

برآورد عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با استفاده از روش‌های اویلر و تصویرسازی پارامترهای توده (SPI)

محمی‌الدین محمدپور^۱، غلامرضا کامالی^{۲*}، اکبر یوسفی‌زاده^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف معدن، دانشگاه شهید باهنر کرمان mahiadin85@yahoo.com

۲- استادیار دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده فنی و مهندسی، بخش مهندسی معدن kamali@uk.ac.ir

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف معدن، دانشگاه تهران a.yousefizadeh@ut.ac.ir

(دریافت ۵ آذر ۱۳۹۱، پذیرش ۲۸ خرداد ۹۲)

چکیده

یکی از اساسی‌ترین اهداف در تفسیر داده‌های ژئومغناطیسی، تخمین عمق آنومالی مغناطیسی می‌باشد. روش اویلر روشی است که برای تخمین عمق بسیار کاربرد دارد اما در این روش میزان سطح اعتماد جواب‌ها، به انتخاب صحیح شاخص ساختاری بستگی دارد. روش تصویرسازی پارامترهای توده (SPI) روش دیگری برای محاسبه عمق می‌باشد که به ویژگی‌های مغناطیس‌شدگی توده بستگی ندارد. این دو روش بر روی داده‌های مصنوعی اعمال شد، که نتایج بسیار خوبی از روش اویلر برای شاخص ساختاری ۰/۵ و روش SPI به دست آمد. در این مقاله داده‌های برداشت شده در منطقه گل‌گهر نیز مورد تفسیر قرار گرفت که ابتدا با اعمال فیلترهای بازگشت به قطب، ادامه فراسو و سیگنال تحلیلی محل آنومالی مغناطیسی تعیین شد و سپس عمق آن با روش SPI ۳۰ تا ۴۰ متر برآورد گردید که نتایج حاصل از حفاری‌های انجام شده، این تخمین را تایید می‌کند.

کلمات کلیدی

ژئومغناطیس، تخمین عمق، روش اویلر، تصویرسازی پارامترهای توده (SPI)، سیگنال تحلیلی، سنگ آهن گل‌گهر

۱- مقدمه

تحلیلی، محل آنومالی مغناطیسی تعیین می‌شود و پس از آن عمق آنومالی با دو روش اویلر و SPI محاسبه می‌گردد.

۲- روش دکانولوشن اویلر

روش واهمامیخت اویلر روشی نیمه‌خودکار برای برآورد عمق، شکل و مکان منبع‌های مغناطیسی است. در این روش از معادله دیفرانسیل همگن اویلر استفاده می‌شود. تابع $f(x, y, z)$ در صورتی که رابطه زیر برای هر ضریب حقیقی دلخواه t برقرار باشد همگن از مرتبه n خواهد بود.

$$F(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (1)$$

در این صورت تابع f در معادله دیفرانسیل زیر صدق می‌کند.

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = n f(x, y, z) \quad (2)$$

معادله دیفرانسیل (۲) معادله دیفرانسیل همگن اویلر نامیده می‌شود.

بی‌هنجاری میدان مغناطیسی ناشی از بسیاری از منبع‌های ساده مغناطیسی به شکل رابطه زیر است:

$$\Delta T(x, y, z) = \frac{a}{r^n} \quad (3)$$

که a یک مقدار ثابت و r فاصله منبع تا نقطه اندازه‌گیری است.

$$r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2} \quad (4)$$

با توجه به روابط (۱) تا (۳)، ΔT یک تابع همگن از مرتبه $-n$ است و در معادله اویلر صدق می‌کند:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -n \Delta T \quad (5)$$

که x_0, y_0, z_0 مختصات محل منبع و x, y, z مختصات نقاط اندازه‌گیری و تابع همگن ΔT بی‌هنجاری میدان است. ضریب n اندیس ساختاری نامیده می‌شود که نشان‌دهنده نرخ تغییرات میدان با فاصله از منبع است. با معلوم بودن n می‌توان شکل کلی منبع را برآورد کرد. در حالت کلی میدان اندازه‌گیری شده کل در هر نقطه (x, y, z) را می‌توان مجموع میدان ناشی از منبع، ΔT ، میدان زمینه B دانست که B مقدار ثابتی دارد:

$$\vec{T} = \Delta \vec{T} + \vec{B} \quad (6)$$

با جای‌گذاری رابطه (۶) در معادله (۵) فرمول زیر به دست می‌آید:

