

مدل سازی معکوس سه بعدی داده های مغناطیس سنجی و مقایسه آن با داده های حفاری در محدوده اکتشافی نگین، استان یزد

سیدطاها سرحدی^۱؛ علی نجاتی کلاته^{۲*} و علی فتحی^۳

- ۱- دانشجوی کارشناسی ارشد؛ مهندسی معدن گرایش اکتشاف؛ دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
۲- دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
۳- شرکت مهندسی مشاور کاواک آرای نوین معدن

دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۱۱/۲۰؛ پذیرش مقاله: ۱۴۰۵/۰۳/۱۹

* نویسنده مسئول مکاتبات: nejati@shahroodut.ac.ir

واژگان کلیدی

چکیده

در دهه های اخیر، کاهش ذخایر سطحی و نیاز روزافزون به منابع معدنی، اکتشاف کانسارهای پنهان در نواحی پوشیده از رسوبات آبرفتی را به ضرورتی اجتناب ناپذیر بدل کرده است. پژوهش حاضر با هدف تعیین هندسه، ابعاد و عمق توده های کانساری مدفون در محدوده اکتشافی نگین واقع در استان یزد انجام شد. بدین منظور، پس از برداشت داده های میدان مغناطیسی، پردازش های اولیه شامل تصحیحات روزانه، اعمال مدل مرجع ژئومغناطیسی بین المللی و فیلترهای تخصصی نظیر برگردان به قطب و سیگنال تحلیلی در محیط نرم افزار *Oasis Montaj* صورت پذیرفت. جهت دستیابی به تصویری کمی از توزیع پذیرفتاری مغناطیسی در زیرسطح، فرایند مدل سازی معکوس سه بعدی با بهره گیری از الگوریتم لی و اولدنبرگ و اعمال توابع وزن دهی عمقی و قیود مدل مرجع در نرم افزار *MAG3D* اجرا گردید. نتایج حاصل از وارون سازی داده ها، حضور یک توده نفوذی نیمه بیضی با پذیرفتاری مغناطیسی بالا را در بخش مرکزی محدوده آشکار ساخت. بر اساس تحلیل کمی مدل به دست آمده، عمق تقریبی بخش فوقانی این آنومالی حدود ۶۰ متر برآورد شده است. همخوانی قابل توجه میان مدل سه بعدی استخراج شده و شواهد حاصل از حفاری های اکتشافی در منطقه، کارایی روش مدل سازی معکوس مقید را در کاهش عدم قطعیت ذاتی روش های میدان پتانسیل و شناسایی دقیق ساختارهای زیرسطحی در محیط های پیچیده زمین شناسی تأیید می نماید.

مغناطیس سنجی، لی-اولدنبرگ، مدل سازی سه بعدی، نگین، استان یزد.

۱- مقدمه

روند فزاینده مصرف مواد خام در مقیاس جهانی، از جمله فلزات پایه، گرانبها و منابع هیدروکربنی، سبب شده است که تقاضا برای منابع زیرزمینی بیش از هر زمان دیگری رو به افزایش باشد. در چنین شرایطی، منابعی که در مجاورت سطح زمین قرار داشته و قابلیت شناسایی مستقیم داشته اند، عمدتاً طی دهه های گذشته کشف و تخلیه شده اند. در نتیجه، مسیر اکتشاف نوین به طور اجتناب ناپذیری به سوی نواحی پوشیده از رسوبات آبرفتی و واحدهای عمیق تر پوسته هدایت می شود. در این میان، اکتشاف کانسارهای پنهان در مناطقی که فاقد رخنمون سطحی هستند، به یکی از چالش های اساسی در زمین شناسی اقتصادی بدل شده است. روش های ژئوفیزیکی به دلیل ماهیت غیرمستقیم، پوشش وسیع و کارایی بالا، جایگاهی کلیدی در این عرصه یافته اند و امکان دسترسی به اطلاعات ساختاری و فیزیکی لایه های زیرسطحی را با دقتی قابل قبول فراهم می سازند. در میان روش های مختلف ژئوفیزیکی، روش مغناطیس سنجی به عنوان یکی از قدیمی ترین و کارآمدترین تکنیک ها شناخته می شود. اساس این روش بر سنجش تغییرات میدان مغناطیسی زمین و شناسایی ناهنجاری های ناشی از مواد دارای خاصیت مغناطیسی، نظیر مگنتیت و پیروتیت، استوار است. با این حال، نقشه های میدان پتانسیل به تنهایی تنها تصویری کیفی از موقعیت افقی ناهنجاری ها ارائه می دهند و فاقد اطلاعات دقیق درباره توزیع عمقی و شکل سه بعدی منشأ هستند.

در مطالعات مدرن، هدف بنیادی آن است که ویژگی های فیزیکی واحدهای زمین شناسی با بیشترین دقت ممکن بازشناسی شود. این امر از طریق فرآیند مدل سازی وارون محقق می گردد؛ رویکردی که با تبدیل داده های سطحی به مدل های کمی زیرسطحی، امکان برآورد شکل هندسی، عمق و ابعاد توده های کانساری را فراهم می آورد. تعیین دقیق این پارامترها نقشی حیاتی در مدیریت هزینه های حفاری و کاهش ریسک عملیاتی ایفا می کند. ادبیات موضوع نشان می دهد که توسعه مبانی نظری مدل سازی داده های میدان پتانسیل مسیری طولانی را طی کرده است.

از مطالعات اولیه گیلبرت (Gilbert, 1603) که زمین را به عنوان یک آهنربای بزرگ معرفی کرد، تا توسعه روش های تحلیل سیگنال توسط نابیقین (Nabighian, 1972) و روست و همکاران (Roest et al., 1992) که ابزارهایی نظیر سیگنال تحلیلی را برای تعیین مرز توده ها ارائه دادند، همواره تلاش بر کاهش ابهام در تفسیر داده ها بوده است. با این حال، چالش اصلی در تفسیر داده های مغناطیسی، ماهیت فروبرآورد بودن مسائل وارون و خاصیت «عدم یکتایی پاسخ هاست. به این معنا که برای یک مجموعه داده مشخص، بی نهایت مدل ریاضی می تواند وجود داشته باشد. برای غلبه بر این چالش، پژوهشگران متعددی راهکارهای ریاضی و ژئوفیزیکی ارائه داده اند. منکه (Menke, 1989) اصول تئوری وارون گسسته را تدوین نمود و نشان داد که استفاده از اطلاعات پیشین برای محدود کردن فضای مدل ضروری است. در راستای توسعه الگوریتم های عملیاتی، لی و اولدنبرگ (Li & Oldenburg, 1996; 1998) روش مدل سازی معکوس سه بعدی را با استفاده از تقسیم بندی زیرسطح به سلول های مکعبی و تعریف تابع هدف خاص توسعه دادند. رویکرد آن ها بر پایه ی کمیته سازی هم زمان اختلاف داده ها و نرم مدل استوار است و از

توابع وزن دهی عمقی برای مقابله با افت طبیعی میدان پتانسیل در عمق بهره می برد. فیلیپس (Philips, 2002) و لیلیور (Lelièvre, 2009) نیز بر اهمیت اعمال قیود زمین شناسی و مدل های مرجع برای افزایش قابلیت اطمینان مدل های وارون تأکید کرده اند.

در ایران نیز با توجه به پتانسیل بالای ذخایر فلزی، استفاده از روش های مدل سازی معکوس در سال های اخیر رواج یافته است. علیلو و همکاران (Alilou et al., 2014) کارایی روش های مغناطیسی را در شناسایی ساختارهای زیرسطحی اثبات کرده اند. حیدریان شهری (۱۳۸۵) بر کاربرد این روش در اکتشاف کانسارهای آهنی و تعیین شبکه حفاری تأکید داشته است. همچنین یوسفی و اسکویی (۱۳۹۲) با بهره گیری از روش حصاربندی لگاریتمی در الگوریتم های وارون سازی، موفق به بهبود دقت مدل سازی در محیط های پیچیده شدند. نصری (۱۳۹۸) نیز نشان داد که مدل سازی سه بعدی داده های میدان پتانسیل در نواحی پوشیده از رسوبات، ابزاری قدرتمند برای تعیین الگوهای زیرسطحی است.

