

تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی با استفاده از طیف توان تعمیم‌یافته

آرش حدادیان^۱، علی نجاتی کلاته^{۱*} و فرامرز دولتی ارده‌جانی^۱^۱دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۹/۲۶، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۱/۲۴)

چکیده

برآورد عمق توده بی‌هنجار، نقش مهمی در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل ایفا می‌کند. تاکنون روش‌های متعددی برای این منظور در حوزه مکان و عدد موج عرضه شده است. در این مقاله برای برآورد عمق توده بی‌هنجار از روش خودکار طیف توان استفاده شده و نتایج آن با نتایج حاصل از روش اویلر مقایسه شده است. روش اویلر بر مبنای محاسبه گرادیان‌های میدان پتانسیل است و تنها محدودیت زمین‌شناسی در نظر گرفته شده برای آن ضریب هندسی است. روش اسپکتور و گرانت نیز با استفاده از آهنگ کاهش طیف توان، عمق میانگین منبع بی‌هنجاری را محاسبه می‌کند. عمق به‌دست آمده از این روش دارای خطای زیادی است، به‌همین خاطر فدی و همکاران با معرفی آهنگ کاهش توانی که مستقل از عمق است، طیف توان را تصحیح کردند. برای مقایسه این دو روش از یک مدل مصنوعی متداول استفاده شد و نتایج به‌دست آمده مورد مقایسه قرار گرفت. هرچند هر دو روش نتایج مطلوبی در بر داشته‌اند اما روش اویلر بسیار تحت‌تأثیر ضریب هندسی انتخاب شده برای ساختار زمین‌شناسی موردنظر است. این دو روش اولین بار برای برآورد عمق پی‌سنگ‌های نفتی روی نیم‌رخ از داده‌های گرانی شمال غربی ایران (حوضه رسوبی مغان) استفاده شده است که نتایج به‌دست آمده، همخوانی زیادی با نتایج حاصل از لرزه‌نگاری دارد.

واژه‌های کلیدی: روش اویلر، طیف توان، ضریب هندسی، فاکتور عمق، فاکتور عرض، حوضه رسوبی مغان

Interpretation of gravity data using generalized power spectrum

Arash Hadadian¹, Ali Nejati Kalateh^{1*} and Faramarz Doulati Ardejani¹¹Shahrood University of Technology, Iran

(Received: 17 December 2011, accepted: 3 April 2013)

Summary

Depth estimation of potential field anomalies has an important role in interpretation of potential field data. There are many methods for this purpose in space and wave-number domains. These methods are generally introduced for interpretation of magnetic data and then generalized to gravity data. In this study, the power spectrum automatic method was used to depth estimation of gravity data and then it was compared with the results from the Euler method.

The Euler method belongs to automatic depth estimation methods in a space domain and has been used by a number of authors for analyzing both magnetic and gravity

*Corresponding author:

nejati@shahroodut.ac.ir

*نگارنده رابط:

anomalies. Euler's homogeneity equation relates the potential field and its gradient components, either measured or calculated, to the location of the source with the degree of homogeneity expressed as a structural index (N). Thompson developed this technique and applied it to profile data. Reid et al. developed a more widely used version of this technique for grid-based data. Also, there have been more recent improvements on the technique including the estimation of the structural index.

The interpretation of the gravity and magnetic data is preferred in a wavenumber domain because of a simple relation between various source models and the field. Depth estimation of the anomalous sources is usually carried out by Spector and Grant method and its variants in a wavenumber domain. These methods assume different assemblage of sources like statistical ensemble of prisms, white noise of vertical needles with constant magnetization, a sandwich model of uniaxially magnetic sheets, equivalent density layer, etc. Because of their simplicity, these methods have been in continuous use since their development. The Spector and Grant method relates the average depth of the source to decay rate of the power spectra. However, depth estimation by this method shows a large deviation from the real depth. Fedi et al. have shown the inherent power-law relation of power spectra in a potential field and from aeromagnetic spectra close to -3, they found the unique scaling exponent to be -2.9. Therefore, they introduced a power-law rate of the decay independent of the depth and corrected the power spectra using this factor.

Here, we used a typical synthetic model for comparison of these methods. In this case, the depth value calculated from a non-corrected power spectrum was overestimated. However, the depth value found by a generalized power spectrum, introduced by Fedi et al., was close to the true assumed depth. Therefore, the results had a remarkable accuracy for both methods; but the Euler method was largely affected by the structural index of the related geological structure. These methods were applied to a profile of gravity data of the Northwest of Iran (Moghan sedimentary basin) for the first time to drive the mean depth of the basement. The application of the Euler method to the gravity data of Moghan sedimentary basin showed one layer with an acceptable depth value; the non-corrected power spectrum method showed two layers with overestimated depth values and the generalized power spectrum showed one layer close to the real depth value. Therefore, the generalized power spectrum method, like the synthetic model, has shown much better results in a good agreement with seismic works.

