیدگی غیر القایی احاطه شدند، به ندرت می‌توان جهت مغناطیدگی را فهمید. برای برخورد با این موارد روش‌های دیگری وجود دارد [۸].

اعمال این تبدیل روی نقشه مغناطیس باقی‌مانده در محدوده مورد مطالعه، باعث جابجایی قطب مثبت آنومالی به سمت شمال شد. اگر رخنمون آهن را از نقشه زمین‌شناسی موجود در شکل ۲ روی نقشه تبدیل به قطب تصویر کنیم، رخنمون رگه آهن در قسمت غرب آنومالی مغناطیسی قرار خواهد گرفت (شکل ۵). با توجه به آنومالی مغناطیسی و رخنمون کانه‌دار یاد شده، کانی‌سازی آهن بایستی به سمت شرق گسترش داشته باشد.

در مورد فیلتر گسترش فراسو باید گفت که گسترش به سطح بالای اندازه‌گیری مشکلی از نظر عددی یا ریاضیاتی ندارد و صحت آن فقط توسط ابعاد جانبی داده محدود می‌شود. سیگنالی که از مواد سطحی تر می‌آید، ابعاد کمتری دارد و باید سریع‌تر از منابع عمیق‌تر و حجیم‌تر محو شود. با اینکه این کار نتایج رضایت‌بخشی می‌دهد، باید توجه کرد که منابع کم‌عمق، هیچ‌وقت به طور کامل در این فیلتر حذف نمی‌شوند، بلکه ضعیف می‌شوند. البته این به هیچ عنوان نشان‌دهنده عمق آنومالی نیست و صرفاً آنومالی‌هایی که گسترش (چه قائم، چه سطحی) بیشتری دارند، باقی می‌مانند. گسترش از نظر مغناطیسی یعنی آنومالی که تباین خودپذیری ضریب حجم آن نسبت به مواد اطراف بیشتر باشد. به طور خلاصه گسترش فراسو دو کاربرد دارد: ۱- حذف نویزهای سطحی ۲- مقایسه نسبی توده‌های آنومالی. در واقع نشان می‌دهد که کدامیک از ناهنجاری‌های منطقه گسترش بیشتری دارند. با توجه به اینکه فیلتر گسترش فراسو نوعی فیلتر پایین گذر است، مولفه‌های طول موج بلندتر غالب‌اند و در نتیجه باعث نرم‌تر شدن پاسخ می‌شود.

در شکل ۶ نقشه‌های گسترش به بالای ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰، ۱۰۰ و ۲۰۰ متری روی داده‌های RTP نشان داده

شده است. در نقشه‌های گسترش فراسوی ۵ و ۱۰ متری اثر نویزهای سطحی کاملاً از بین رفته و محل آنومالی‌ها به وضوح دیده می‌شود. اثر آنومالی‌ها تقریباً تا عمق ۵۰ متری مشاهده می‌شود. با افزایش ارتفاع ادامه فراسو، آنومالی شمال غرب تضعیف و آنومالی شمال شرق تقویت شده است. پس احتمالاً کانی‌زایی در بخش شرقی عمیق‌تر از بخش غربی است.

حضور گسل در نقشه‌های مغناطیس گاهی باعث جداسازی آنومالی می‌شود. در بعضی مواقع هم که کانی‌سازی در گسل رخ می‌دهد، می‌تواند در این شکستگی‌ها پیک نشان دهد. در این رابطه، از هر نقشه اطلاعات و داده‌های جدیدی می‌توان استخراج کرد. در نقشه شکل ۷ گسل‌های متعددی دیده می‌شود. گسل ایجاد شده در بخش شمال شرق محدوده، به شکل واضحی باعث جداسازی قطب مثبت آنومالی شده است. همچنین گسل موجود در بخش مرکزی و غربی محدوده منطبق بر پیک آنومالی است که نشانه کانی‌سازی در گسل است.

۵- تخمین عمق

۵-۱- روش واهم‌آمیخت اوپلر (Euler Deconvolution)

آنچه در این روش اهمیت دارد، توجه به نکات اصلی، فرض‌های اولیه، پارامترهای ورودی، پارامترهای کنترلی پاسخ‌های معادله اوپلر و ... است که تنها به‌وسیله آنها و تا حدودی سعی و خطا می‌توان به نتایج دلخواه دست پیدا کرد.

در رابطه γ ، x_0 و y_0 و Z_0 مختصات منبع مغناطیس هستند که آنومالی میدان کل در مختصات x ، y و Z برابر T و میدان ناحیه‌ای برابر B می‌باشد. همچنین N به معنای اندازه‌ای از نرخ تغییرات میدان برحسب فاصله است که مقدارش به منشا مغناطیسی وابسته است. در روش اوپلر استاندارد، یک پنجره متحرک با ابعاد مشخص (یک مقدار صحیح ضربدر اندازه سلول‌گراید ورودی) در نظر گرفته می‌شود و معادله اوپلر برای آن حل می‌شود (با احتساب خطای عمق مجاز و شاخص ساختاری در نظر گرفته شده مطابق جدول ۲). پس از حل معادله اوپلر برای پنجره اول، پنجره در سراسر شبکه‌گراید جابه‌جا می‌شود تا برای هر پنجره پاسخی حاصل شود. حالت ایده‌آل در شرایطی است که پاسخ حاصل شده در مرکز پنجره قرار گیرد، اما عملاً در بسیاری از موارد پاسخ متناظر با هر پنجره نسبت به مرکز آن دارای فاصله و خطا خواهد بود. بنابراین، به کمک پارامترهای مختلف نتایج نهایی فیلتر شده و تنها پاسخ‌های مناسب برای نمایش انتخاب می‌شوند.

هندسی ساده ارضا می‌شود.

۲- این روش برای منابعی مناسب است که آهنگ میرایی آنومالی آن ثابت است (مانند یک منبع مغناطیسی ایده آل).

۳- باید یک شاخص ساختاری به عنوان اطلاعات اولیه در نظر گرفته شود.

انتخاب اندیس ساختاری باید با دقت انجام شود. اگر اندیس اشتباه انتخاب شود، در واقع یک سوال اشتباه پرسیده‌ایم (مثلاً وقتی یک همبری زیرسطحی داریم، بپرسیم عمق دایک چقدر است؟) و طبیعتاً پاسخ اشتباه می‌گیریم. یک شاخص ساختاری زیاد باعث بیش‌تخمینی (Overestimate) می‌شود و برعکس. شاخص ساختاری عددی صحیح است. البته گاهی از مقادیر غیر صحیح هم استفاده تجاری می‌شود؛ اما هر مقدار غیر صحیح شاخص ساختاری، با فاصله از منبع تغییر می‌کند. در نتیجه بدیهی است که فرض ثابت بودن آن را نقض می‌کند. شاخص ساختاری برای هر آنومالی می‌تواند به صورت غیر مستقیم با جستجوی مقدار شاخصی که کمترین آشفتگی در مقدار زمینه محاسبه شده B را داشته باشد، تعیین شود [۱۰]. رید (۱۹۹۵) نشان داد که اندیس ساختاری مناسب معمولاً باعث بیشترین خوشه‌بندی حل‌ها می‌شود [۹].

با توجه به اینکه نسبت به شکل ساختار زیرسطحی تصویری نداریم، شاخص‌های ساختاری ۱، ۲ و ۳ برای ابعاد پنجره ۶۰×۶۰، ۱۰۰×۱۰۰ و ۲۰۰×۲۰۰ متر مورد آزمایش قرار گرفت تا بهترین شاخص و ابعاد پنجره (با معیار بیشترین خوشه‌بندی و کمترین خطا) انتخاب شود. در این فرایند، پاسخ (حل‌هایی که دارای ویژگی‌های زیر بودند، حذف شدند:

۱- پاسخ‌ها با عمق غیر منطقی (عمق منفی یا بیشتر از ۲۰۰ متر).

۲- پاسخ‌ها با خطای (عدم قطعیت) عمقی (d_z) بیشتر از ۱۵ درصد.

۳- پاسخ‌ها با خطای (عدم قطعیت) جانبی (d_{xy}) بیشتر از ۳۰ درصد.

۴- پاسخ‌هایی که خارج از پنجره بود؛ یعنی فاصله آنها تا مرکز پنجره (X_{offset} , Y_{offset}) بیشتر از نصف ابعاد پنجره بود.

لازم به ذکر است که ابعاد سلول نقشه‌های تفسیر مغناطیسی (Grid cell size) به طور خودکار توسط نرم‌افزار Oasis Montaj و با ابعاد ۳/۲ متر ایجاد شد. بنابراین حداکثر ابعاد پنجره می‌تواند ۶۰×۶۰ متر باشد. به همین دلیل به ناچار برای ساخت پنجره‌های بزرگ‌تر، ابعاد سلول نقشه مورد نظر به

$$\frac{\partial F}{\partial x}(x-x_0) + \frac{\partial F}{\partial y}(y-y_0) + \frac{\partial F}{\partial z}(z-z_0) = N(B-T) \quad (V)$$

جدول ۲- مقادیر اندیس ساختاری در معادله اوایلر [۹]

اندیس ساختاری	شکل منبع مغناطیسی
۳	کره
۲	استوانه قائم (پایپ)
۲	استوانه افقی
۲	گسل خوردگی یک بستر نازک
۱	لبه یک لایه نازک (سیل، دایک، و...)
۰	گسل / همبری

روش واهم‌آمیخت اوایلر بر اساس مشتقات میدان مغناطیسی می‌باشد، لذا نسبت به نویز بسیار حساس است. این امر سبب می‌شود که این تخمین تنها برای داده‌هایی با نویز بسیار اندک کارآمد باشد. ضمناً، در پنجره اوایلر تنها باید یک دوقطبی مغناطیسی (یک آنومالی) قرار گیرد. اگر دوقطبی به طور کامل در آن قرار نگیرد یا چندین ناهنجاری در آن جای بگیرند، آنگاه نتایج این روش با خطا همراه بود (البته در تخمین عمق ارائه شده سعی شده است با فیلتر کردن نتایج اوایلر، این نتایج دارای خطا تا حد امکان از نتایج نهایی حذف شوند). این امر به آن معناست که برای حاصل شدن تخمین عمق‌های مناسب، باید از چندین اندازه پنجره اوایلر مختلف استفاده کرد [۹].

بر اساس نظر رید و همکاران (۲۰۱۴) نکات زیر را باید ضمن به‌کارگیری این روش در نظر گرفت [۱۰]:

۱- منطقه مورد مطالعه باید به میزان کافی و بدون خطای آلیازینگ، نمونه‌برداری شود.

۲- طول گرید (سلول) باید با داده‌ها انطباق داشته باشد.

۳- داده‌های مشتق مورد نیاز باید معتبر باشند (نویز بسیار کم و نمایش کافی طول موج‌های ضروری).

۴- اندازه پنجره حداقل باید دو برابر فاصله بین خطوط برداشت و همچنین بیش از نصف عمق مورد نظر برای جستجو باشد.

۵- حل‌های اضافی پخش‌شده در همه جای نقشه باید کم شود و یا به کمک خوشه‌بندی حذف شوند.

اشکالات روش اوایلر [۱۱]:

۱- معادله همگن اوایلر توسط تعداد کمی از ساختارهای

۱۰ متر افزایش پیدا کرد.