در همین زمینه، خوجملی و همکاران (۱۴۰۱) با مدلسازی وارون سه بعدی داده های گرانی و مغناطیس در محدوده اکتشافی نگین یزد نشان دادند که نتایج وارون سازی با داده های حفاری انطباق بسیار خوبی دارد و وجود یک توده نفوذی مرتبط با کانی سازی در عمق حدود ۶۰ متر را تأیید می کند.

محدوده اکتشافی نگین، واقع در استان یزد و در کمربند متالوژنی ایران مرکزی، به دلیل تنوع لیتولوژیکی و حضور توده های نفوذی متعدد، از پتانسیل معدنی بالایی برخوردار است. با این حال، پوشش وسیع رسوبات کواترن و پیچیدگی های تکتونیکی، اکتشاف در این ناحیه را با دشواری مواجه ساخته است. اگرچه مطالعات اولیه زمین شناسی و برخی برداشت های ژئوفیزیکی در منطقه انجام شده است، اما فقدان یک مدل سه بعدی جامع که بتواند هندسه و گسترش عمقی کانسارهای احتمالی را با دقت بالا تعیین کند، احساس می شود.

در این پژوهش، با هدف پر کردن شکاف اطلاعاتی موجود و کاهش عدم قطعیت در اکتشاف ذخایر پنهان محدوده نگین، فرآیند مدل سازی معکوس سه بعدی داده های مغناطیس سنجی اجرا شده است. بدین منظور، از الگوریتم لی و اولدنبرگ در محیط نرم افزار MAG3D استفاده شده که قابلیت اعمال توابع وزن دهی عمقی و قیود مدل مرجع را داراست. نوآوری و هدف اصلی این پژوهش، گذر از تفسیرهای کیفی متداول و دستیابی به مدلی کمی از توزیع پذیرفتاری مغناطیسی در زیرسطح است. این مدل قادر است موقعیت، شکل، و عمق دقیق توده های نفوذی مدفون را آشکار سازد و به عنوان مبنایی علمی جهت تعیین نقاط بهینه حفاری و توسعه فعالیت های اکتشافی در این ناحیه مورد استفاده قرار گیرد.

۲- روش پژوهش و مبانی نظری

در این پژوهش، جهت دستیابی به مدلی کمی از ساختارهای زیرسطحی و تعیین هندسه توده های کانساری، از روش مغناطیس سنجی با رویکرد مدل سازی معکوس سه بعدی استفاده شده است. فرآیند اجرای پژوهش شامل سه رکن اصلی، مبانی تئوری وارون سازی، بررسی ویژگی های زمین شناسی محدوده و عملیات برداشت و پردازش داده ها است که در

۳- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

محدوده اکتشافی نگین در استان یزد و در کمربند فلزایی ایران مرکزی واقع شده است. این محدوده از نظر موقعیت جغرافیایی در فاصله تقریبی ۲۵ کیلومتری شمال شهرستان بافق و ۱۸ کیلومتری شمال معدن عظیم سنگ آهن چغارت قرار دارد. دسترسی به این منطقه از طریق جاده آسفالت بافق-ساغند امکان‌پذیر است. از نظر مختصات جغرافیایی، محدوده مورد مطالعه مساحتی حدود ۷/۸ کیلومتر مربع را پوشش می‌دهد که بین طول‌های جغرافیایی ۵۵ درجه و ۲۳ دقیقه و ۴۳ ثانیه تا ۵۵ درجه و ۲۵ دقیقه و ۵۰ ثانیه شرقی و عرض‌های ۳۱ درجه و ۵۰ دقیقه و ۱۳ ثانیه تا ۳۱ درجه و ۵۳ دقیقه و ۵۸ ثانیه شمالی محصور شده است (خجملی و همکاران، ۱۴۰۱). نمایش محدوده مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث در شکل ۱ قابل مشاهده است.



شکل ۱: نمایش محدوده مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث

از منظر زمین‌شناسی ساختاری که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، این ناحیه بخشی از زون ایران مرکزی است که تاریخچه‌ای پیچیده از فعالیت‌های ماگمایی، دگرگونی و تکتونیک را در خود جای داده است (Stöcklin, 1968). واحدهای سنگی رخنمون‌یافته در منطقه عمدتاً متعلق به پرکامبرین بالایی تا کامبرین زیرین بوده و شامل تناوبی از سنگ‌های آواری-رسوبی نظیر دولومیت‌های تیره‌رنگ، شیل و ماسه‌سنگ همراه با واحدهای تبخیری است (Nabavi, 1976). ویژگی بارز منطقه، حضور توده‌های نفوذی متعدد با ترکیب گرانیات تا گرانودیوریت و همچنین واحدهای آتشفشانی حدواسط تا فلسیک است که واحدهای قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند. این فعالیت‌های ماگمایی منجر به وقوع دگرسانی‌های هیدروترمال و کانه‌زایی در منطقه شده است (Ramezani & Tucker, 2003). ساختارهای تکتونیک شامل گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها نقش اساسی در جایگیری توده‌های نفوذی و تمرکز سیالات کانه‌دار ایفا کرده‌اند (Aghanabati, 2004).

ادامه تشریح می‌گردد (Li & Oldenburg, 1996; 1998).

هدف نهایی در مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی، تعیین توزیع خاصیت پذیرفتاری مغناطیسی در زیرسطح است به گونه‌ای که پاسخ مدل حاصل، با داده‌های اندازه‌گیری شده در سطح زمین مطابقت داشته باشد. در روش مدل‌سازی معکوس ارائه شده توسط لی و اولدنبرگ، ناحیه زیرسطحی به مجموعه‌ای از سلول‌های مکعبی با پذیرفتاری ثابت (k) تقسیم می‌شود (Li & Oldenburg, 1996). ارتباط میان داده‌های مشاهده‌دی (d) و پارامترهای مدل (k) از طریق یک دستگاه معادلات خطی به صورت رابطه (۱) بیان می‌گردد (Philips, 2002):

$$d = Gk \quad (1)$$

در این رابطه، (G) ماتریس حساسیت یا کرنل است که ارتباط هندسی میان هر سلول مدل و نقاط برداشت داده را برقرار می‌سازد. از آنجا که تعداد سلول‌های مدل معمولاً بسیار بیشتر از تعداد نقاط داده است، مسئله از نوع فروبرآورد بوده و دارای بی‌نهایت جواب است (Menke, 1989). برای غلبه بر این عدم یکتایی و انتخاب مدلی که از نظر زمین‌شناسی معقول باشد، از روش حداقل‌سازی تابع هدف استفاده می‌شود. تابع هدف کلی (φ) ترکیبی از تابع عدم برازش داده و تابع نرم مدل است که به صورت رابطه (۲) تعریف می‌شود (Li & Oldenburg, 1996):

$$\square = \varphi_d + \mu\varphi_m \quad (2)$$

در این رابطه، φ پارامتر منظم‌سازی است که تعادل میان برازش داده‌ها و پیچیدگی مدل را کنترل می‌کند. تابع نرم مدل به گونه‌ای طراحی می‌شود که مدل حاصل ضمن نزدیکی به یک مدل مرجع، در هر سه راستای فضایی (x, y, z) دارای همواری باشد. صورت ریاضی این تابع در رابطه (۳) آمده است (Li & Oldenburg, 1996; Philips, 2002):

$$\begin{aligned} \varphi_m(m) = & \alpha_s \int_V \omega_s \{ \omega(\vec{r}) [m(\vec{r}) - m_0] \}^2 dv \\ & + \alpha_z \int_V \omega_z \left\{ \frac{\partial \omega(\vec{r}) [m(\vec{r}) - m_0]}{\partial z} \right\}^2 dv \\ & + \alpha_y \int_V \omega_y \left\{ \frac{\partial \omega(\vec{r}) [m(\vec{r}) - m_0]}{\partial y} \right\}^2 dv \\ & + \alpha_x \int_V \omega_x \left\{ \frac{\partial \omega(\vec{r}) [m(\vec{r}) - m_0]}{\partial x} \right\}^2 dv \end{aligned} \quad (3)$$

ضرایب $\alpha_s, \alpha_x, \alpha_y, \alpha_z$ ، ضرایبی هستند که میزان نزدیکی به مدل مرجع و همواری در جهات مختلف را کنترل می‌کنند. نکته حیاتی در مدل‌سازی داده‌های پتانسیل، افت طبیعی شدت میدان با افزایش فاصله از منبع است که موجب تمرکز مدل در سطح می‌شود. برای رفع این مشکل، تابع وزن‌دهی عمقی در الگوریتم اعمال می‌گردد تا میرایی هندسی کرنل جبران شود (Li & Oldenburg, 1996).