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} + nB = x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + z \frac{\partial T}{\partial z} + nT \quad (7)$$

این رابطه باید برای همه نقاط شبکه یا نیمرخ حل شود؛ پارامترهای x_0, y_0, z_0, B, n مجهولات این معادلات هستند.

برداشت ژئومغناطیسی جزء یکی از روش‌های کم‌هزینه و پرکاربرد در زمینه اکتشاف کانسارهای آهن می‌باشد. از جمله نتایجی که می‌توان با استفاده از برداشت‌های ژئومغناطیسی به دست آورد، تعیین محل آنومالی مغناطیسی و تخمین عمق آن می‌باشد. برای تعیین محل آنومالی، اعمال عملیات پردازشی گوناگونی از قبیل بازگشت به قطب، ادامه فراسو، ادامه فروسو، مشتقات قائم و افقی، زاویه تیلت و سیگنال تحلیلی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

برای تخمین عمق آنومالی‌های مغناطیسی تاکنون تلاش‌های فراوانی صورت گرفته است، ابتدا پیترز (۱۹۴۹) مسئله تخمین عمق آنومالی‌های مغناطیسی را مطرح کرد. روش‌های موفق قدیمی بر پایه واهمامیخت تدوین شده بودند. ورنر روشن ساخت که رابطه ساده شده‌ای برای تعیین عمق یک دایک دو بعدی نازک، به شکل خطی نسبت به پارامترهای دایک می‌توان به دست آورد [۱]. هارتمن و همکاران (۱۹۷۱) روش ورنر را برای تحلیل ناپیوستگی‌های مغناطیسی با استفاده از مشتقات قائم و افقی شدت میدان کل مغناطیسی، بسط دادند [۲]. تامپسون (۱۹۸۲) روشی را بر مبنای معادله همگن اویلر بنا نهاد [۳] که رید و همکاران (۱۹۹۰) [۴]، بابوسا و همکاران (۱۹۹۹) [۵]، هانسن و سوکیو (۲۰۰۲)، فیتز جرال و همکاران (۲۰۰۴) و کوپر (۲۰۰۸) آن را تکمیل کردند [۶].

از دیگر روش‌های برآورد عمق، روش تصویرسازی پارامترهای توده (SPI) می‌باشد. تورستون و اسمیت (۱۹۹۷) این روش را که به مشتقات مرتبه دوم از میدان مغناطیسی نیازمند است پیشنهاد کردند. از مزایای روش SPI وابسته نبودن نتایج به ویژگی‌های بردار مغناطیس‌شدگی توده و همچنین امکان دخالت دادن کل بی‌هنجاری برداشت شده در عملیات برآورد کردن عمق است. به عبارت دیگر در این روش علاوه بر داده‌های دارای شدت زیاد که مستقیماً روی بی‌هنجاری قرار دارند، داده‌های مجاور نیز مورد بررسی قرار می‌گیرند [۷].

در این پژوهش برای اعتبارسنجی روش‌های مذکور، یک مدل مغناطیسی به صورت منشور افقی در نظر گرفته شده و عمق آن برآورد می‌شود. سپس داده‌های برداشت شده در منطقه جنوب شرقی معدن گل‌گهر سیرجان نیز مورد بررسی قرار می‌گیرد که ابتدا با اعمال فیلترهای بازگشت به قطب، ادامه فراسو و سیگنال

پتانسیل به جای بسامد f از واژه عدد موج K ، استفاده می شود که با رابطه زیر به هم وابسته اند [۱۰]:

$$K = 2\pi f \quad (13)$$

با ترکیب روابط (۱۲) و (۱۳) و با استفاده از فرمول مشتق تابع معکوس مثلثاتی تانژانت $d \tan^{-1} \theta / dx$ رابطه نهایی محاسبه عدد موج محلی به صورت زیر است:

$$k = \frac{1}{|A|^2} \left[\frac{\partial^2 M}{\partial x \partial z} \frac{\partial M}{\partial x} - \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} \frac{\partial M}{\partial z} \right] \quad (14)$$