دوبعدی (دایک یا استوانه افقی با گسترش طولی بی‌نهایت) مستقل از جهت مغناطیدگی است و مقدار بیشینه دامنه منطبق بر منبع است. برای این ساختارها، دامنه سیگنال تحلیلی متقارن است. در صورتی که برای منابع سه‌بعدی (مانند کره) به دلیل وابستگی شکل منحنی سیگنال تحلیلی به جهت مغناطیدگی، منحنی غیر متقارن تشکیل می‌شود. در نتیجه بیشینه دامنه سیگنال تحلیلی با منبع مغناطیسی انطباق کامل نمی‌یابد.

مطابق شکل ۹، نتایج این نقشه هم عمق ۱۰ تا ۳۰ متری آنومالی و همچنین عمق بیش‌تر آنومالی در بخش شرقی را تایید می‌کند. شاخص ساختاری هر نقطه تخمین زده شده، کنار آن نقطه نوشته شده است. نتایج تخمین عمق AN-EUL روی نقشه سیگنال تحلیلی مربوط به RTP اعمال شده است.

۶- مدل‌سازی وارون

مدل‌سازی وارون سه‌بعدی خودپذیری مغناطیسی به کمک نرم‌افزار Mag3D و بر اساس رویکرد لی و اولدنبرگ (۱۹۹۶) که در بخش روش‌شناسی به طور کامل توضیح داده شد، صورت گرفت. انتخاب ابعاد سلول‌ها در این روش به ابعاد محدوده مورد مطالعه و فاصله نقاط برداشت بستگی دارد. همچنین ارتفاع سلول‌ها با افزایش عمق به طور تدریجی بیشتر می‌شود. زمانی که توپوگرافی سطح موجود است، ارتفاع برابر با نصف عرض سلول در مناطق با عمق کم مناسب است [۶].

مدل‌های زیادی می‌توانند داده‌ها را بازتولید کنند. این در حالی است که برخی از این مدل‌ها برای اهداف خاص منطقی نیستند. لازم است تا تعداد مدل‌های قابل قبول را کاهش داد. برای این کار، در ابتدا لازم است که داده‌های پیش‌بینی شده توسط مدل بازیابی شده با شرایط زمین‌شناسی زیر زمین انطباق مناسبی داشته باشد. این رویداد ملزوم این است که مدل در همه جهات دارای نرم‌شدگی باشد. البته نباید داده پیش‌بینی شده به طور کامل با داده مشاهده شده برابر باشد، زیرا اگر هرکدام اشتباه باشند، مدل بازیابی شده هم اشتباه می‌شود. هدف از وارون‌سازی، بازتولید داده‌های صحیح است. داده صحیح یعنی داده‌ای که با اندازه‌گیری دقیق اندازه‌گیری شود [۱۳]. شکل ۱۰ نشان می‌دهد که داده‌های مشاهده شده و محاسبه شده رابطه مناسبی با هم دارند.

با توجه به مفاهیمی همچون کاهش رزولوشن در عمق، اصل عدم یکتایی، مشکل هموارشدگی طی فرآیند وارون‌سازی،

با توجه به ابعاد زیاد آنومالی و در نظر گرفتن خوشه‌بندی، به نظر پنجره ۲۰۰ متری و شاخص ساختاری ۲ مناسب به نظر می‌آید (شکل ۸). در مورد نتایج تخمین عمق می‌توان گفت که شکل آنومالی اصلی واقع در شمال منطقه به یک دایک به صورت استوانه افقی نزدیک است. همچنین در بخش غربی، این آنومالی عمق کمی دارد (کمتر از ۱۰ متر) و هرچه به شرق حرکت کنیم، این عمق بیش‌تر می‌شود (تا ۳۰ متر). لازم به ذکر است که تخمین عمق واهم‌آمیخت اوپلر روی نقشه RTP اعمال شده است.

۵-۲- روش اوپلر-سیگنال تحلیلی (AN-EUL)

این روش خودکار توسط سالم و راوات (۲۰۰۳) از ترکیب دو روش اوپلر و سیگنال تحلیلی ابداع شد. مزیت این روش در این است که برخی محدودیت‌های اوپلر را ندارد و در کنار عمق و مکان، شاخص ساختاری منابع مغناطیسی را هم تعیین می‌کند. در این روش مشتقات اوپلر در معادله سیگنال تحلیلی جایگذاری می‌شوند. ویژگی مهم دیگر این روش در این است که شاخص ساختاری می‌تواند عددی کسری باشد و نیاز نیست لزوماً شاخص صحیح داشته باشد. برای به دست آوردن معادله AN-EUL مشتقات رابطه ۷ در سه جهت در نقطه (x_0, y_0, z_0) که دقیقاً بالای جسم قرار دارد، محاسبه می‌شود. نهایتاً با استفاده از تعریف دامنه سیگنال تحلیلی و دامنه سیگنال تحلیلی ارتقا یافته، روابط ۸ و ۹ برای محاسبه عمق و شاخص ساختاری تعریف می‌شود:

$$N = \left(\frac{2|AAS_1|^2 - |AAS_2||AAS_0|}{|AAS_2||AAS_0| - |AAS_1|^2} \right)_{\substack{x=x_0 \\ y=y_0}} \quad (8)$$

$$Z = \left(\frac{|AAS_1||AAS_0|}{|AAS_2||AAS_0| - |AAS_1|^2} \right)_{\substack{x=x_0 \\ y=y_0}} \quad (9)$$

در این رابطه $|AAS_1|$ و $|AAS_2|$ مشتقات مرتبه اول و دوم دامنه سیگنال تحلیلی هستند و $|AAS_0|$ دامنه سیگنال تحلیلی میدان است. روابط بالا به مغناطیدگی وابسته نیستند و نیازی به تعیین مغناطیس بازماند نیست. در نتیجه بیشینه دامنه سیگنال تحلیلی روی منبع قرار خواهد گرفت. با توجه به نویزی بودن این روش، استفاده از فیلترهای پایین‌گذر می‌تواند مفید باشد [۱۲].

این تخمین برخلاف تخمین اوپلر، نمی‌تواند به بررسی روند تغییر عمق در نقاط مختلف بپردازد و فقط در نقاط خاصی برآورد عمق را عملی می‌سازد. ویژگی سیگنال تحلیلی این است که شکل، دامنه و ماکزیمم دامنه منحنی برای منابع

حاصل شده از نقشه‌های گسترش فراسو و تخمین عمق را تایید می‌کند.

همبستگی مقادیر عیاری گمانه‌ها با مقادیر خودپذیری حاصلی برابر با ۰/۵۱ در پی داشت که همبستگی نسبتاً مناسبی محسوب می‌شود (شکل ۱۶).

نهایتاً مقایسه مقادیر عیار آهن و خودپذیری مغناطیسی به صورت بصری انجام شد. به این منظور، در مرحله اول، مدل کانسنگ ساخته شده توسط گمانه‌ها (شکل ۱۵) با بلوک‌های خودپذیری مغناطیسی با مقادیر بیشتر از ۰/۶ در یک تصویر آورده شد (شکل ۱۷ و شکل ۱۸). طبق این شکل‌ها، مدل کانسنگ تولید شده توسط گمانه‌ها و مغناطیس، همپوشانی خوبی دارند. در اعتبارسنجی مرحله دوم، مقاطعی قائم روی تعدادی از گمانه‌ها زده شد تا مقادیر عیاری آنها به صورت بصری با مقادیر مدل بلوکی خودپذیری مقایسه شوند (شکل ۱۹ تا شکل ۲۲).

۸- نتیجه‌گیری

بر اساس پژوهش انجام شده در محدوده دره زیارت، بعد از تصحیح داده‌های خام اولیه، پردازش‌های تبدیل به قطب مغناطیسی و گسترش فراسو برای تحلیل بهتر داده‌ها اعمال شد. طبق این نقشه‌ها، یک آنومالی پیوسته به صورت نواری از غرب تا شمال شرق کشیده می‌شود. در ادامه، تاثیر گسل‌های منطقه بر نقشه‌های مغناطیس ارزیابی شد. حضور گسل در نقشه‌های مغناطیس گاهی باعث جداسازی آنومالی می‌شود؛ در بعضی مواقع هم که کانی‌سازی در گسل رخ می‌دهد، می‌تواند در این شکستگی‌ها پیک نشان دهد. سپس عملیات تخمین عمق به دو روش اوپلر و اوپلر-سیگنال تحلیلی انجام شد. نتایج این تخمین‌ها نشان داد که نقطه بالای آنومالی آهن، عمقی بین ۱۰ تا ۳۰ متر دارد. عمق آنومالی مذکور، در بخش‌های شرقی بیشتر از قسمت‌های غربی است. در مرحله بعد، مدل‌سازی سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی صورت گرفت. مدل حاصل شامل تعدادی سلول است که به هرکدام یک مقدار خودپذیری مغناطیسی اختصاص داده شده است. مدل بدست آمده با نتایج حاصل از حفاری‌های اکتشافی اعتبارسنجی شد. این اعتبارسنجی یک‌بار به صورت محاسبه همبستگی بین مقادیر آهن و خودپذیری و بار دیگر به صورت بصری انجام شد که در هر دو مورد نتایج برداشت مغناطیس توسط نتایج حفاری تایید شد.

عدم در دسترس بودن مقدار خودپذیری توده کانساری و مسائل متعدد دیگر، نمی‌توان ارزیابی دقیقی از ابعاد توده ناهنجار ارائه داد. لذا مرز توده ناهنجار و نیز ابعاد ارائه شده، همواره می‌توانند با خطای بالایی همراه باشند.