همچنین به منظور حصول اطمینان از مثبت بودن مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، از روش حصاربندی لگاریتمی در فضای پارامترها استفاده شده است. در این روش، قید مثبت بودن به صورت یک جمله اضافی به تابع هدف افزوده می‌شود (Lelievre & Oldenburg, 2006).

مدل سازی معکوس، طی مراحل زیر در محیط نرم افزار *Oasis Montaj* پردازش شدند:

تصحیحات اولیه: ابتدا تصحیح نوسانات روزانه با استفاده از داده های ایستگاه پایه اعمال شد تا تغییرات زمانی میدان حذف گردد. سپس اثر میدان اصلی زمین از داده ها کسر گردید تا آنومالی مغناطیسی خالص باقی بماند (Telford et al., 1990).

فیلتر برگردان به قطب: به منظور حذف اثر دوقطبی و تقارن بخشی به آنومالی ها، فیلتر برگردان به قطب اعمال شد. این فیلتر با فرض مغناطش القایی، شکل آنومالی ها را به گونه ای تبدیل می کند که گویی برداشت در قطب مغناطیسی انجام شده است و ماکزیمم آنومالی دقیقاً بر روی توده منشأ قرار می گیرد. (Clark, 1997)

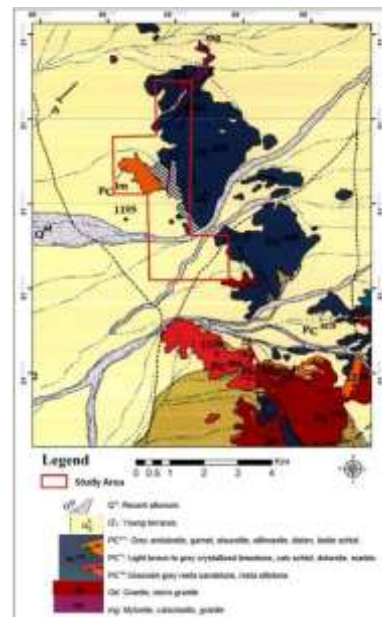
سیگنال تحلیلی: جهت تعیین دقیق لبه های توده و کاهش وابستگی به جهت مغناطش به ویژه در حضور احتمالی مغناطش باقیمانده، فیلتر سیگنال تحلیلی محاسبه شد. دامنه سیگنال تحلیلی از رابطه (۴) به دست می آید: (Roest et al., 1992)

$$A(t) = \sqrt{[x^2(t) + \dot{x}^2(t)]} \quad (4)$$

ادامه فراسو: جهت تفکیک آنومالی های عمیق از نویزهای سطحی فرکانس بالا، داده ها به ترازهای ارتفاعی ۵۰ تا ۴۰۰ متر ادامه داده شدند (Fedi, 1999).

در نهایت، فرآیند مدل سازی معکوس سه بعدی با استفاده از نرم افزار *MAG3D* که توسعه یافته توسط دانشگاه بریتیش کلمبیا است، اجرا گردید. در این مرحله، فضای زیرسطحی به شبکه ای از سلول های مستطیلی تقسیم شد و با اعمال قیود زمین شناسی، تابع وزن دهی عمقی و استفاده از الگوریتم بهینه سازی غیرخطی، توزیع پذیرفتاری مغناطیسی سه بعدی محاسبه گردید (Li & Oldenburg, 1996). استفاده از این الگوریتم امکان بازسازی توده های پنهان و تعیین عمق و گسترش کانسار را با وجود پوشش آبرفتی منطقه فراهم آورده است.

در این بخش، نتایج حاصل از پردازش داده های مغناطیس سنجی و فرآیند مدل سازی معکوس سه بعدی در محدوده اکتشافی نگین ارائه و تحلیل می گردد. هدف نهایی، گذر از تفسیرهای کیفی سطح مینا و دستیابی به درک کمی از هندسه، عمق و ویژگی های فیزیکی توده های پنهان در زیرسطح است. بدین منظور، ابتدا نقشه های پردازش شده تفسیر گردیده و سپس نتایج حاصل از وارون سازی داده ها تشریح می شود. نخستین گام در تفسیر داده ها، بررسی رفتار میدان مغناطیسی کل است که دید بهتری از موقعیت منابع زیرسطحی فراهم آورد (شکل ۳).



شکل ۲: نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه

۴- برداشت داده های صحرایی و مشخصات میدان

عملیات مغناطیس سنجی زمینی در محدوده نگین با طراحی شبکه برداشت منظم جهت پوشش کامل آنومالی های احتمالی انجام پذیرفت. با توجه به شرایط توپوگرافی و زمین شناسی، برداشت ها به گونه ای صورت گرفت که امکان تهیه نقشه های دقیق از تغییرات شدت میدان مغناطیسی کل فراهم گردد. بر اساس مدل مرجع ژئومغناطیسی بین المللی، مشخصات میدان مغناطیسی زمینه در زمان برداشت داده ها به شرح زیر تعیین گردید که در فرآیندهای پردازش و وارون سازی به عنوان پارامترهای ورودی مورد استفاده قرار گرفتند.

شدت کل میدان مغناطیسی زمین در محدوده مورد مطالعه در حدود ۴۸،۰۰۰ نانوتسلا است. زاویه میل مغناطیسی مقدار تقریبی ۵۰ درجه با جهت رو به پایین را نشان می دهد که بیانگر غالب بودن مؤلفه قائم میدان در این منطقه است. همچنین زاویه انحراف مغناطیسی حدود ۳،۵ درجه به سمت شرق برآورد شده است که انحراف اندک میدان مغناطیسی نسبت به شمال جغرافیایی را نشان می دهد. مؤلفه قائم میدان مغناطیسی در این محدوده در حدود ۳۵،۵۰۰ نانوتسلا و مؤلفه افقی میدان نزدیک به ۲۹،۸۰۰ نانوتسلا محاسبه شده است. این مقادیر، بیانگر نسبت بالای مؤلفه قائم به افقی میدان مغناطیسی زمین در منطقه نگین بوده و تأثیر قابل توجهی بر شکل و موقعیت آنومالی های مغناطیسی ثبت شده دارد. زیاد بودن زاویه میل مغناطیسی و همچنین مؤلفه قائم میدان نسبت به مؤلفه افقی، نشان دهنده شرایط مناسب جهت مدل سازی توده های مغناطیسی در عرض های جغرافیایی میانی است.