اگر M بیانگر پاسخ مغناطیسی حاصل از توده کنتاکت شیب دار باشد، آنگاه گرادیان های قائم و افقی M از روابط زیر محاسبه می شوند:

$$\frac{\partial M}{\partial z} = 2KFc \sin d * \frac{x \cos(2I-d-90) - h \sin(2I-d-90)}{h^2 + X^2} \quad (15)$$

$$\frac{\partial M}{\partial x} = 2KFc \sin d * \frac{h \cos(2I-d-90) + X \sin(2I-d-90)}{h^2 + X^2} \quad (16)$$

که K اختلاف خودپذیری توده با سنگ های اطراف، F شدت میدان مغناطیسی اطراف، $c = 1 - \cos^2 i \sin^2 \alpha$ ، α زاویه بین شمال مغناطیسی و محور X ، i زاویه میل بردار مغناطیس اطراف، $\tan I = \tan i / \cos \alpha$ ، d شیب مدل کنتاکت که از جهت مثبت محور X اندازه گیری می شود و h عمق تا بالای توده است. همه کمیت های زاویه ای بر حسب درجه اندازه گیری می شوند. در رابطه فوق i ، زاویه میل بردار مغناطیس محل برداشت است و کاملاً مستقل از ویژگی های مغناطیس شدگی توده (زاویه میل مغناطیس شدگی توده) است. در نتیجه یکی از مزایای این روش در مواردی است که اطلاعاتی در مورد مغناطیس باقی مانده توده در دسترس نیست. با جای گذاری روابط (۱۵) و (۱۶) در رابطه طول موج محلی (۱۴) رابطه ای مطابق با رابطه زیر بر حسب عمق توده و متغیر X بدست می آید.

$$k = \frac{h}{h^2 + X^2} \quad (17)$$

رابطه ۱۷ نشان می دهد که بیشینه مقدار طول موج محلی به مقدار زاویه میل بردار مغناطیس زمین و همچنین بردار مغناطیس شدگی توده بستگی ندارد. با انتخاب دستگاه مختصات که مبدا آن $x=0$ ، دقیقاً در بالای توده های لبه قرار گیرد، می توان عمق تا بالای توده را طبق رابطه زیر محاسبه کرد [۱۱]:

$$X = 0 \rightarrow k = \frac{1}{h} \rightarrow h = \frac{1}{k}$$

چون تعداد معادلات از تعداد مجهولات بیشتر است، از روش کمترین مربعات برای حل معادلات استفاده می شود [۱].

۳- روش SPI

نبیقیان (۱۹۷۲)، تابع سیگنال تحلیلی را به صورت یک تابع مختلط که قسمت حقیقی آن مشتق افقی و قسمت مجازی آن مشتق قائم داده های میدان پتانسیل است تعریف کرد. برای حالت دو بعدی سیگنال تحلیلی به صورت زیر تعریف می شود:

$$A(x, z) = \frac{\partial M(x, y)}{\partial x} - i \frac{\partial M(x, y)}{\partial z} \quad (8)$$

که $M(X, Y)$ میدان پتانسیل برداشت شده (در اینجا میدان مغناطیسی)، i مولفه موهومی، Z و X مختصات دکارتی که به ترتیب در جهت های قائم به طرف پایین و به طرف شرق جهت دار شده اند. نمایش قطبی معادله (۸) به صورت زیر است:

$$A(X, Y) = |A| \exp(i\theta) \quad (9)$$

که A دامنه عدد مختلط یا اندازه سیگنال تحلیلی و θ فاز عدد مختلط و به ترتیب از روابط زیر محاسبه می شوند [۸]:

$$|A| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial X}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial Z}\right)^2} \quad (10)$$

$$\theta = \tan^{-1} \left[\frac{\left(\frac{\partial M}{\partial Z}\right)}{\left(\frac{\partial M}{\partial X}\right)} \right] \quad (11)$$