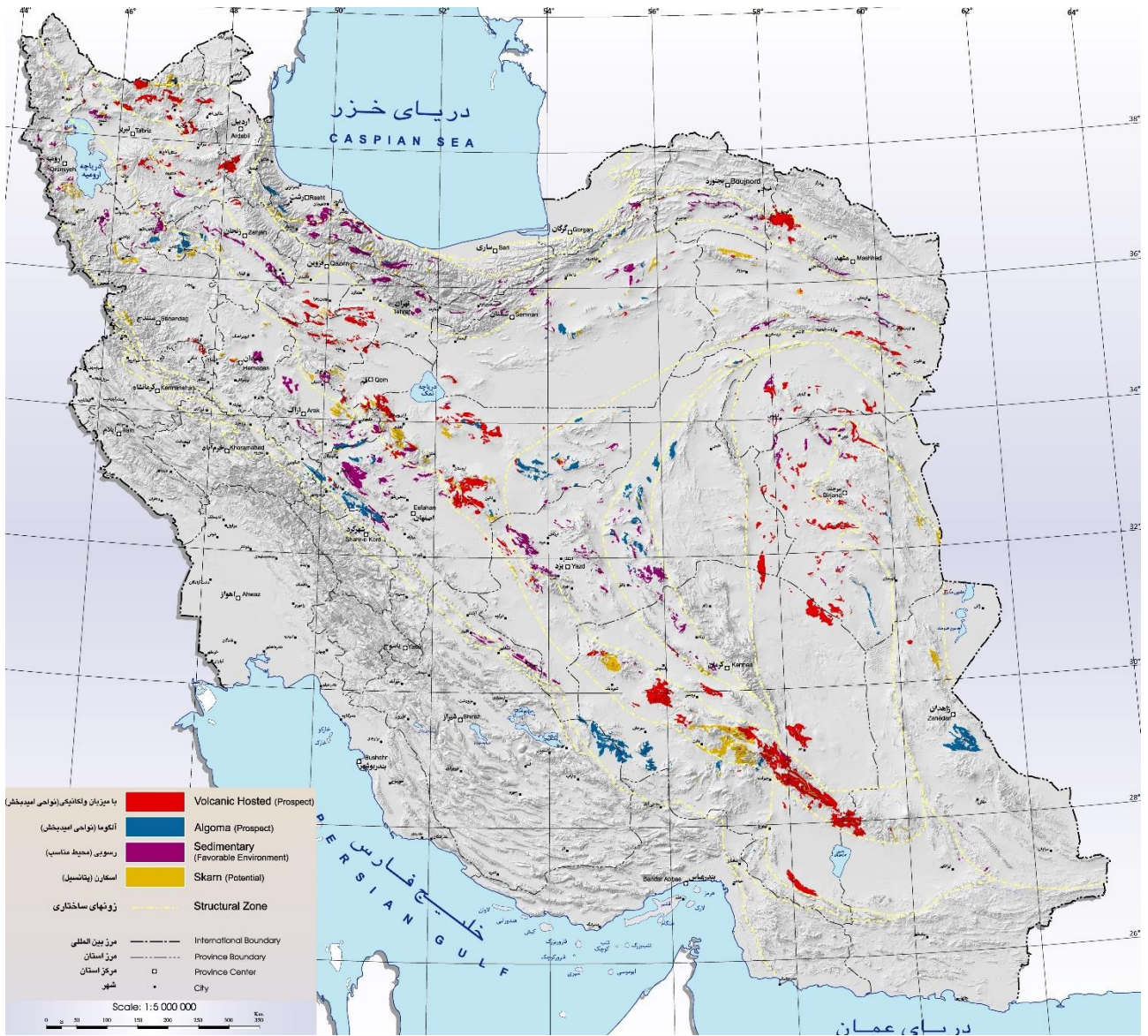
به منظور ساخت مدل سه‌بعدی وارون مغناطیسی، منطقه مورد نظر به سلول‌های مکعب مستطیلی تقسیم شد. برای انتخاب ابعاد بلوک، اعداد مختلف آزمون و خطا شد و نهایتاً طول و عرض ۱۰ متر منطقی‌ترین نتایج را در مدل‌سازی وارون به همراه داشت. همچنین ارتفاع سلول‌ها در سطح از نصف طول و عرض سلول (یعنی ۵ متر) شروع شده و در اعماق بیشتر به ابعاد طول و عرض سلول (یعنی ۱۰ متر) می‌رسد. تصویر سه‌بعدی مدل وارون مغناطیس در شکل ۱۱ نشان داده شده است. لازم به ذکر است که به دلیل خطا و عدم وجود رزولوشن بالا و همچنین آنومالی کاذب، مدل شکل مذکور در جوانب و همچنین اعماق زیاد، حذف شده است.

مطابق شکل ۱۲ و نتایج حاصل از نقشه‌های تفسیر مغناطیس، هندسه منشا آنومالی شبیه یک دایک شرقی - غربی پیوسته است. همچنین عمق کم (کمتر از ۲۰ متر) نقطه بالای این آنومالی، نتایج تخمین اوپلر و اوپلر-سیگنال تحلیلی را تایید می‌کند. براساس این مدل، توده دارای طولی در حدود ۳۵۰ متر و ضخامت متوسط ۴۵ متر است. گسترش عمودی توده نیز بین عمق‌های ۱۰ تا ۸۰ متر تعیین می‌شود.

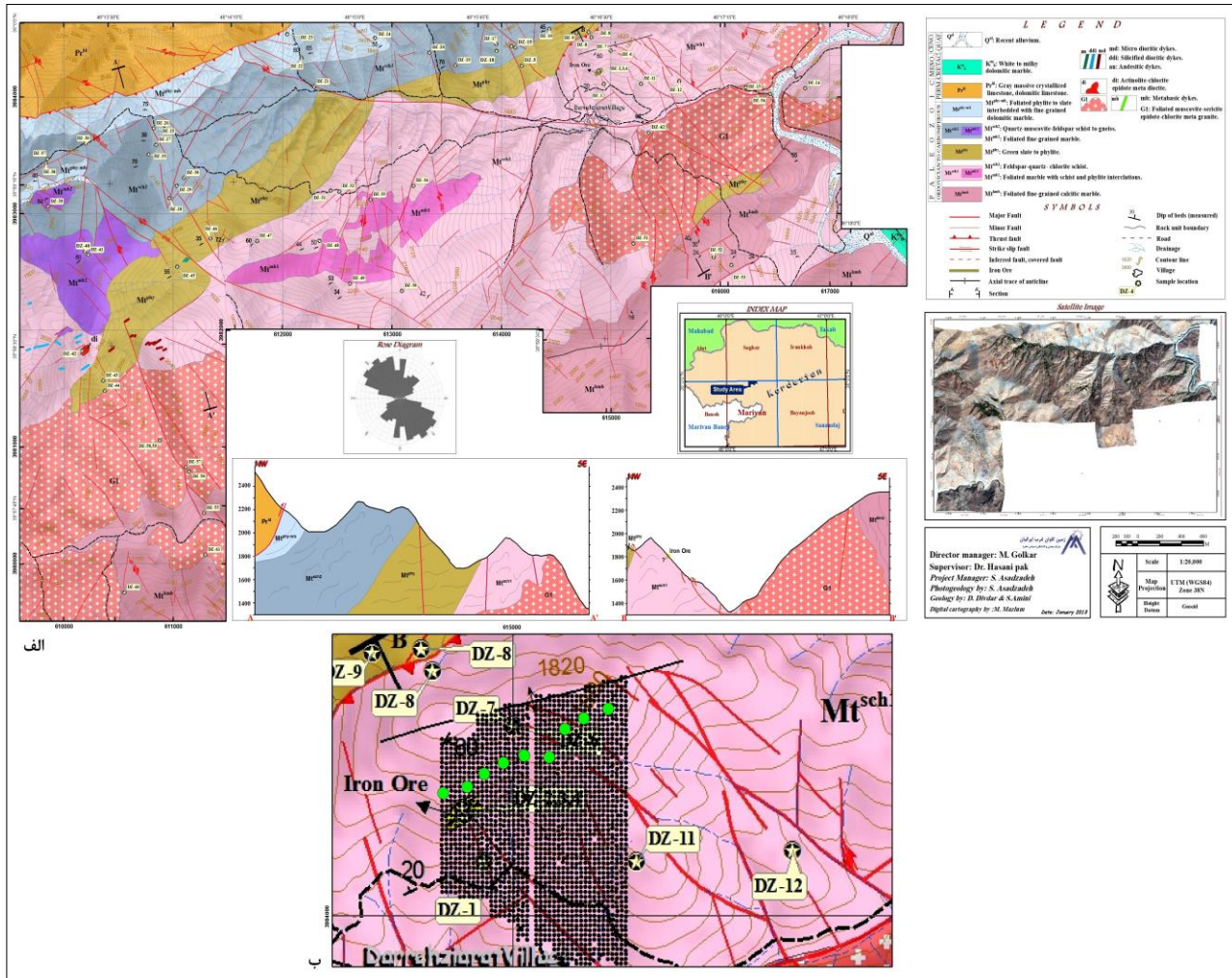
۷- اعتبارسنجی نتایج مدل وارون مغناطیس توسط آنالیز گمانه‌ها

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات ژئوفیزیک، تعداد ۱۰ گمانه به متر اژ ۱۳۲۶ متر در محل آنومالی ژئوفیزیکی حفر شد. موقعیت حفاریات اکتشافی در شکل ۱۳ و شکل ۱۴ نمایش داده شده است. گمانه‌های مذکور با میانگین تقریبی فاصله ۵۰ متر نسبت به هم حفر شده‌اند.

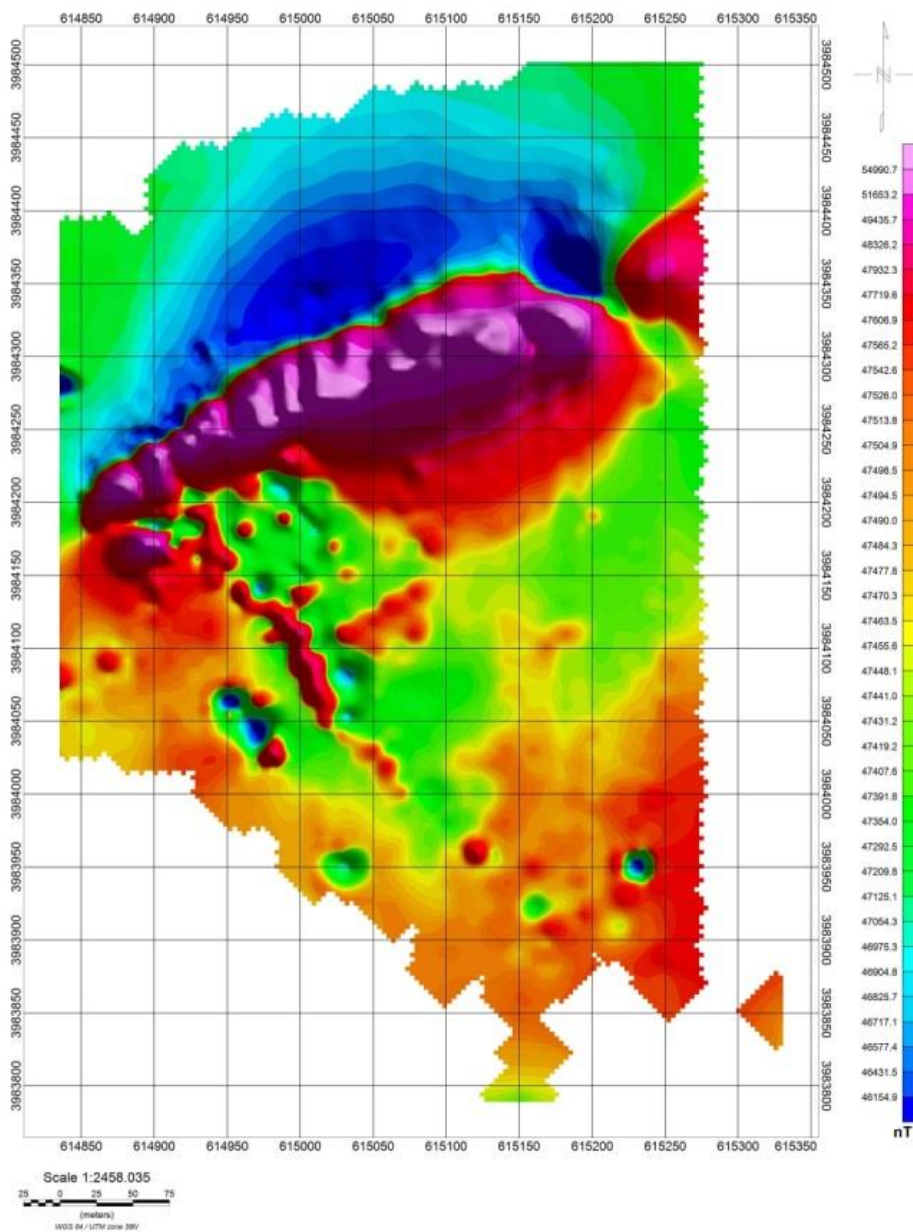
به منظور رسیدن به فضای کانی‌زایی توسط گمانه‌ها، ابتدا با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی عنصر آهن، مقاطع قائمی بر روی گمانه‌های دربرگیرنده ماده معدنی (نمونه‌هایی از گمانه که عیار بیشتر از ۲۰ درصد دارند) ترسیم شده و نهایتاً مدل سه‌بعدی گمانه‌ها تهیه شد. مدل حاصل، قسمت‌هایی از گمانه که عیار بالاتر از ۲۰ درصد دارند را در بر گرفته است (شکل ۱۵). همانطور که در این شکل دیده می‌شود، آنومالی در بخش غربی سطحی‌تر و در بخش شرقی عمیق‌تر است که نتایج