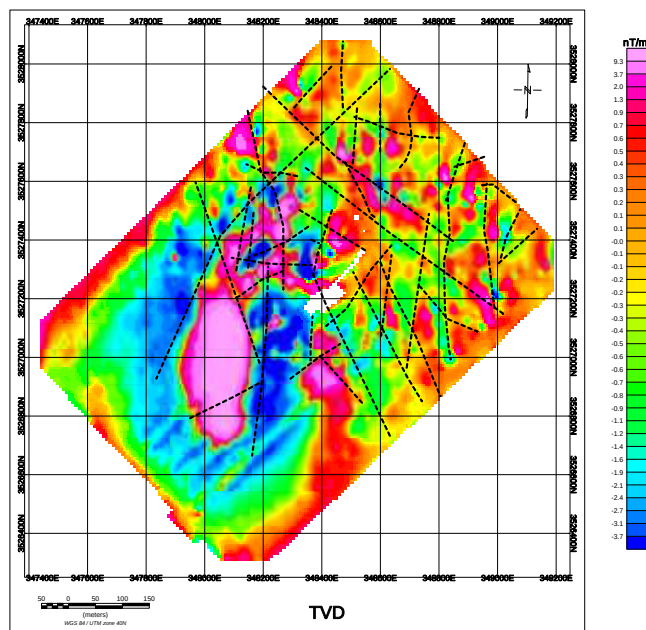
۵- پردازش داده ها

پس از اتمام عملیات صحرایی، داده های خام جهت آماده سازی برای

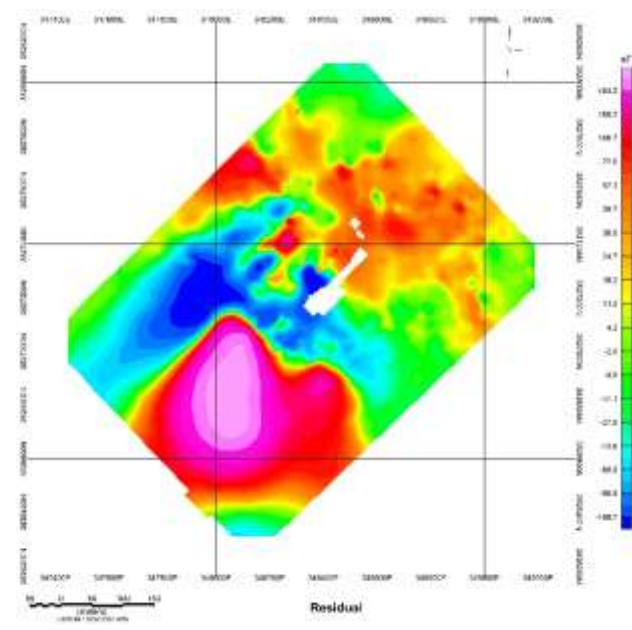
نقشه باقی‌مانده میدان مغناطیسی از طریق کسر میدان ناحیه‌ای برآوردشده از میدان کل مغناطیسی تصحیح‌شده محاسبه شد. پیش از استخراج میدان باقی‌مانده، تصحیح‌های لازم شامل حذف میدان مرجع بین‌المللی زمین، اصلاح تغییرات زمانی میدان و کاهش اثر خطاهای دستگاهی بر داده‌ها اعمال گردید. سپس میدان ناحیه‌ای، که بیانگر سهم منابع عمیق و گسترده است، با بهره‌گیری از روش‌هایی نظیر برازش سطوح روند و یا فیلترهای فرکانسی از جمله ادامه به سمت بالا برآورد شد. در نهایت، با حذف این مؤلفه از داده‌های اصلی، میدان باقی‌مانده‌ای حاصل گردید که عمدتاً آنومالی‌های کوتاه طول موج مرتبط با منابع مغناطیسی کم‌عمق را منعکس می‌کند (Telford et al., 1990).

شکل ۵ نقشه باقی مانده میدان مغناطیسی منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد، کانون ها به صورت کشیده و با روند غالب تقریبی شمال شرق - جنوب غرب توزیع شده اند. دامنه تغییرات آنومالی، نشان دهنده ماهیت کم عمق منابع است. تمرکز آنومالی های مثبت قوی، عموماً با مناطق تمرکز کانی های فرومگنتیک (نظیر مگنتیت) و یا توده های سنگ آذرین با حساسیت مغناطیسی بالا مرتبط است. تفکیک پذیری بهتر آنومالی های مجاور در این نقشه نسبت به نقشه میدان کل، امکان تشخیص مرزهای جداگانه توده های مغناطیسی را فراهم می سازد.

تحلیل نقشه برگردان به قطب همان‌طور که پیش‌تر اشاره شد، ماهیت دوقطبی میدان مغناطیسی و وجود زاویه میل و انحراف در منطقه مورد مطالعه، سبب می‌شود که محل آنومالی‌های مشاهده‌شده در نقشه شدت کل، دقیقاً بر روی توده منشأ قرار نگیرد. با اعمال فیلتر برگردان به قطب، اثرات دوقطبی حذف و آنومالی‌ها به شکلی متقارن بر فراز منبع خود متمرکز شدند. بررسی نقشه برگردان به قطب نمایان‌گر آن است که آنومالی‌های اصلی با رخنمون‌های زمین‌شناسی مشاهده‌شده همبستگی مکانی بالایی دارند. این انطباق، ضمن تأیید صحت داده‌برداری، موقعیت دقیق افقی توده‌های مدفون را برای مراحل بعدی مدل‌سازی تثبیت می‌کند. در شکل ۴ گسل‌های منطقه و خط واره‌های مغناطیس‌سنجی با خط چین نمایش داده شده‌اند.



شکل ۶: مشتق عمودی کامل



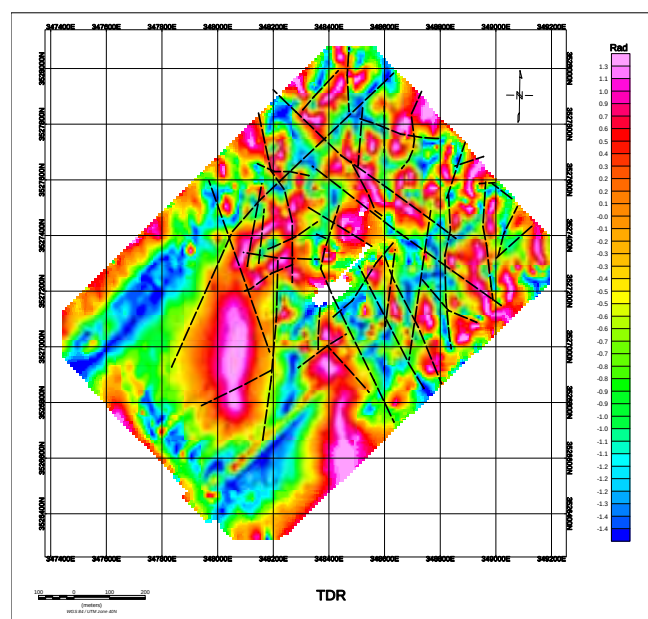
شکل ۵: نقشه باقی مانده میدان مغناطیسی

نقشه مشتق افقی کامل یک فیلتر تحلیلی پرکاربرد در پردازش داده های مغناطیس سنجی و گرانی سنجی است که با هدف آشکارسازی دقیق مرزها، گسل ها و عوارض خطی با محاسبه نرم گرادین افقی میدان پتانسیل به کار می رود. این روش با تقویت مؤلفه های سیگنال ناشی از گذارهای تیز و مرزهای عمودی، امکان شناسایی عوارضی مانند گسل ها، مرز توده های نفوذی و رگه های معدنی را با وضوح فضایی بالا فراهم می سازد. محاسبه مشتق افقی کلی در حوزه مکان یا فرکانس انجام می گیرد، اما از آنجا که یک عملگر بالاگذر است ممکن است نویزهای فرکانس بالا را تقویت کند؛ بنابراین اعمال فیلترهای هموارسازی پیش از آن برای بهینه سازی نسبت سیگنال به نویز ضروری است. در این مطالعه، پس از اعمال تصحیحات اولیه و فیلترگذاری مناسب، نقشه مشتق افقی کلی داده های مغناطیسی محدوده مورد مطالعه محاسبه گردید.