آچوتا راو و همکاران (۱۹۸۱) اندازه سیگنال تحلیلی و زاویه فاز روابط ۱۰ و ۱۱ را برای برآورد کردن عمق از روی نیمرخ های دوبعدی به کار گرفتند [۹]. برای برآورد کردن عمق به صورت سه بعدی کمیت دیگری به نام بسامد محلی f ، نیاز است که از رابطه زیر به دست می آید:

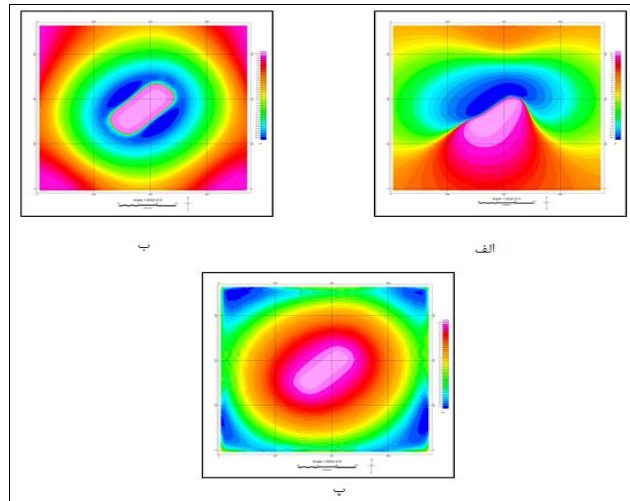
$$f = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial X} \tan^{-1} \left[\frac{\partial M}{\partial Z} / \frac{\partial M}{\partial X} \right] \quad (12)$$

بسامد محلی f به صورت نرخ تغییرات فاز محلی نسبت به محورهای X و Y تعریف می شود. در تحلیل داده های میدان

۴- مدل مصنوعی

نانوتسلا، سوسبتیبیلیته $0/05$ و فاصله خطوط برداشت ۱۵ متر در نظر گرفته شد. مدل به صورت افقی و جهت امتداد آن 45 درجه آزیموت می‌باشد. پس از تهیه مدل، فیلتر بازگشت به قطب و سیگنال تحلیلی بر روی آن اعمال شد؛ همان طور که در شکل ۱ مشاهده می‌شود، پس از اعمال فیلترها، شکل توده مغناطیسی مدل شده کاملاً مشخص می‌باشد.

به دلیل آگاهی از میزان دقت و اعتبار روش‌های اویلر و SPI یک مدل مصنوعی تعریف می‌شود و سپس عمق این مدل برآورد می‌شود. مدل مصنوعی به شکل منشوری و به طول ۲۰۰ متر، عرض ۶۰ متر، ضخامت ۶۰ متر، عمق ۲۰ متر، زاویه میل 45 درجه و زاویه انحراف ۲ می‌باشد. آنومالی کل منطقه 45500



شکل ۱) نقشه‌های حاصل از توده مغناطیسی مدل شده (الف) نقشه‌گیری شده حاصل از توده بدون اعمال فیلتر (ب) نقشه حاصل از اعمال فیلتر بازگشت به قطب (پ) نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی بر روی نقشه برگردان به قطب

۴۰ متر (شکل ۲-الف) برای اندیس ساختاری ۱ بیش از ۲۵ متر (شکل ۲-ب) و برای اندیس ساختاری $0/5$ بین ۱۵ تا ۲۵ متر (شکل ۲-ج) محاسبه شد. مناسب‌ترین برآورد با اندیس ساختاری $0/5$ حاصل شد.