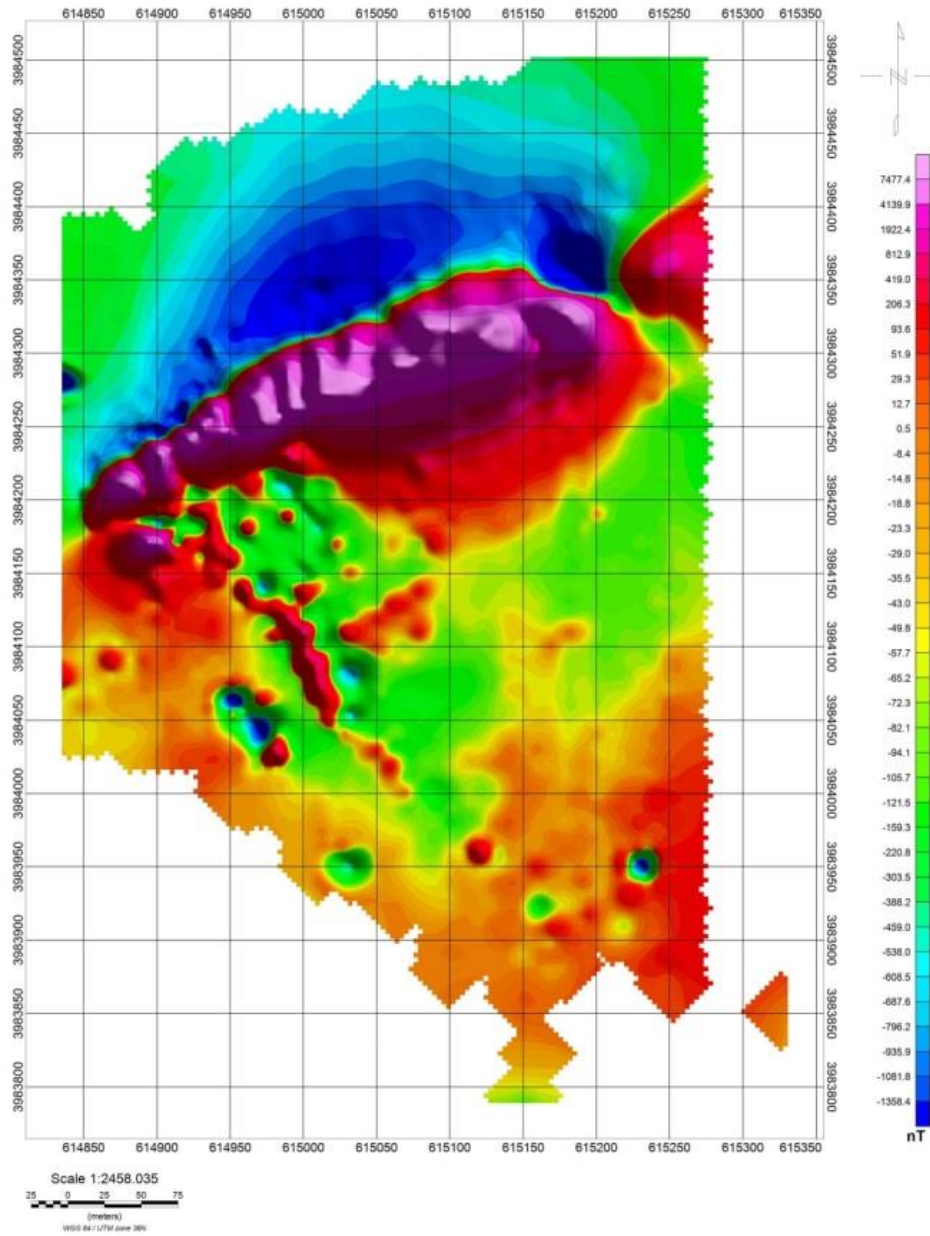
شکل ۱- نقشه پراکندگی محیط‌های مناسب و پتانسیل‌دار آهن ایران [۱۴]



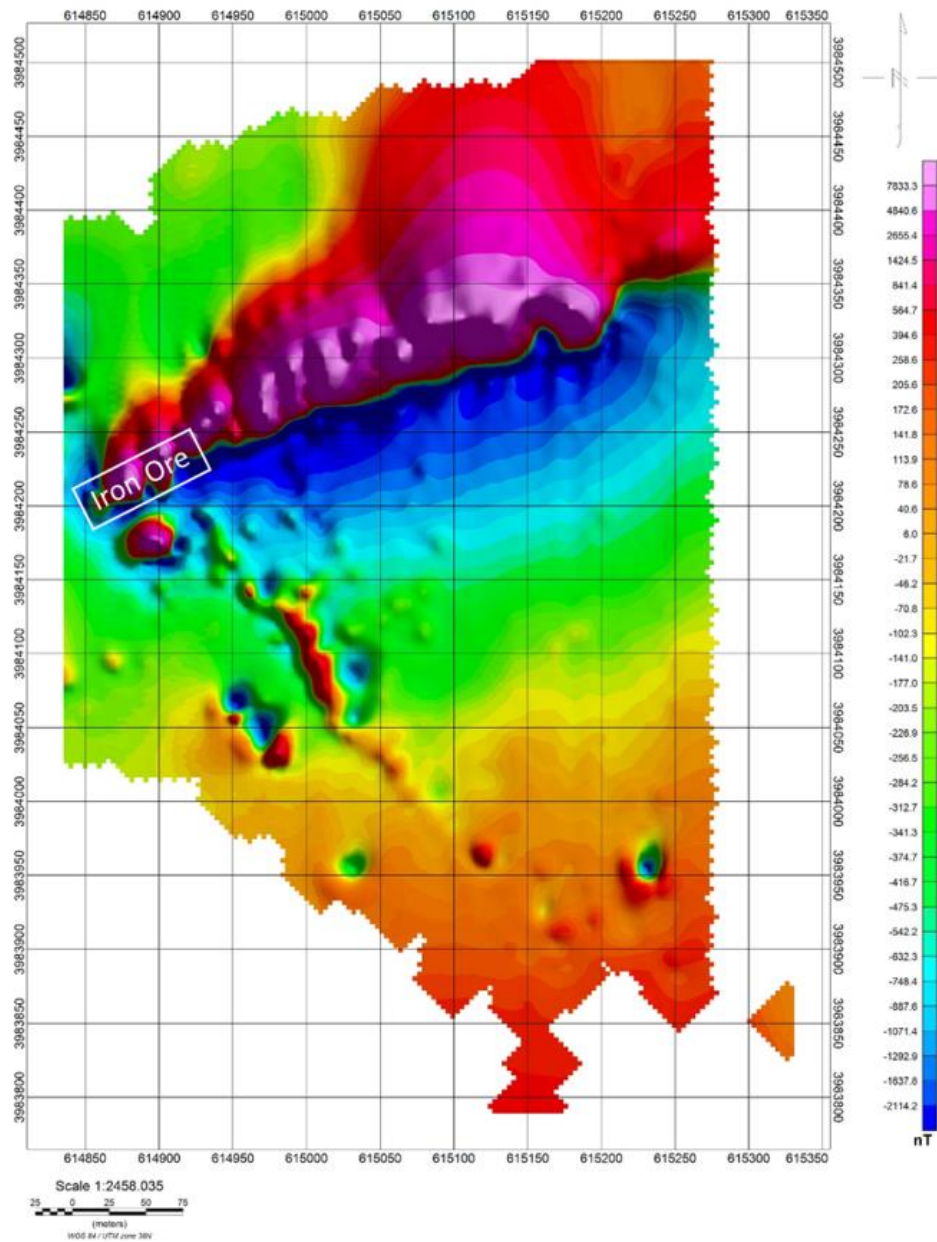
شکل ۲- الف) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ محدوده کانسار دره زیارت، ب) جزئیات زمین‌شناسی محدوده آهن دره زیارت به همراه برداشت‌های مغناطیسی و گمانه‌های حفاری شده [۷]



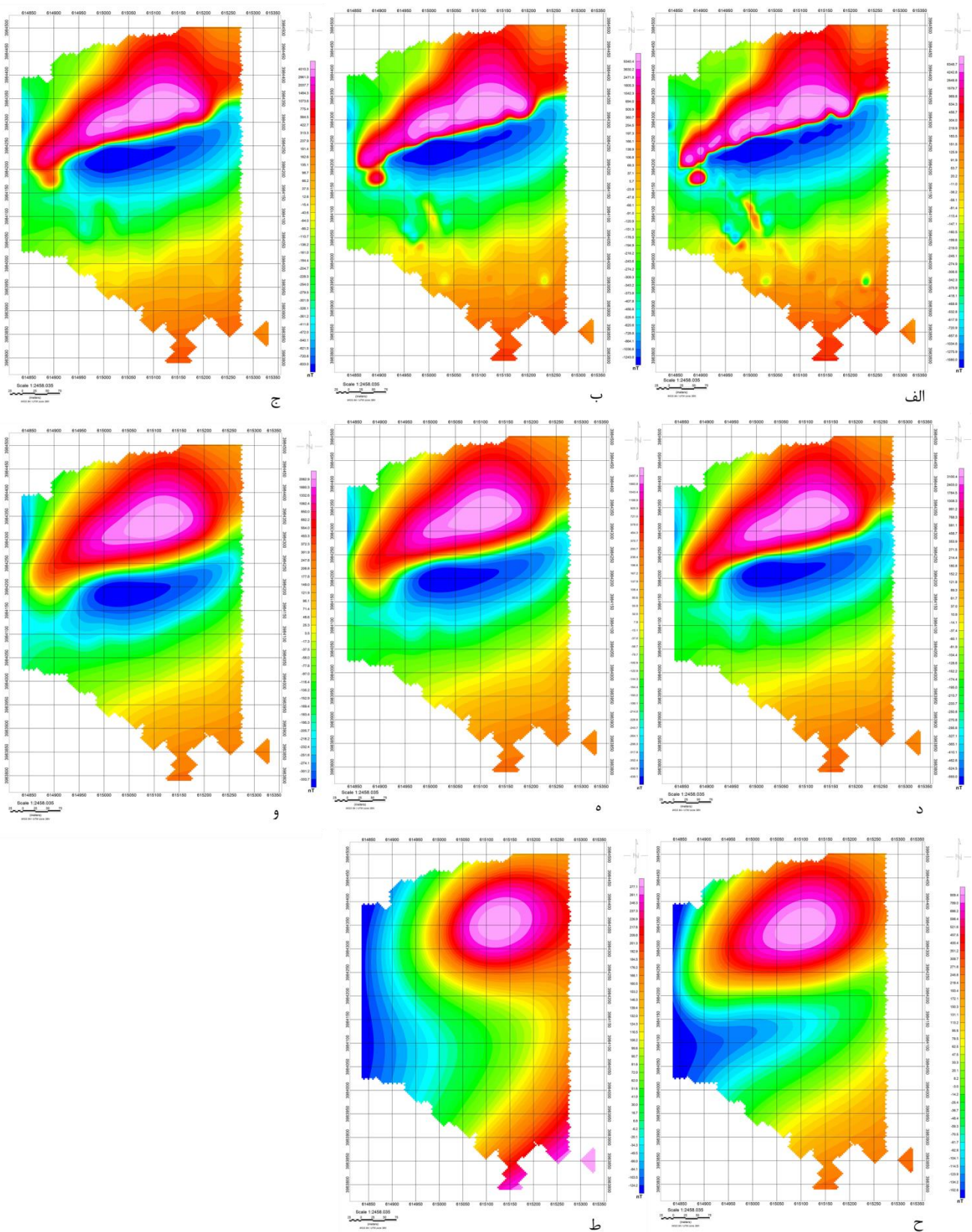
شکل ۳- نقشه شدت میدان مغناطیس کل محدوده دره زیارت