نتایج نشان دهنده تمرکز بالای گرادین افقی در بخش مرکزی تا جنوب غربی منطقه است که نشان دهنده وجود یک منبع مغناطیسی قوی و کم عمق با مرزهای تند، احتمالاً مرتبط با یک توده نفوذی یا دایک با روند غالب شمال غرب-جنوب شرق می باشد. همچنین در نیمه شرقی و شمال شرقی، پراکندگی ماکزیمم های خطی، حضور شبکه ای پیچیده از گسل ها و ناپیوستگی های ساختاری را تأیید می کند. خروجی این پردازش، پایه ای برای تعیین الگوهای ساختاری، شناسایی گسل های پنهان و شناسایی مناطق امیدبخش کانه زایی فراهم کرد و مبنایی برای طراحی مراحل بعدی پردازش و مدل سازی شد (شکل ۷).

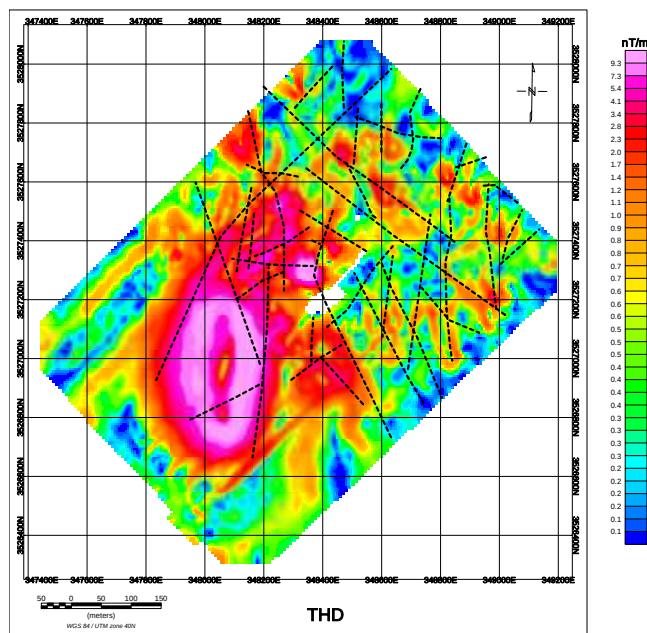
یکی از فیلترهای متداول در پردازش داده های مغناطیس سنجی، مشتق عمودی کامل است که با هدف افزایش وضوح آنومالی های مرتبط با منابع کم عمق و برجسته سازی مرزهای ساختاری مورد استفاده قرار می گیرد. این فیلتر با محاسبه نرخ تغییرات میدان مغناطیسی در راستای قائم، موجب تقویت مؤلفه های با طول موج کوتاه و تضعیف مؤلفه های بلند طول موج می شود و در نتیجه، اثر منابع عمیق و روندهای ناحیه ای را کاهش می دهد (Blakely, 1995). در این پژوهش، نقشه مشتق عمودی کامل داده های مغناطیسی پس از انجام تصحیحات لازم و حذف اثرات ناحیه ای محاسبه شد و به عنوان یکی از ابزارهای اصلی در تحلیل ساختاری و تعیین مناطق مستعد برای تمرکز آنومالی های مغناطیسی کم عمق مورد استفاده قرار گرفت. در نقشه مشتق عمودی کامل منطقه مورد مطالعه، مرزهای اجسام مغناطیسی با وضوح قابل توجهی به صورت گرادین های شدید آشکار شده اند. الگوهای خطی با راستای مشخص، احتمالاً گسل ها، مرزهای تکتونیکی یا تماس های سنگ شناسی شدید را نشان می دهند. جفت های آنومالی مثبت و منفی مجاور که به صورت نوارهای موازی ظاهر شده اند، ویژگی شاخص لبه های عمودی یا نزدیک به عمق یک جسم مغناطیسی با گسترش قائم است. این نقشه ابزار قدرتمندی برای تعیین هندسه افقی و شناسایی ساختارهای خطی غالب در منطقه فراهم می کند (شکل ۶).

نقشه زاویه تمایل که یکی از روش‌های پردازش و تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی است که به‌ویژه در مطالعات مغناطیس‌سنجی و گرانی‌سنجی برای شناسایی خطوط مرزی و موقعیت منابع زیرسطحی کاربرد دارد. این روش بر مبنای محاسبه نسبت گرادیان قائم به گرادیان افقی کل تعریف می‌شود و نتیجه آن، زاویه‌ای است که بیانگر شیب توزیع آنومالی‌ها در جهت عمودی نسبت به افق است. به بیان ساده، با تولید یک نقشه زاویه‌ای، نقاطی را که تغییرات مغناطیسی یا گرانشی بیشترین شدت را دارند، برجسته می‌کند و این نقاط معمولاً نشان‌دهنده لبه‌ها یا مرزهای توده‌های زیرسطحی هستند. در نقشه زاویه تمایل محدوده مورد مطالعه، چندین ناحیه بسته با مقادیر مثبت را نشان می‌دهد که توسط خطوط هم‌مقدار صفر احاطه شده‌اند. این خطوط صفر به‌طور مستقیم بر لبه‌های عمودی توده‌های مغناطیسی منطبق هستند. شکل و جهت‌گیری نوارهای بسته شده توسط خطوط صفر، هندسه دقیق توده‌ها را در پلان افقی مشخص می‌کند. روند غالب این نوارها مطابق با جهت ساختاری شمال شرق-جنوب غرب منطقه است که در نقشه‌های باقیمانده و مشتق قائم اول نیز مشاهده شده بود. این نقشه با تفکیک‌پذیری بالاتر، مرزهای اجسام مجاور را که در نقشه میدان کل یا حتی نقشه باقیمانده ممکن است ادغام شده باشند، به وضوح جدا نموده است. عرض باریک برخی از این نوارهای صفر، نشان‌دهنده عمق کم توده‌های مربوطه است (شکل ۹).



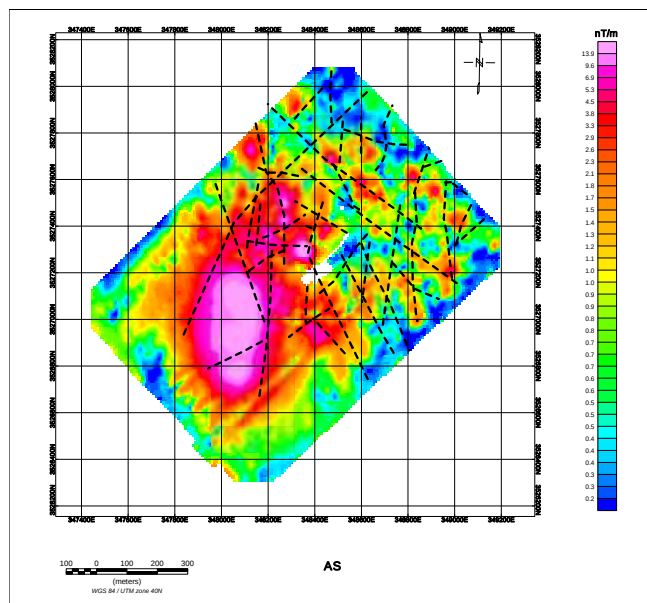
شکل ۹: نقشه زاویه تمایل

جداسازی آنومالی‌ها با ادامه فراسو جهت تفکیک منابع سطحی با فرکانس بالا از ساختارهای عمیق با فرکانس پایین، فیلتر ادامه فراسو در ترازهای ارتفاعی ۵۰ تا ۴۰۰ متر اعمال گردید. تحلیل نقشه‌ها نشان می‌دهد که با افزایش ارتفاع ادامه فراسو، از شدت و تعداد آنومالی‌های کوچک‌مقیاس سطحی کاسته شده و الگوی آنومالی‌های عمیق‌تر و بزرگ‌مقیاس