Keywords: Euler method, power spectrum, structural index, depth factor, width factor, Moghan sedimentary basin

۱ مقدمه

عمق بالایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و تعیین ضخامت رسوبات در اکتشاف منابع هیدروکربوری است. در اکتشاف معادن فلزی یا معدنی با تباین چگالی زیاد با سنگ‌های در بر گیرنده نیز معمولاً یکی از اساسی‌ترین پارامترها عمق ماده معدنی است.

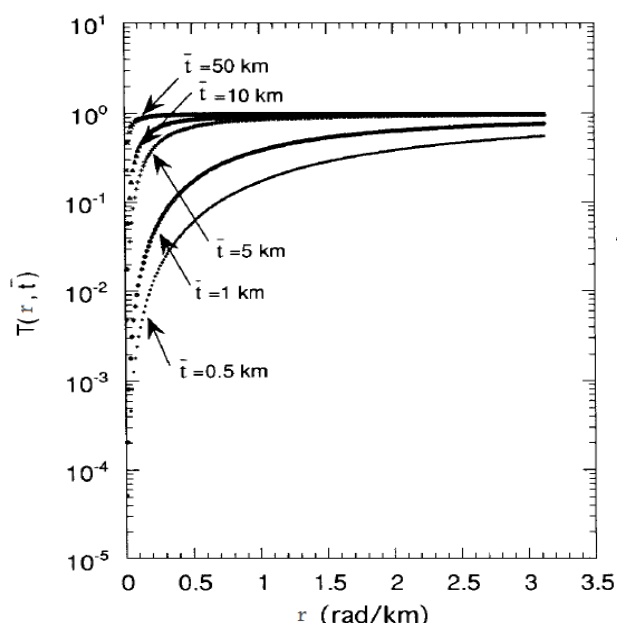
روش اوایل روشی خودکار برای برآورد عمق منبع بی‌هنجاری از حجم وسیعی از داده‌های میدان پتانسیل در حوزه مکان است. معادله اوایل را افراد زیادی برای تفسیر

تفسیر داده‌های میدان پتانسیل به‌طور معمول با برآورد عمق یا محل منبع بی‌هنجاری، در حوزه مکان یا عدد موج صورت می‌گیرد. تاکنون الگوریتم‌های متعددی برای این منظور عرضه شده است. این روش‌ها عموماً ابتدا برای تفسیر داده‌های مغناطیسی معرفی شدند و در ادامه در مورد داده‌های گرانی نیز تعمیم یافتند. یکی از مهم‌ترین کاربردهای داده‌های مغناطیسی، به‌دست آوردن بیشینه

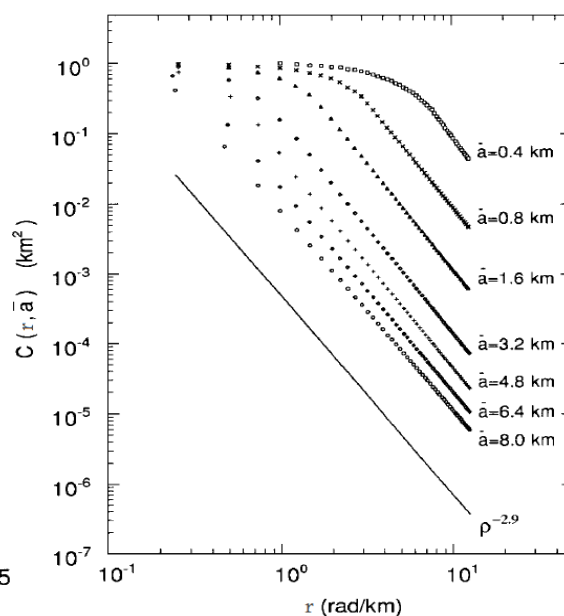
ترجیح داده می شود (نایدو و متیو، ۱۹۹۸). برآورد عمق چشمه های بی هنجاری در حوزه عدد موج معمولاً به روش اسپکتور و گرانت (۱۹۷۰) صورت می گیرد. این روش توزیع چشمه بی هنجاری را به صورت مجموعه ای آماری از منشورها در نظر می گیرد. پیلکینگتون و تودسچوک (۱۹۹۰) روشن ساختند که مدل های نوفه مقیاس بندی (scaling noise models) برای مدل سازی تغییرات سه بعدی پارامترهای ژئوفیزیکی پایدارترند. فدی و همکاران (۱۹۹۷) توان مقیاس بندی یکتایی را از طیف های مغناطیس هوایی، نزدیک به ۳- (گرگوتسکی و همکاران، ۱۹۹۱؛ پیلکینگتون و تودسچوک، ۱۹۹۳؛ پیلکینگتون و همکاران، ۱۹۹۴) به دست آوردند. آنها نشان دادند که طیف های توان میدان مغناطیسی دارای یک قانون توان ذاتی (inherent power law) هستند و اعماق حاصل از طیف های تصحیح نشده با این قانون توانی، بیش از اندازه واقعی به دست می آیند.