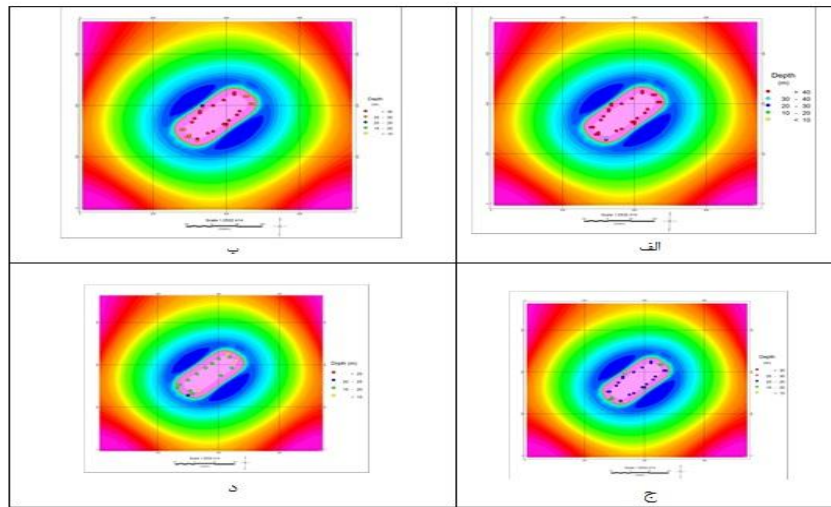
۴-۲- تخمین عمق به روش SPI

در این روش پس از محاسبه مشتقات میدان مغناطیسی در راستای x ، y و z عمق توده محاسبه شد. که عمق مدل مغناطیسی بین ۱۵ تا ۲۰ متر بدست آمد (شکل ۲-د). می‌توان گفت تخمین عمق مناسب بوده است.

۴-۱- تخمین عمق به روش اویلر

همان‌طور که گفته شد درجه همگنی n در معادله اویلر به عنوان اندیس ساختاری بیان می‌شود که برآورد عمق به آن بستگی دارد. اندیس ساختاری براساس شکل توده زمین‌شناسی تعیین می‌شود [۳].

برای نشان دادن تاثیر اندیس ساختاری بر تخمین عمق به روش اویلر، این روش بر روی مدل، برای اندیس‌های ساختاری $0/5$ ، ۱ و ۲ اعمال شد، که نتایج آن در شکل (۲) آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود عمق مدل برای اندیس ساختاری ۲ بیش از



شکل ۲) تخمین عمق مدل مصنوعی به روش اویلر برای اندیس های ساختاری مختلف و روش SPI (الف) اندیس ساختاری ۲ (ب) اندیس ساختاری ۱ (ج) اندیس ساختاری ۵/۰ (د) تخمین عمق به روش SPI

تعیین گردید. با توجه به فاصله ۶۰ متری پروفیل ها از یکدیگر، اندازه مناسب سلول ها برای رسم نقشه ۱۰ متر در نظر گرفته شد. بعد از محاسبه آنومالی مغناطیسی بازماند (شکل ۳-الف)، فیلتر بازگشت به قطب بر روی این داده ها اعمال شد (شکل ۳-ب). چندین آنومالی مغناطیسی در این شکل مشاهده می شود.

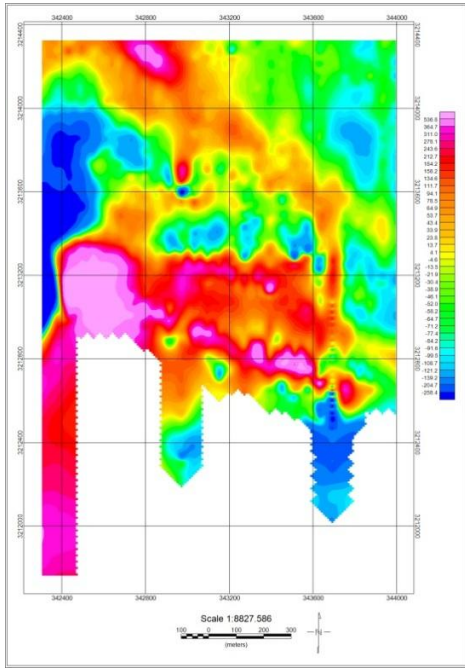
برای تشخیص آنومالی های سطحی از آنومالی های عمیق، فیلتر ادامه فراسو بر روی نقشه بازگشت به قطب اعمال شد. فیلتر ادامه فراسو در سطح ۱۰۰ متری یک آنومالی مغناطیسی قوی و عمیق را نشان می دهد. بنابراین تخمین عمق بر روی توده مغناطیسی مشخص شده در شکل ۳-ج انجام گرفت.