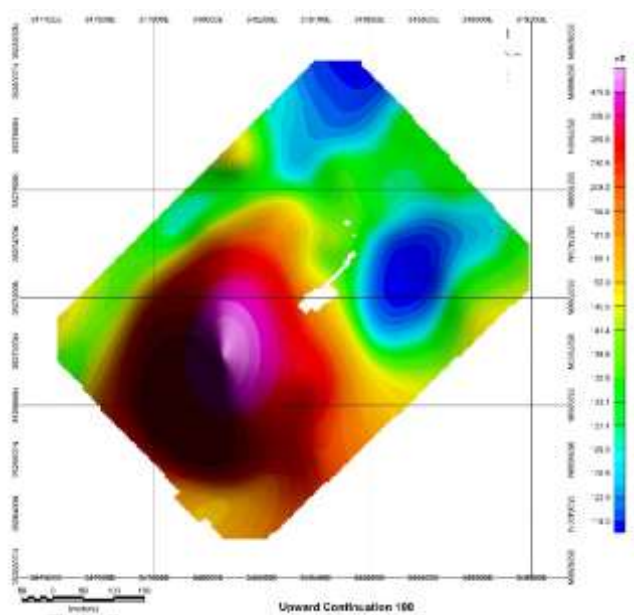


شکل ۷: نقشه افقی کامل

تحلیل نقشه سیگنال تحلیلی به منظور تعیین دقیق مرز توده‌ها و کاهش وابستگی به جهت مغناطش به‌ویژه در صورت وجود مغناطش باقیمانده، نقشه سیگنال تحلیلی محاسبه شد. مزیت عمده این فیلتر، استقلال آن از زاویه میل و انحراف مغناطیسی است. همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، مقادیر بیشینه سیگنال تحلیلی دقیقاً بر روی مراکز توده‌های مغناطیسی منطبق شده‌اند. این فیلتر به‌ویژه در تفکیک آنومالی‌های مجاور که در نقشه‌های میدان کل ممکن است ادغام شده باشند، عملکرد موثری داشته و مرزهای کانی‌زایی را با وضوح بیشتری نمایش داده است.

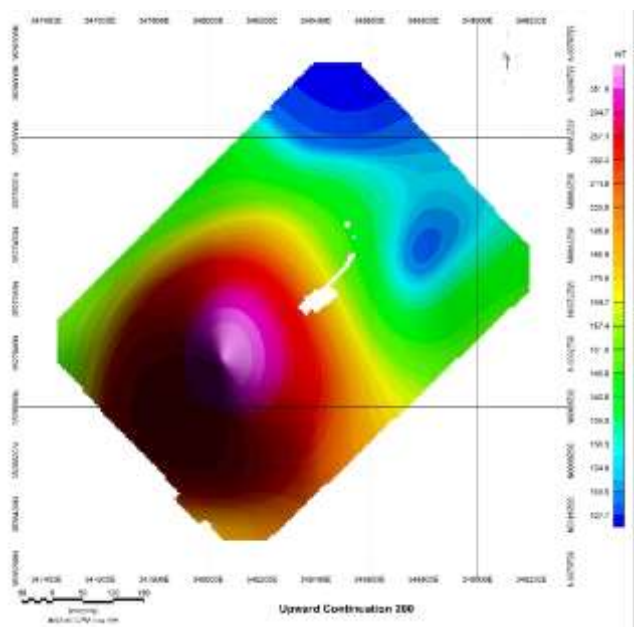


شکل ۸: نقشه سیگنال تحلیلی



شکل ۱۱: نقشه ادامه فراسو برای ارتفاع ۱۰۰ متر

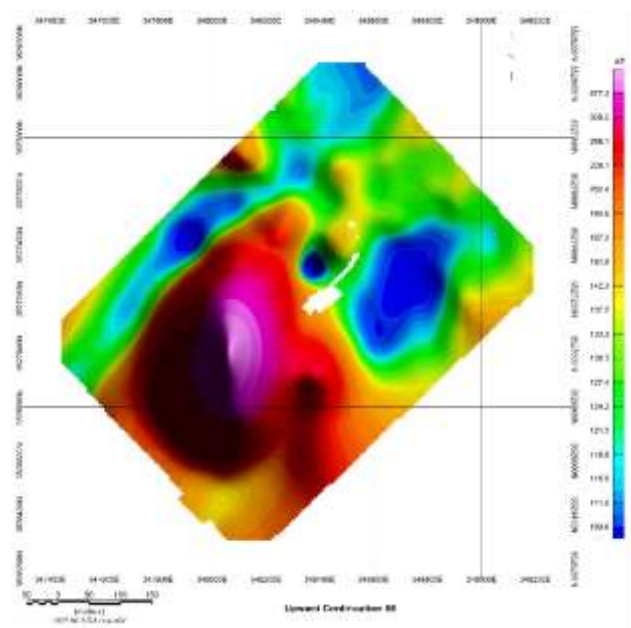
کاهش بیشتر دامنه و یکنواختی الگو در ارتفاع ۲۰۰ متری، نشان دهنده عمق قابل توجه منبع است، همانطور که در شکل ۱۲ قابل مشاهده است، ناهنجاری همچنان فشرده و متمرکز به نظر می رسد، که نشان می دهد منبع نه تنها عمقی است، بلکه از نظر افقی نیز متمرکز و فشرده می باشد.



شکل ۱۲: نقشه ادامه فراسو برای ارتفاع ۲۰۰ متر

نقشه ادامه فراسو برای ارتفاع ۳۰۰ متری که در شکل ۱۳ نشان داده شده است، به تداوم حضور ناهنجاری در این ارتفاع، گسترش عمقی قابل ملاحظه توده را اثبات می کند.

برجسته تر می گردد. شکل ۱۰ الی شکل ۱۴، سری نقشه های ادامه فراسو در ارتفاع های ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰ و ۴۰۰ متر را نشان می دهد. در شکل ۱۰ نقشه ادامه فراسو در ارتفاع ۵۰ متر قابل مشاهده است که این نقشه با حداکثر شدت حدود ۷۸۵ نانوتسلا، ناهنجاری مغناطیسی اصلی منطقه را با وضوح نسبی نشان می دهد. الگوی کشیده و یکپارچه حاکی از یک منبع بزرگ مقیاس است، ولی هنوز ممکن است تحت تأثیر سیگنال های نیمه عمق باشد. هدف آن، شناسایی اولیه کانون و گسترش کلی آنومالی است.

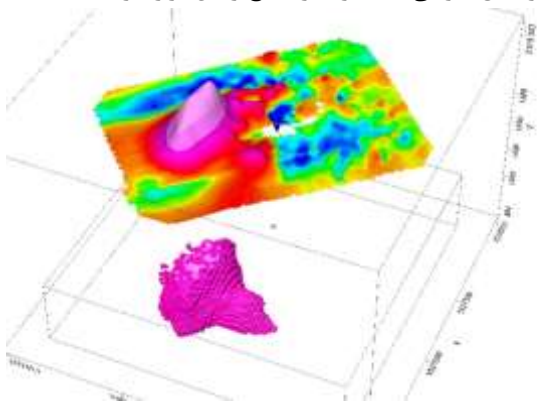


شکل ۱۰: نقشه ادامه فراسو برای ارتفاع ۵۰ متر

نقشه ادامه فراسوی برای ارتفاع ۱۰۰ متر در شکل ۱۱ مشاهده می شود که این نقشه با حداکثر شدت حدودی ۵۹۲ نانوتسلا، کاهش قابل توجهی نسبت به نقشه ۵۰ متر نشان می دهد. این افت دامنه سریع، تأیید می کند که بخش عمده ای از سیگنال های کم عمق و نیمه عمق فیلتر شده اند. شکل کلی ناهنجاری همچنان یکپارچه و کشیده باقی مانده که نشان از تداوم و پیوستگی منبع اصلی در عمق دارد. حذف مؤثر نویزهای سطحی در این مرحله، امکان تمرکز بر روی سیگنال ژئولوژیکی اصلی را فراهم می سازد. این نقشه نقطه عطفی در تفکیک واضح تر بین آثار منابع عمقی از منابع کم عمق است و مرزهای اولیه توده را با وضوح بهتری مشخص می کند.