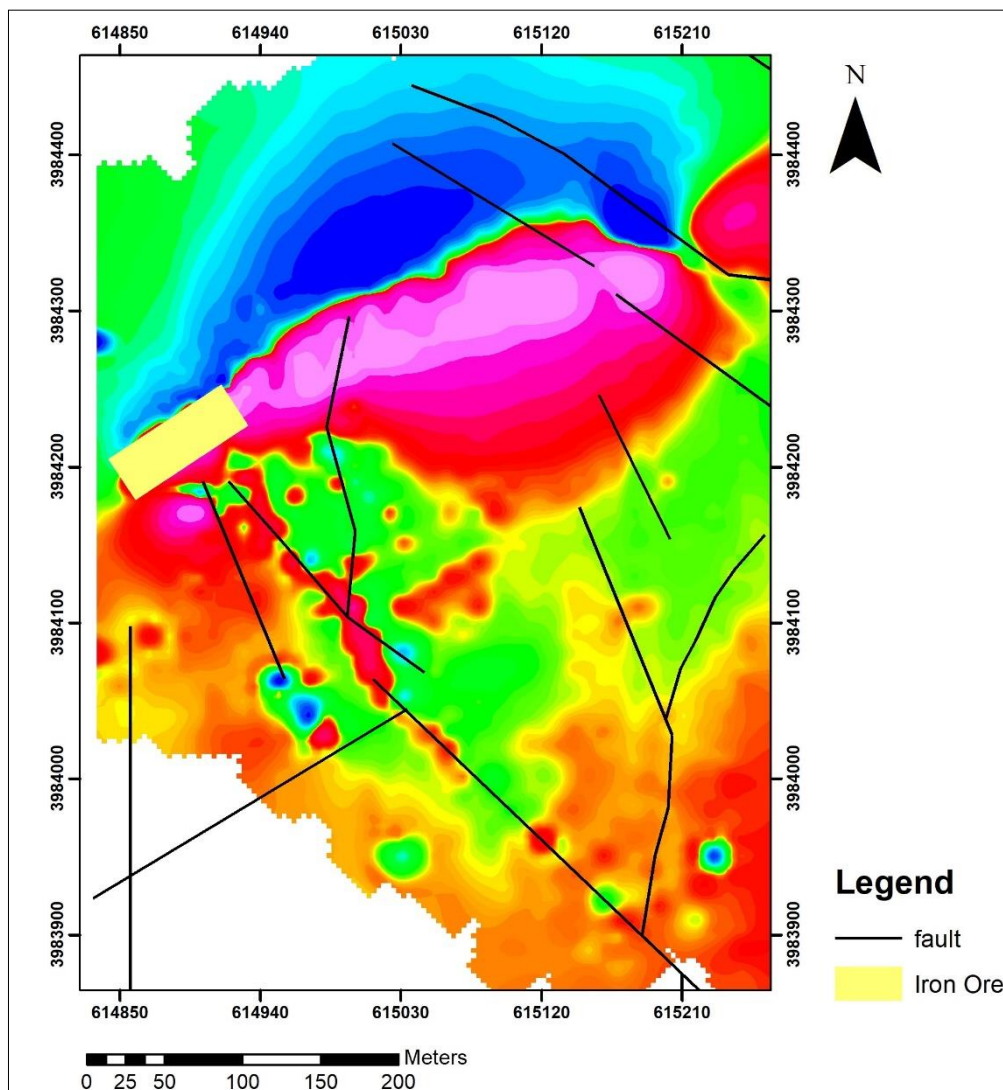
شکل ۴- نقشه شدت میدان مغناطیس باقی مانده محدوده دره زیارت



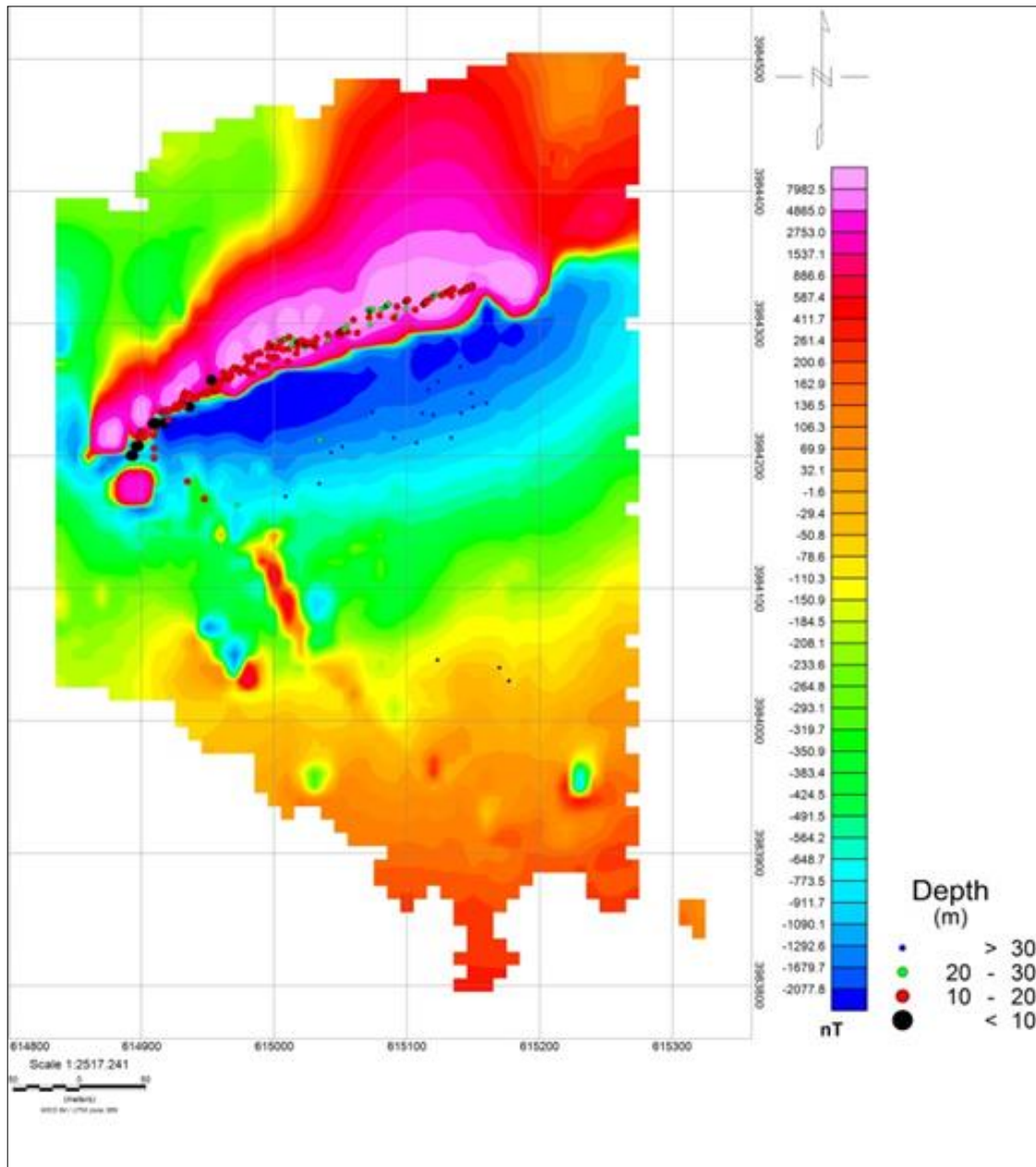
شکل ۵- نقشه تبدیل به قطب محدوده دره زیارت



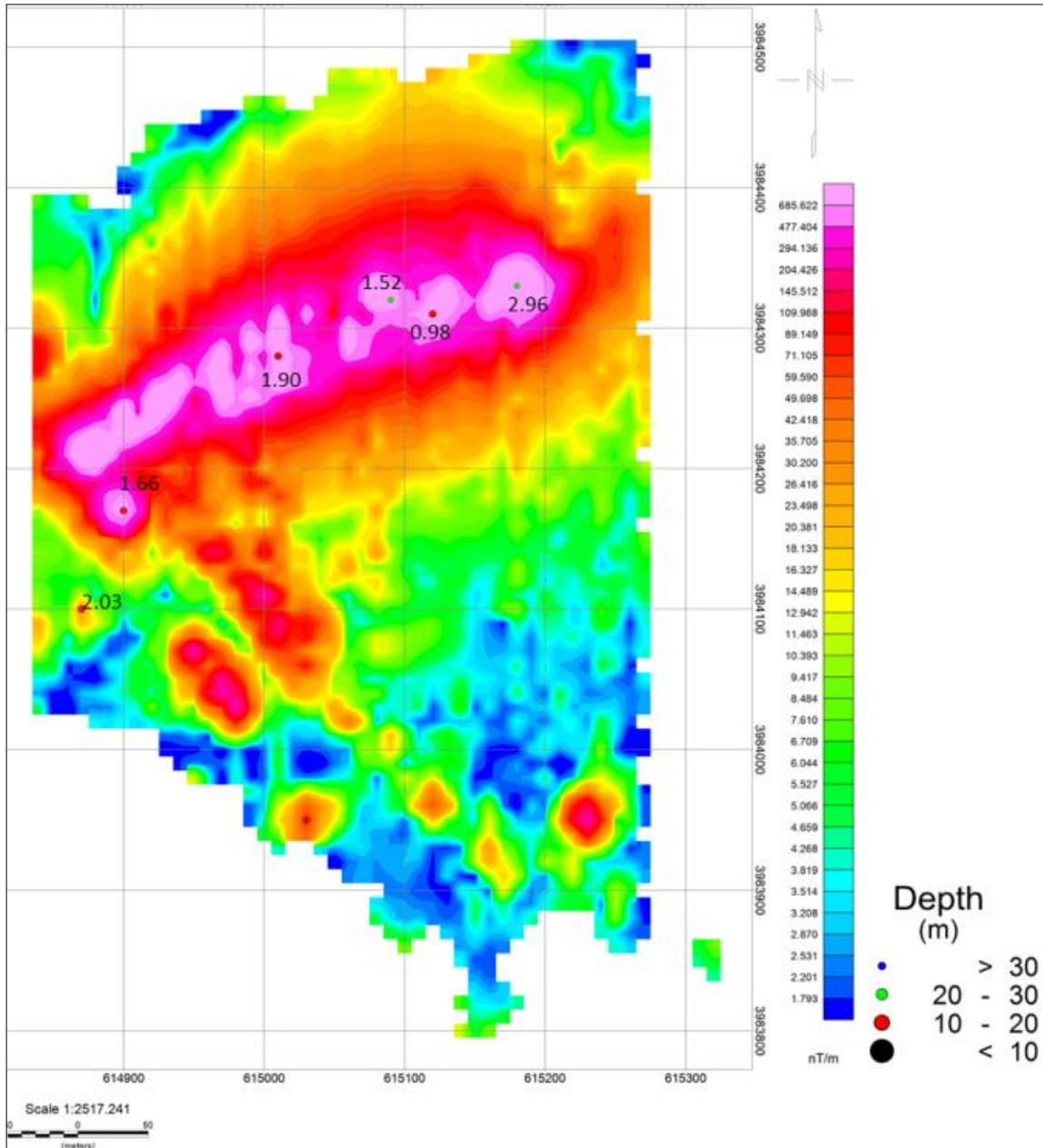
شکل ۶- نقشه گسترش به بالای الف) ۵ متری، ب) ۱۰ متری، ج) ۲۰ متری، د) ۳۰ متری، ه) ۴۰ متری، و) ۵۰ متری، ح) ۱۰۰ متری، ط) ۲۰۰ متری محدوده دره زیارت