برای تعیین محل و مرز توده مغناطیسی، آنالیز سیگنال تحلیلی بر روی نقشه بازگشت به قطب انجام گرفت (شکل ۳-د). در آنالیز سیگنال تحلیلی مقادیر بیشینه محل توده را نشان می دهد.

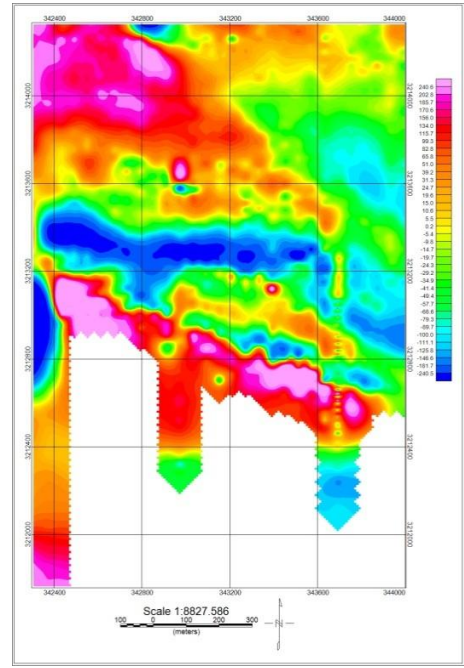
۵- مطالعه موردی

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرقی معدن آهن گل گهر سیرجان در استان کرمان واقع می باشد و داده ها در عرض جغرافیایی $55^{\circ} 23' 50''$ تا $55^{\circ} 22' 50''$ شمالی و طول جغرافیایی $29^{\circ} 1' 28''$ تا $29^{\circ} 2' 51''$ شرقی برداشت شده است. این منطقه از نظر زمین شناسی دارای سنگ های دگرگونی مشابه با کمپلکس دگرگونی گل گهر می باشد. همچنین منطقه دارای سنگ های آندزیتی و محیط های رسوبی می باشد و ساختارهای موجود در منطقه تقریباً در امتداد شرقی - غربی قرار دارند [۱۲].

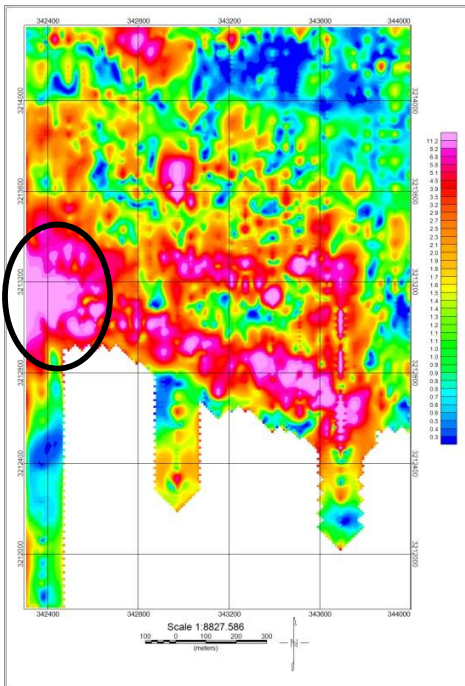
شبکه برداشت به صورت خطوط موازی و فاصله پروفیل ها از یکدیگر ۶۰ متر و فاصله نقاط برداشت ۳۰ متر انتخاب گردید. پس از طراحی شبکه برداشت، تعداد ۱۵۱۲ نقطه با استفاده از دستگاه مغناطیس سنج پروتون MP3 برداشت شد. در بعضی از پروفیل ها به دلیل ثبت کامل آنومالی مغناطیسی طول پروفیل بیشتر از مقدار طراحی شده برداشت گردید. میدان مغناطیسی زمینه منطقه براساس سیستم IGRF برابر با ۴۵۵۰۰ نانوتسلا