۶- مدل معکوس سه‌بعدی و تفسیر آن

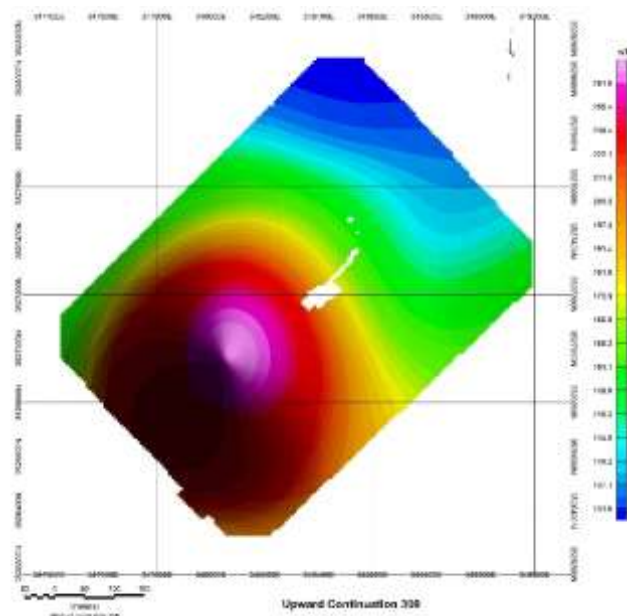
هندسه و ابعاد توده نفوذی مدل سه‌بعدی حاصل از وارون‌سازی، توزیع پذیرفتاری مغناطیسی را در زیرسطح منطقه آشکار ساخت. نتایج نشان‌دهنده حضور یک توده اصلی با پذیرفتاری مغناطیسی بالا در بخش مرکزی محدوده است. هندسه این توده به صورت یک جسم نیمه‌بیضی است که نشان‌گر یک توده نفوذی احتمالی است. تحلیل برش‌های افقی و قائم مدل نشان می‌دهد که این توده در اعماق میانی گسترش یافته است. تمرکز مقادیر بالای پذیرفتاری در هسته مرکزی توده و کاهش تدریجی آن به سمت اطراف، با الگوی زون‌بندی ماگمایی و دگرسانی در توده‌های نفوذی همخوانی دارد. برآورد عمق کانسار یکی از مهم‌ترین دستاوردهای این پژوهش، تعیین عمق قرارگیری توده پنهان است. بر اساس تحلیل کمی مدل سه‌بعدی، بخش فوقانی توده با بیشترین تباین مغناطیسی در عمق تقریبی ۶۰ متری از سطح زمین قرار دارد (شکل ۱۵).



شکل ۱۵: نمای سه‌بعدی مدل‌سازی وارون به همراه نقشه برگردان به قطب

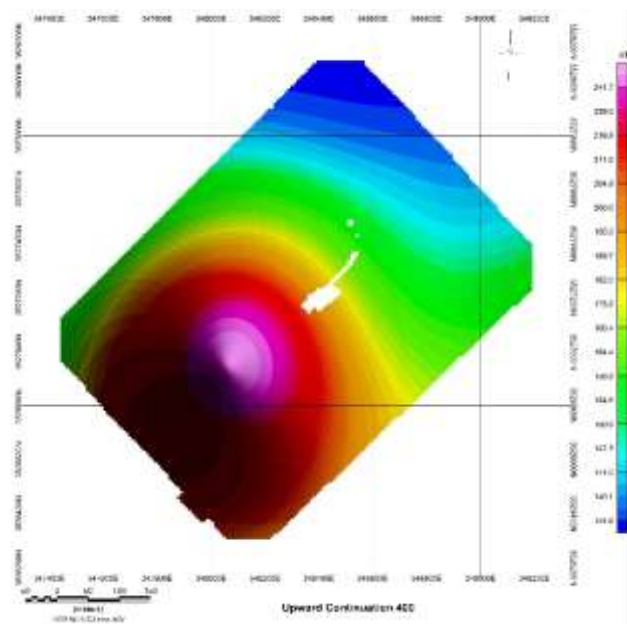
عمق بدست آمده با داده‌های حاصل از گمانه‌های اکتشافی در منطقه انطباق قابل‌توجهی دارد. این همخوانی تأیید می‌کند که آنومالی‌های سطحی مشاهده‌شده، بازتابی از یک ساختار منسجم در عمق هستند و ناشی از نویزهای سطحی یا توده‌های کم‌عمق پراکنده نمی‌باشند (شکل ۱۶).

در شکل ۱۷ نیز برای تفسیر و مدل‌سازی سه‌بعدی داده‌های مغناطیسی، مقطعی عمود بر روند کشیدگی آنومالی در نظر گرفته شده است. در این مقطع نیز خطوط هم‌عمق با فاصله ۵۰ متر رسم شده‌اند که امکان تحلیل بهتر هندسه و گسترش عمقی منابع مغناطیسی را فراهم می‌کند.



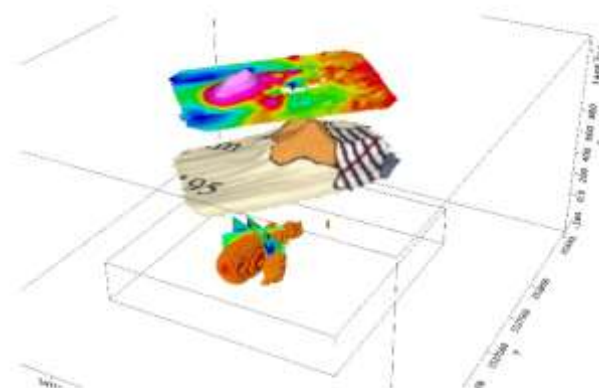
شکل ۱۳: نقشه ادامه فراسو برای ارتفاع ۳۰۰ متر

وجود سیگنال واضح در نقشه ادامه فراسو در ارتفاع ۴۰۰ متر، همانطور که در شکل ۱۴ مشاهده می‌شود، مدرک قطعی برای یک توده معدنی یا سنگ مافیک بزرگ، یکپارچه و بسیار عمیق است. این نقشه مستقیماً پارامترهای کلیدی برای مدل‌سازی معکوس دقیق (تخمین عمق واقعی، ابعاد و حساسیت مغناطیسی) را فراهم می‌آورد.



شکل ۱۴: نقشه ادامه فراسو برای ارتفاع ۴۰۰ متر

وجود توده را در عمق ۶۰ متری تخمین زده بود، گمانه حفاری دقیقاً در مرکز آنومالی طراحی و اجرا شد. شواهد حاصل از مغزه های حفاری با پیش بینی های مدل ژئوفیزیکی همخوانی داشت. دستگاه حفاری پس از عبور از لایه های آبرفتی و رسوبات جوان، دقیقاً در عمق ۶۱ متری به توده نفوذی سنگ بستر برخورد کرد. این اختلاف ناچیز، کمتر از ۲ درصد خطا را نشان می دهد، در روش های میدان پتانسیل که ذاتاً دارای عدم یکتایی هستند، یک موفقیت علمی چشمگیر محسوب می شود. حفاری تأیید کرد که توده مدل سازی شده، یک توده گرانودیوریتی مرتبط با کانی سازی است که در زیر پوشش ضخیم آبرفت است.