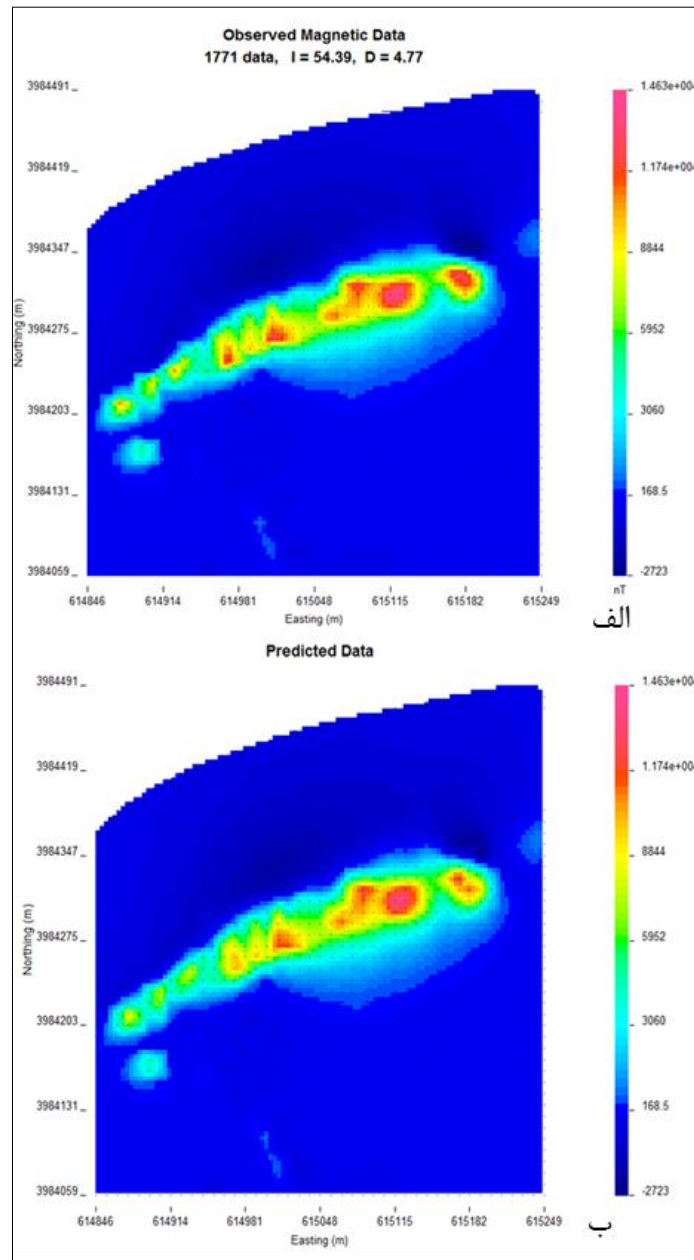
شکل ۷- نقشه گسل‌های منطقه مورد مطالعه روی نقشه میدان مغناطیس باقی مانده



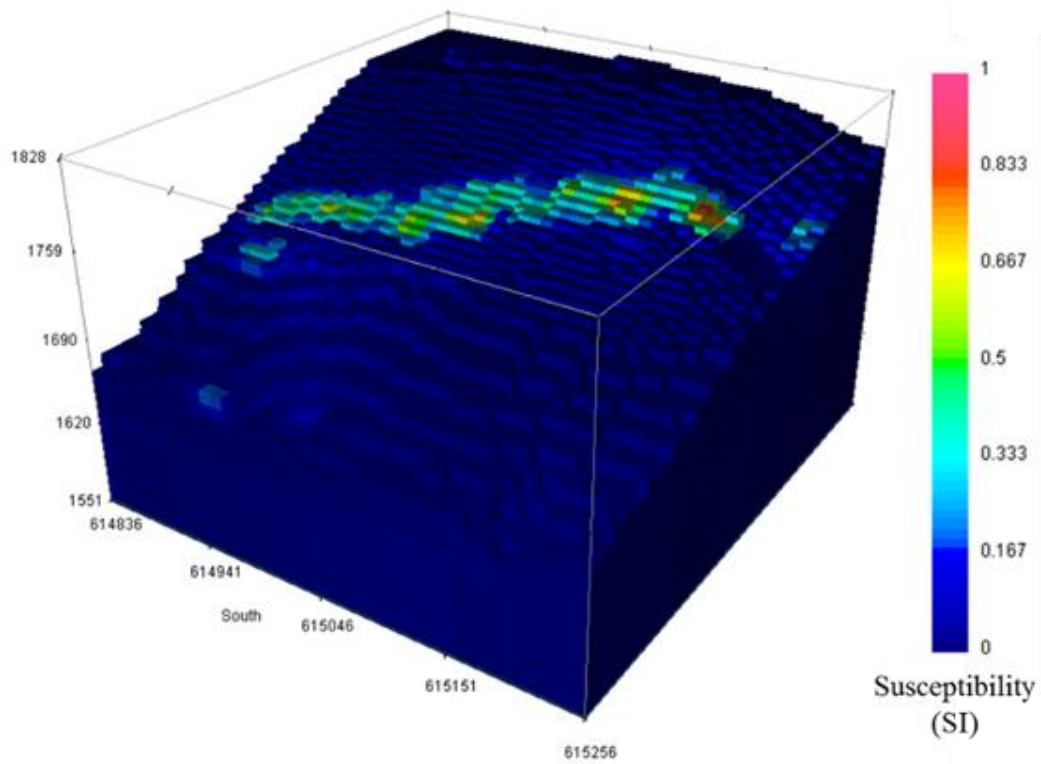
شکل ۸- تخمین اویلر با پنجره ۲۰۰ متری و شاخص ساختاری ۲



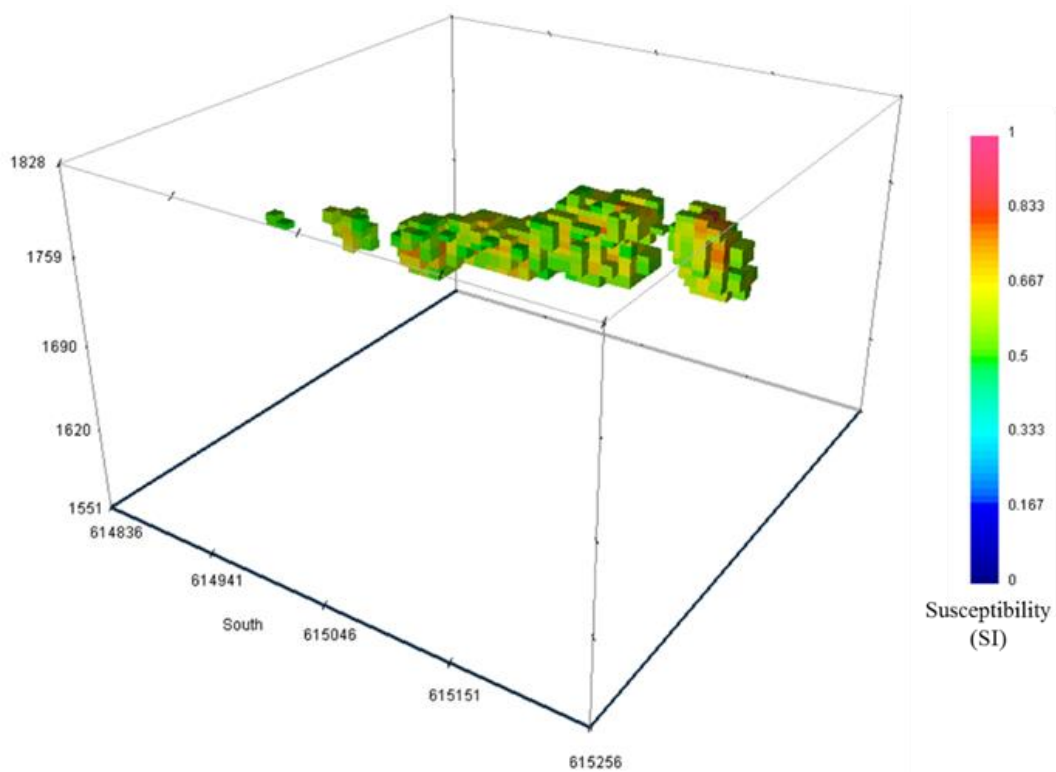
شکل ۹- تخمین عمق به روش اویلر - سیگنال تحلیلی