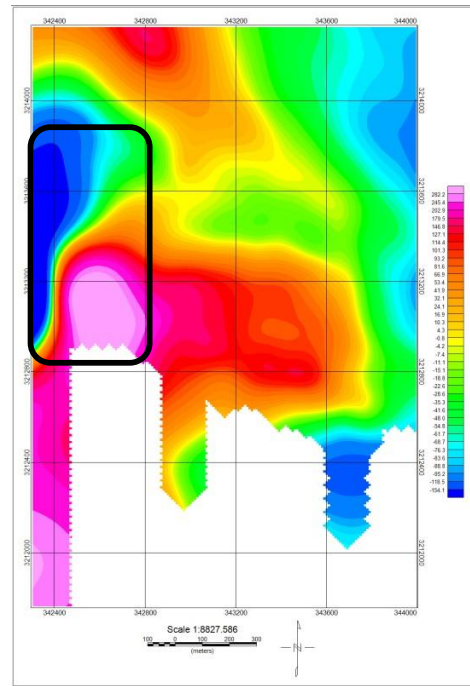
ب



الف

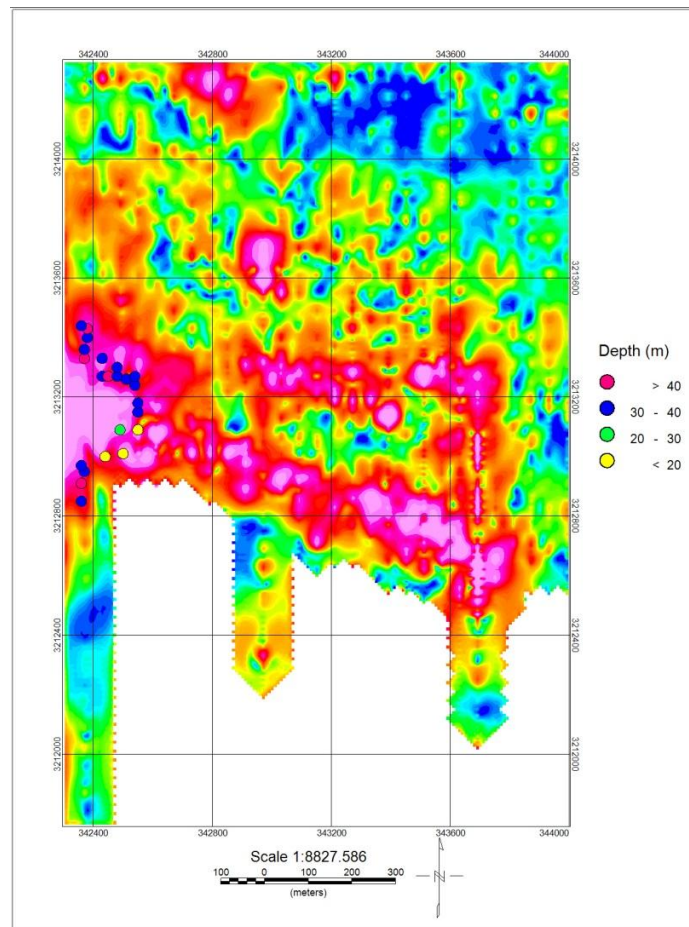


د



ج

شکل ۳) الف- نقشه حاصل از مغناطیس بازماند منطقه ب- نقشه حاصل از فیلتر بازگشت به قطب ج- نقشه حاصل از فیلتر ادامه فراسو در سطح ۱۰۰متری. محل مشخص شده نشان دهنده این است که آنومالی عمقی می باشد. د- نقشه حاصل از آنالیز سیگنال تحلیلی. محل مشخص شده نشان دهنده محدوده آنومالی می باشد. سایر مناطق بیشینه، با توجه به فیلتر ادامه فراسو، سطحی می باشند [۱۳].