۸- نتیجه گیری

پژوهش حاضر با هدف تعیین هندسه و ویژگی های فیزیکی توده های کانساری پنهان در محدوده اکتشافی نگین واقع در استان یزد و با بهره گیری از روش مدل سازی معکوس سه بعدی داده های مغناطیس سنجی انجام پذیرفت. تحلیل جامع داده های ژئوفیزیکی، پردازش های پیشرفته و انطباق مدل های حاصل با شواهد زمین شناسی و حفاری، منجر به دستیابی به نتایج کلیدی زیر گردید:

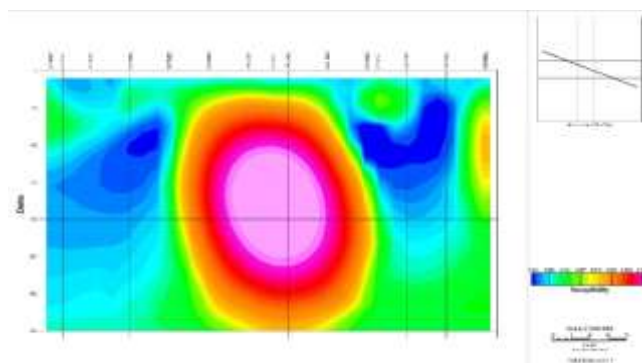
۱) کارایی الگوریتم در محیط های پوشیده از آبرفت: نتایج نشان داد که الگوریتم وارون سازی لی و الگوریتم وارون سازی لی-الدنبرگ، با نوآوری به کارگیری همزمان وزن دهی عمقی و قیود مدل مرجع، قادر است بر مشکل میرایی طبیعی میدان پتانسیل در عمق غلبه کند. وزن دهی عمقی به طور خاص، مانع از تمرکز الگوریتم بر سیگنال های کم عمق شده و با افزایش وزن داده های عمقی، امکان بازیابی ساختارهای زیرسطحی را با وضوح و دقت کمی بیشتری فراهم می آورد. همچنین، قیود مدل مرجع با محدود کردن دامنه پذیرفتاری مغناطیسی به مقادیر فیزیکی محتمل، از بروز جواب های نامعتبر جلوگیری کرده و عدم قطعیت ناشی از نویز و تضعیف سیگنال را به طور قابل توجهی کاهش می دهد. این توانایی در ارائه تصویری کمی و قابل اتکاتر از توزیع پذیرفتاری مغناطیسی، امکان برنامه ریزی موثرتر مراحل اکتشاف را فراهم می سازد.

۲) شناسایی هندسه و عمق کانسار: بر اساس مدل سه بعدی نهایی، منشأ اصلی ناهنجاری های مغناطیسی منطقه، یک توده نفوذی با هندسه نیمه بیضوی و پذیرفتاری مغناطیسی بالا تشخیص داده شد. تحلیل کمی مدل نشان می دهد که بخش فوقانی این توده در عمق تقریبی ۶۰ متری از سطح زمین قرار دارد. این برآورد عمقی با داده های حاصل از گمانه های اکتشافی موجود در منطقه همخوانی قابل توجهی دارد.

۳) نقش قیود زمین شناسی: مقایسه مدل های مختلف نشان داد که مدل های فاقد قیود، تمایل به تمرکز غیرواقعی در سطح (اثر پوسته ای) دارند. اعمال همزمان وزن دهی عمقی و مدل مرجع، سبب تمرکز آنومالی در عمق واقعی و تطابق بهتر هندسه مدل با ساختارهای زمین شناسی منطقه شده است.

۴) همگرایی و پایداری مدل: بررسی روند تغییرات خطای میانگین مربعات در طی تکرارها نشان دهنده همگرایی پایدار الگوریتم و عدم بروز نوسانات غیرطبیعی در مدل نهایی است که اعتبار ریاضی نتایج را تأیید

شکل ۱۶: نمای سه بعدی مدل سازی وارون



شکل ۱۷: مقطع عمود بر آنومالی برای مدل سازی مغناطیس (خطوط عمق هر ۵۰ متر).

۷- اعتبار سنجی با زمین شناسی و داده های حفاری

زمین شناسی مدل ژئوفیزیکی حاصل، ارتباط معناداری را میان آنومالی مغناطیسی و رخداد های ماگمایی منطقه آشکار می سازد. حضور توده های نفوذی گرانیتی تا گرانودیوریتی در منطقه مورد مطالعه منشأ اصلی این ناهنجاری های مغناطیسی است. تباین بالای پذیرفتاری مغناطیسی در مدل وارون، ناشی از حضور کانی های فرومغناطیس نظیر مگنتیت در این توده ها یا در زون های دگرسانی اسکارن مرتبط با آن هاست.

مقایسه نتایج این پژوهش با مدل های فاقد قیود زمین شناسی نشان می دهد که اعمال قیود نرم و مدل مرجع، نقش حیاتی در جلوگیری از اثر پوسته ای و هدایت مدل به سمت واقعیت زمین شناسی داشته است. در حالی که مدل های ساده تمایل به برآورد عمق های کمتر و حجم های گسترده تر داشتند، مدل نهایی ارائه شده در این پژوهش با تمرکز بر هسته مرکزی آنومالی، تصویری متمرکز و منطبق با شواهد حفاری ارائه داده است. همچنین تحلیل همگرایی الگوریتم نشان داد که خطای میانگین مربعات در طی تکرارها به صورت پایدار کاهش یافته و به حد آستانه مطلوب رسیده است، که این امر پایداری ریاضی جواب به دست آمده را تضمین می کند. براساس پیش بینی های مدل وارون سازی که

- implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303, 622–665.
- Roest, W. R., Verhoef, J., & Pilkington, M. (1992). Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, 57(1), 116–125.
- Stöcklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran: A review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229–1258.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge University Press.

می‌کند.

یافته‌های این پژوهش به عنوان مبنایی کمی و دقیق جهت تعیین نقاط حفاری اکتشافی در محدوده نگین قابل استفاده است. مدل سه‌بعدی استخراج‌شده با کاهش عدم قطعیت در تخمین عمق و ابعاد توده، ریسک عملیاتی و هزینه‌های حفاری را در مراحل بعدی اکتشاف به طرز چشمگیری کاهش می‌دهد.

منابع

- حیدریان‌شهری، م. (۱۳۸۵). مغناطیس‌سنجی اکتشافی. مشهد: انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
- خوجم‌لی، ا؛ نجاتی‌کلاته، ع؛ رهنما، ع (۱۴۰۱). مدلسازی وارون سه‌بعدی داده‌های گرانی و مغناطیس‌سنجی و مقایسه آن با داده‌های حفاری (مطالعه موردی، محدوده اکتشافی نگین-یزد). بیستمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.
- عامریان، ی.، اسکویی، ب. و بمانی، س. (۱۳۹۱). کاربرد سیگنال تحلیلی و مشتقات میدان پتانسیل در تفسیر و پردازش داده‌های ژئوفیزیکی. مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۸(۱)، ۱–۱۶.
- نصری، س. (۱۳۹۸). مدل‌سازی وارون و تفسیر هم‌زمان سه‌بعدی داده‌های گرانی و مغناطیس‌سنجی در سنجش منطقه بزمان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- یوسفی، ب.، و اسکویی، ب. (۱۳۹۲). وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های مغناطیس‌سنجی زمینی با روش حصاربندی لگاریتمی؛ منطقه گزستان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.

- Clark, D. A. (1997). Magnetic petrophysics and magnetic petrology: Aids to geological interpretation of magnetic surveys. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, 17(2), 83–103.
- Lelièvre, P. G., & Oldenburg, D. W. (2006). Magnetic forward modelling and inversion for high susceptibility. *Geophysical Journal International*, 166(1), 76–90.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. (1996). 3-D inversion of magnetic data. *Geophysics*, 61(2), 394–408.
- Li, Y., & Oldenburg, D. W. (1998). 3-D inversion of gravity data. *Geophysics*, 63(1), 109–119.
- Menke, W. (1989). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press.
- 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.
- Phillips, J. D. (2002). *Potential-field geophysical software for the PC, version 2.2*. USGS Open-File Report 02-131.
- Ramezani, J., & Tucker, R. D. (2003). The Saghand region, Central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and