شکل ۱۰- نقشه داده‌های مشاهده شده (الف) و محاسبه شده (ب) حاصل از مدل‌سازی وارون



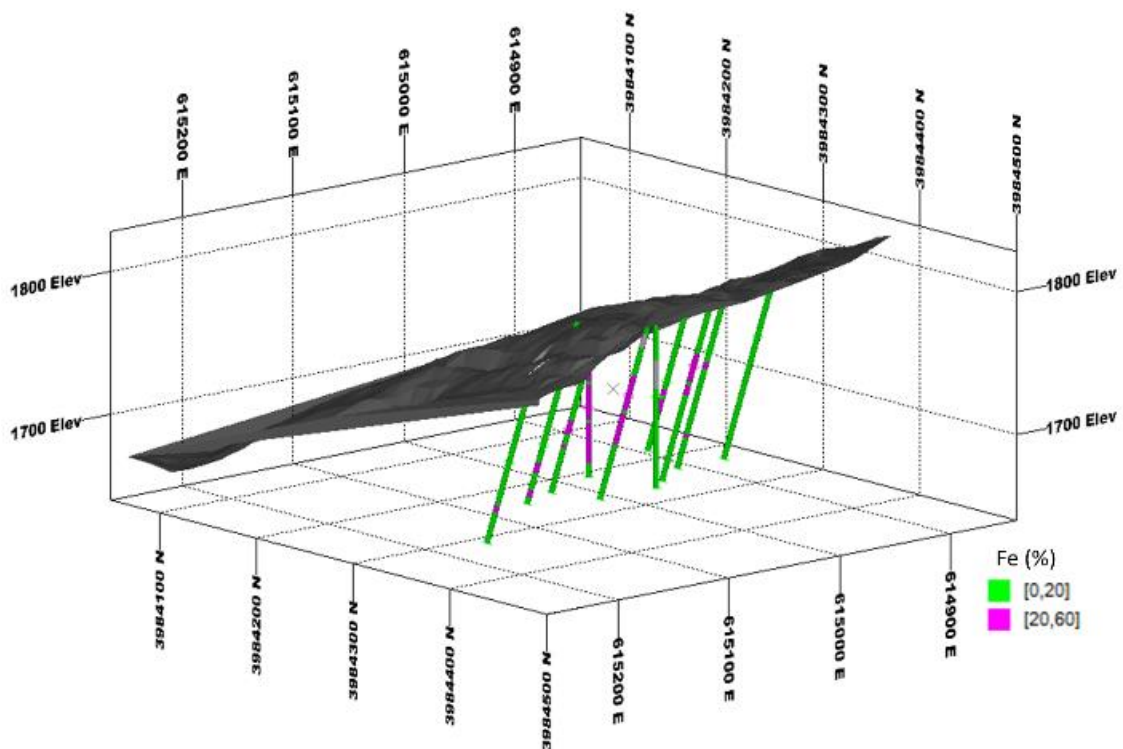
شکل ۱۱- تصویر سه‌بعدی مدل وارون مغناطیس



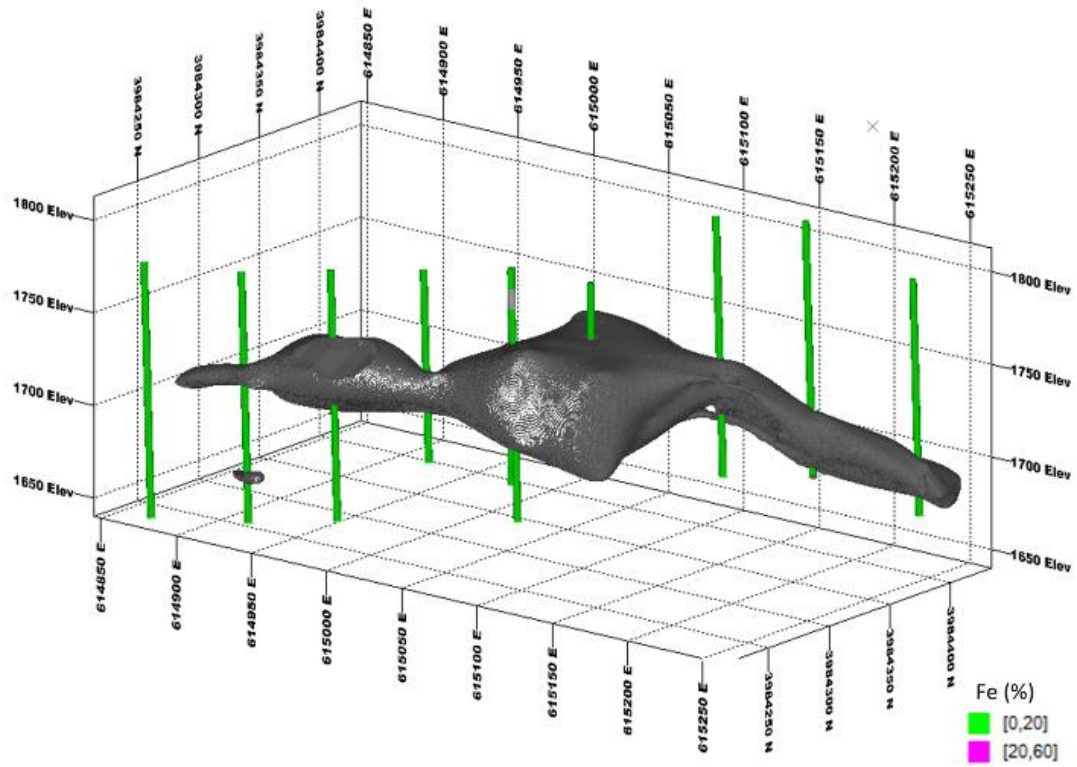
شکل ۱۲- بلوک‌هایی از مدل وارون مغناطیسی که خودپذیری بالای ۰/۵ دارند



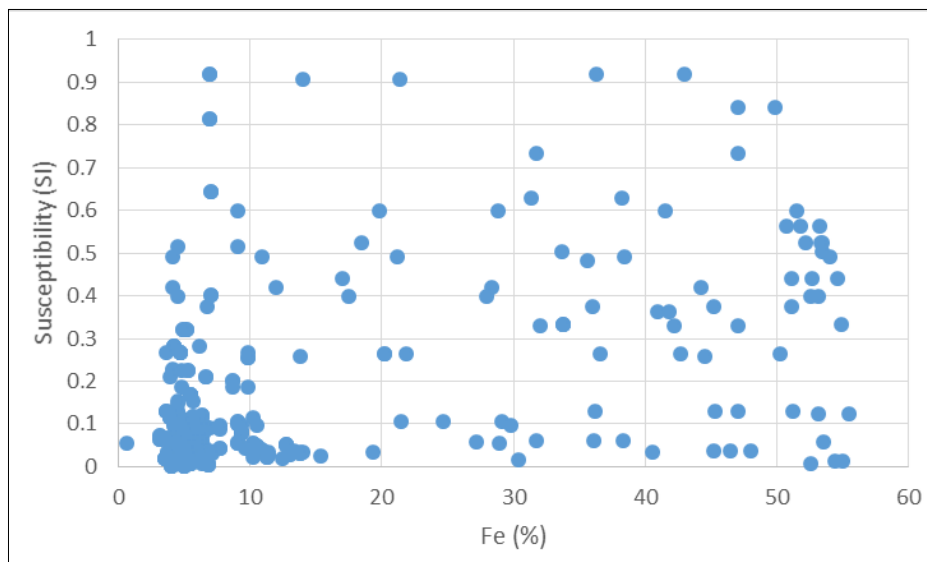
شکل ۱۳- موقعیت گمانه‌های حفر شده روی تصویر هوایی



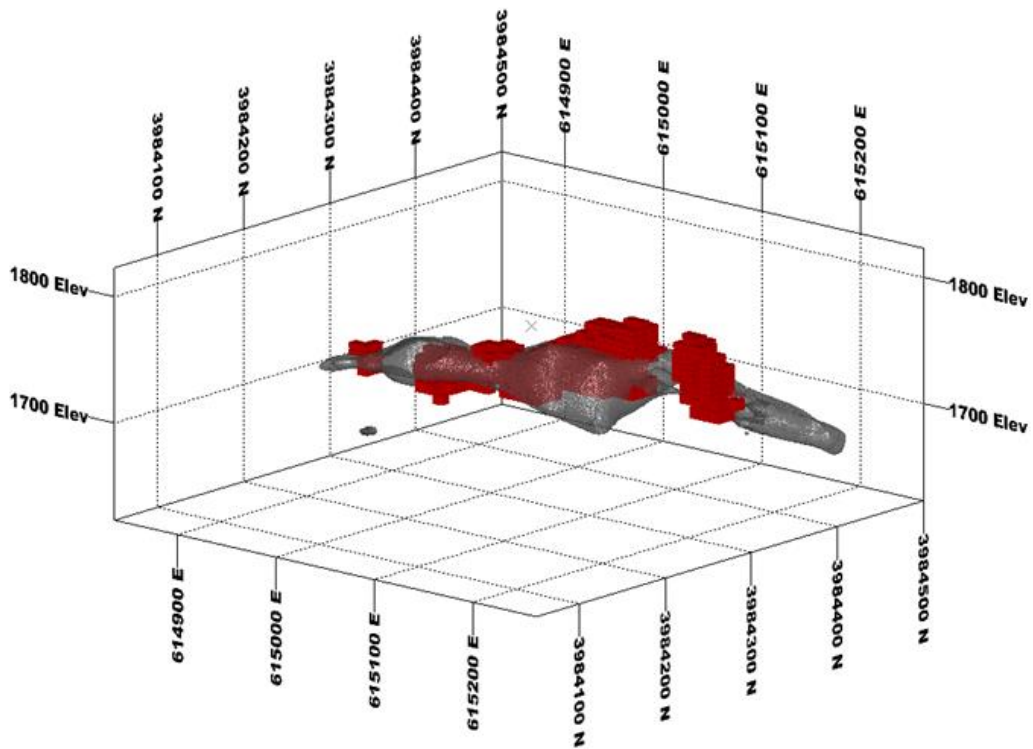
شکل ۱۴- تصویر سه‌بعدی گمانه‌های حفاری شده در محدوده مورد مطالعه در حضور توپوگرافی