شکل ۴) برآورد عمق به روش SPI

مناسبی بدست آمد. روش SPI به دلیل اینکه به ویژگی های مغناطیس شدگی توده بستگی ندارد و همچنین علاوه بر عمق، اختلاف خودپذیری مغناطیسی توده با اطراف را نیز برآورد می کند نسبت به روش اویلر ارجحیت دارد. بنابراین این روش بر روی داده های مغناطیس زمینی برداشت شده در منطقه جنوب شرقی معدن گل گهر به کار گرفته شد. ابتدا محل توده مغناطیسی با اعمال فیلترهای بازگشت به قطب، ادامه فراسو و سیگنال تحلیلی مشخص گردید و سپس عمق توده با روش SPI، ۳۰ تا ۴۰ متر برآورد گردید که نتایج حاصل از حفاری های اکتشافی صورت گرفته در منطقه، این تخمین را تایید می نماید.

پس از تعیین محدوده آنومالی بر روی نقشه سیگنال تحلیلی، تخمین عمق بر روی این منطقه به روش SPI انجام گرفت. با توجه به شکل ۴ عمق رسیدن به توده مغناطیسی بین ۳۰ تا ۴۰ متر تخمین زده شد.

۶- نتیجه گیری

یکی از اساسی ترین اهداف در تفسیر داده های ژئومغناطیسی تخمین عمق آنومالی مغناطیسی می باشد. در این پژوهش از دو روش اویلر دیکانولوشن و تصویرسازی پارامتر توده برای برآورد عمق ناهنجاری های مغناطیسی استفاده شد. ابتدا به دلیل تعیین اعتبار روش های مورد استفاده، این دو روش بر روی مدل مصنوعی اعمال شد که از روش اویلر برای ضریب ساختاری های مختلف جواب های متفاوتی حاصل شد. اما از روش SPI نتایج

index, Journal of china university of Geosciences, 19, 72-76.

[7] Thurston, J. B. and Smith, R. S., 1997, *Automatic conversion of magnetic data to depth, dip, susceptibility contrast using the SPITM method*. Geophysics, 62, 807-813.

[8] 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, 507-517.

[9] Atchuta Rao, D., Ram Babu, H. V. and Sanker Narayan P. V., 1981, *Interpretation of magnetic anomalies due to dikes: The complex gradient method*. Geophysics, 46, 1572-1578.

[10] Salem, A., Ravat, D., Smith, R. S. and Ushijima, K., 2008, *Interpretation of magnetic data using an enhanced local wavenumber (ELW) method*. Geophysics, 70, L7-L12.

[11] Alamdar, K. and Ansari, A. H., 2009, Interpretation of potential field anomalies using source parameter imaging method (SPI), Iranian Journal of Geophysics, 3, 25-40.

[12] Sabzehei, M. and Eshraghi, S. A., Roshan Ravan, J., Seraj, M., 1997, Geological Map of Golegozar, Geological Survey of Iran.

[13] Mohammadpour, M., 2010, Interpretation of Geomagnetic data using Oasis Montaj Software, Bachelor of Engineering thesis, Department of Mine Engineering, University of Kurdistan, Iran.

۷- تشکر و قدردانی

با تشکر و سپاس فراوان از آقای دکتر امید احمدی عضو هیات علمی دانشگاه کردستان که این داده‌ها را در اختیار ما قرار دادند.

۸- منابع

[1] Jazayeri Jounaghani, S.S. and Oskooi, B., 2011, Depth estimation of ground magnetic anomalies using standard Euler deconvolution in the Reshm area, Semnan, Journal of the Earth & Space Physics, 37, 33-43.

[2] Hartman, R. R., Teskey, D. J., and Friedberg, J. L., 1971, *A system for rapid digital aeromagnetic interpretation*. Geophysics, 36, 891-918.

[3] Thompson, D. T., 1982, EULDPH: *a new technique for making computer – assisted depth estimates from magnetic data*. Geophysics, 47, 31-37.

[4] Reid, A. B., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, A. J. and Somerton, I. W., 1990, *Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution*. Geophysics, 55, 80-91.

[5] Barbosa, V. C. F., Silva, J. B. C. and Medeiros, W. E., 1999, *Stability Analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution*. Geophysics, 64, 48-60.

[6] Cooper, G. R. J., 2008, *Euler deconvolution with improved accuracy and multiple different structural*