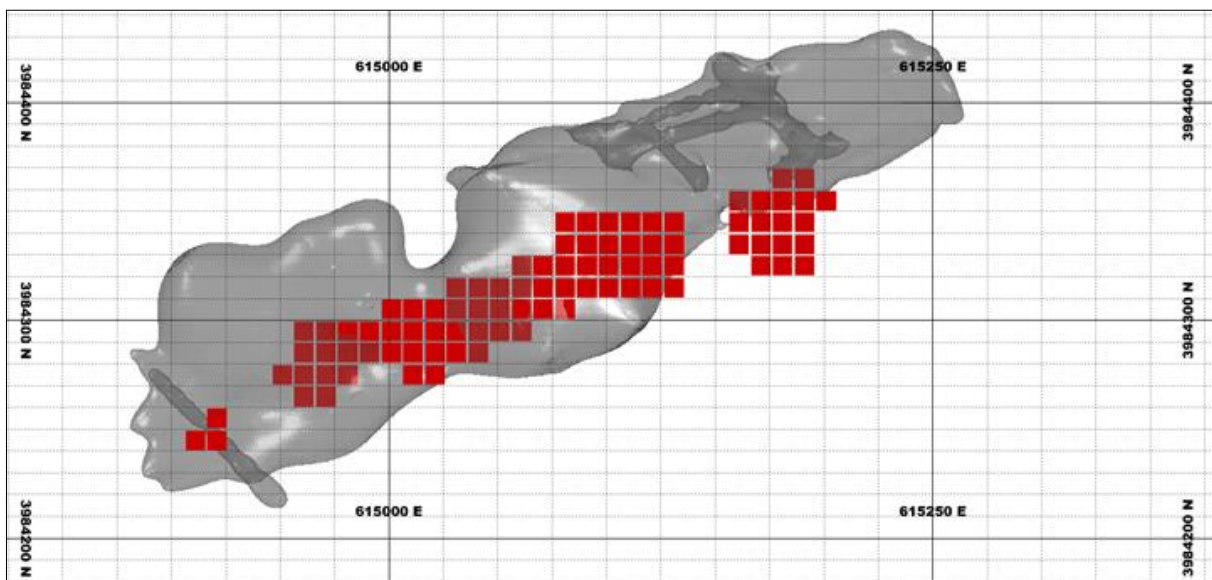
شکل ۱۵- مدل سه‌بعدی کانسنگ



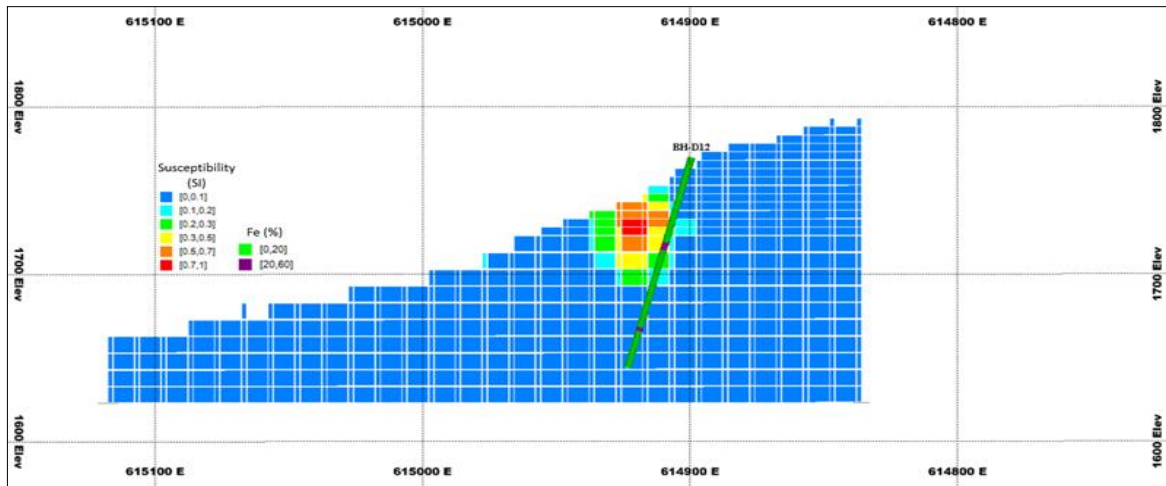
شکل ۱۶- نمودار پراکنندگی عیار آهن برحسب خودپذیری مغناطیسی



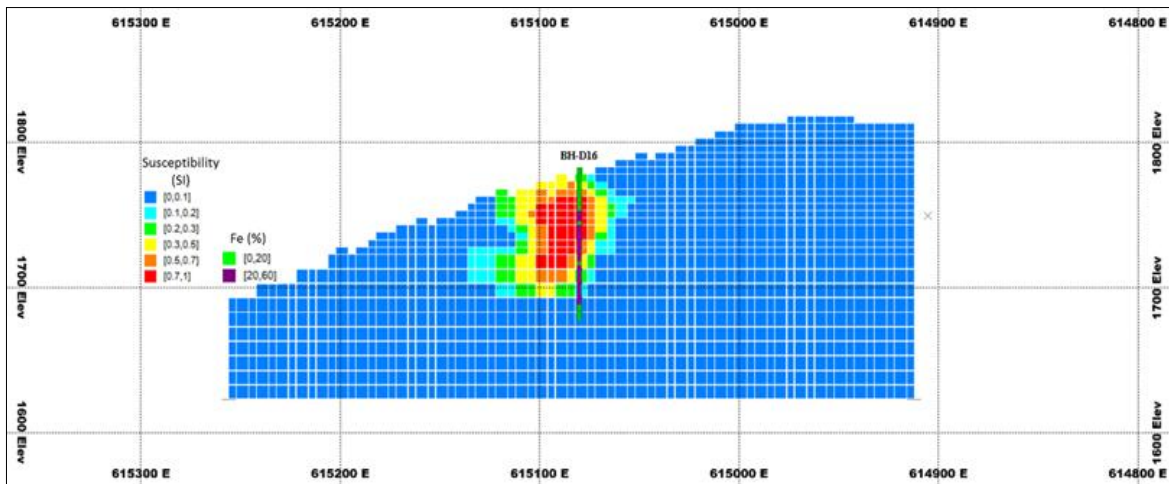
شکل ۱۷- نمای سه بعدی مدل کانسنگ ایجاد شده بوسیله گمانه‌ها (خاکستری) و مقادیر خودپذیری بالاتر از ۰/۶ (قرمز)



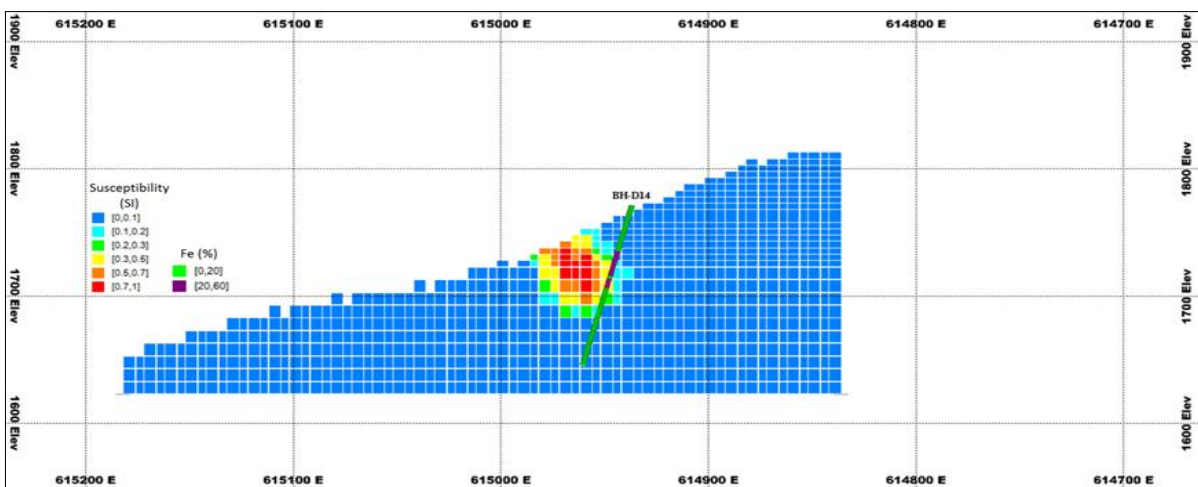
شکل ۱۸- دید از بالای مدل کانسنگ ایجاد شده بوسیله گمانه‌ها (خاکستری) و مقادیر خودپذیری بالاتر از ۰/۶ (قرمز)



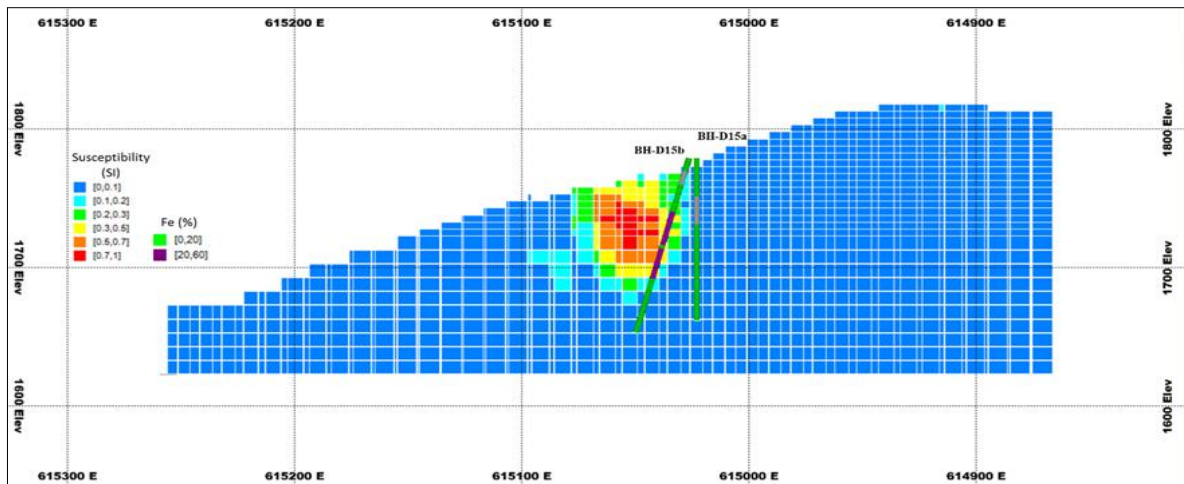
شکل ۱۹- یک مقطع قائم از حضور هم‌زمان گمانه و مدل وارون مغناطیسی



شکل ۲۰- یک مقطع قائم از حضور هم‌زمان گمانه و مدل وارون مغناطیسی



شکل ۲۱- یک مقطع قائم از حضور هم‌زمان گمانه و مدل وارون مغناطیسی



شکل ۲۲- یک مقطع قائم از حضور هم‌زمان گمانه و مدل وارون مغناطیسی

منابع

۷. هنریژوه، جمال‌الدین؛ ۱۳۹۲؛ «گزارش پایان کار

اکتشاف کانسار آهن دره زیارت علیا». سازمان

صنعت، معدن و تجارت استان کردستان.

8. Isles, D.J. and L.R. Rankin, *Geological interpretation of aeromagnetic data*. 2013: Society of Exploration Geophysicists and Australian Society of Exploration Geophysicists.

9. Reid, A.B., et al., *Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution*. Geophysics, 1990. 55(1): p. 80-91.

10. Reid, A.B., J. Ebbing, and S.J. Webb, *Avoidable Euler errors—the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields*. Geophysical Prospecting, 2014. 62(5): p. 1162-1168.

11. Al-Saud, M.M., *The role of aeromagnetic data analysis (using 3D Euler deconvolution) in delineating active subsurface structures in the west central Arabian shield and the central Red Sea, Saudi Arabia*. Arabian Journal of Geosciences, 2014. 7(10): p. 4361-4376.

12. Salem, A. and D. Ravat, *A combined analytic signal and Euler method (AN-EUL) for automatic interpretation of magnetic data*. Geophysics, 2003. 68(6): p. 1952-1961.

13. Lelièvre, P.G., *Forward modelling and inversion of geophysical magnetic data*. 2003, University of British Columbia.

۱۴. شرکت مهندسين مشاور گنوداد؛ «نقشه پراکندگی

محیط‌های مناسب و پتانسیل‌دار آهن». سازمان

زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی کشور.

1. Gunn, P. and M. Dentith, *Magnetic responses associated with mineral deposits*. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 1997. 17: p. 145-158.

۲. یوسفی، بهرام؛ اسکویی، بهروز؛ ۱۳۹۲؛ «استفاده از روش لی- اولدنبرگ در برگردان سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی زمینی منطقه گزستان (استان یزد)». مجله فیزیک زمین و فضا، دوره ۳۹، شماره ۱، صفحات ۷۳-۸۸.

۳. فاتحی، مسلم؛ نوروزی، غلامحسین؛ اصغری، امید؛ حاجی‌ئی، فاطمه؛ ۱۳۹۳؛ «مدل‌سازی سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی معدن مروارید زنجان و اعتبارسنجی آن با داده‌های حفاری اکتشافی». مجله ژئوفیزیک ایران، سال هشتم، شماره ۲، صفحات ۵۶-۶۹.

4. Oskooi, B., et al., *Integrated interpretation of the magnetotelluric and magnetic data from Mahallat geothermal field, Iran*. Studia Geophysica et Geodaetica, 2016. 60(1): p. 141-161.

5. Rahimi, H., O. Asghari, and A. Afshar, *A geostatistical investigation of 3D magnetic inversion results using multi-Gaussian kriging and sequential Gaussian co-simulation*. Journal of Applied Geophysics, 2018. 154: p. 136-149.

6. Li, Y. and D.W. Oldenburg, *3-D inversion of magnetic data*. Geophysics, 1996. 61(2): p. 394-408.