بی هنجاری های مغناطیسی (تامپسون، ۱۹۸۲؛ بارونگو، ۱۹۸۴؛ رید و همکاران، ۱۹۹۰) و گرانی (مارسون و کلینگل، ۱۹۹۳) به کار برده اند. معادله همگن اوپلر رابطه بین میدان پتانسیل و مولفه های گرادیان آن را با مکان منبع بی هنجاری با درجه همگنی، که با یک ضریب هندسی (structural index) تعریف می شود، بیان می کند. تامپسون این روش را برای داده های اندازه گیری شده روی یک نیم رخ به کار برد. سپس رید و همکاران او این روش را توسعه دادند و در مورد داده های اندازه گیری شده روی یک شبکه از آن استفاده کردند. اصلاحات بعدی در این روش برای برآورد ضریب هندسی صورت گرفت (باربوسا و همکاران، ۱۹۹۹). هانسون و سوسیو (۲۰۰۲) نیز واهمامیخت اوپلر را برای منابع چندگانه (multiple-source) تعمیم دادند.

تفسیر داده های میدان پتانسیل در حوزه عدد موج، به دلیل روابط ساده بین مدل های منبع متعدد و میدان حاصل،



(ب)



(الف)

شکل ۱. (الف) نمودار لگاریتمی فاکتور طیفی $C(r, \bar{a}, \bar{b})$ در مقابل عدد موج (فدی و همکاران، ۱۹۹۷)، (ب) نمودار لگاریتمی فاکتور طیفی $T(r, \bar{t})$ در مقابل عدد موج (فدی و همکاران، ۱۹۹۷).

بسیاری از نقاط یک چشمه میدان پتانسیل از معادله (۳) پیروی می کنند.

در نظر بگیرید که یک چشمه نقطه‌ای (که می تواند یک دو قطبی مغناطیسی یا یک نقطه جرمی باشد) در نقطه (x_0, y_0, z_0) نسبت به صفحه اندازه گیری قرار گرفته است، در این صورت برای میدان گرانی با استفاده از معادله اوپلر می توان نوشت (مارسون و کلینگل، ۱۹۹۳):

$$(x-x_0)\frac{\partial \Delta G}{\partial x} + (y-y_0)\frac{\partial \Delta G}{\partial y} + z_0\frac{\partial \Delta G}{\partial z} = -N \Delta G(x, y), \quad (4)$$

معادله (۴) برای داده های در امتداد یک نیم رخ به صورت زیر در می آید:

$$(x-x_0)\frac{\partial \Delta G}{\partial x} + z_0\frac{\partial \Delta G}{\partial z} = -N \Delta G(x, y), \quad (5)$$

مشتقات موجود در رابطه بالا را می توان با روش مستقیم یا غیرمستقیم به دست آورد، بنابراین تنها مجهولات موجود در این معادله عبارت اند از x_0, z_0, N . مختصات x_0, z_0 بیانگر عمق و جایگاه افقی نقطه ای از چشمه و N بیانگر

۲ برآورد عمق به روش اوپلر و طیف توان تعمیم یافته

تابع $f(x, y, z)$ را در مختصات دکارتی در نظر بگیرید. صفحه مشاهده صفحه $z=0$ است و جهت آن را به سمت پایین مثبت در نظر می گیریم. اگر تابع $f(x, y, z)$ از درجه n همگن باشد، بنا به تعریف داریم:

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

به علاوه می توان نشان داد، در صورتی که $f(x, y, z)$ از درجه n همگن باشد، رابطه زیر برقرار است:

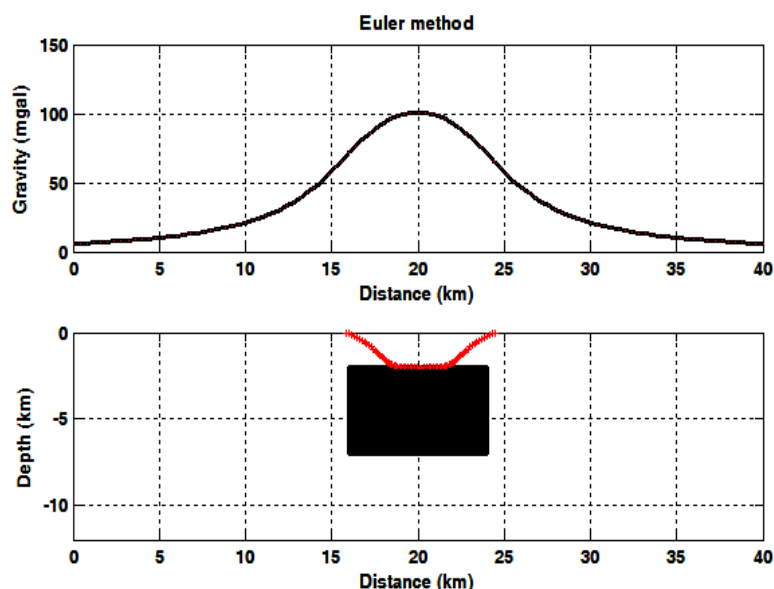
$$x\frac{\partial f}{\partial x} + y\frac{\partial f}{\partial y} + z\frac{\partial f}{\partial z} = nf, \quad (2)$$

این معادله دیفرانسیل با مشتقات جزئی معروف به معادله همگن اوپلر (Euler homogeneity equation) است.

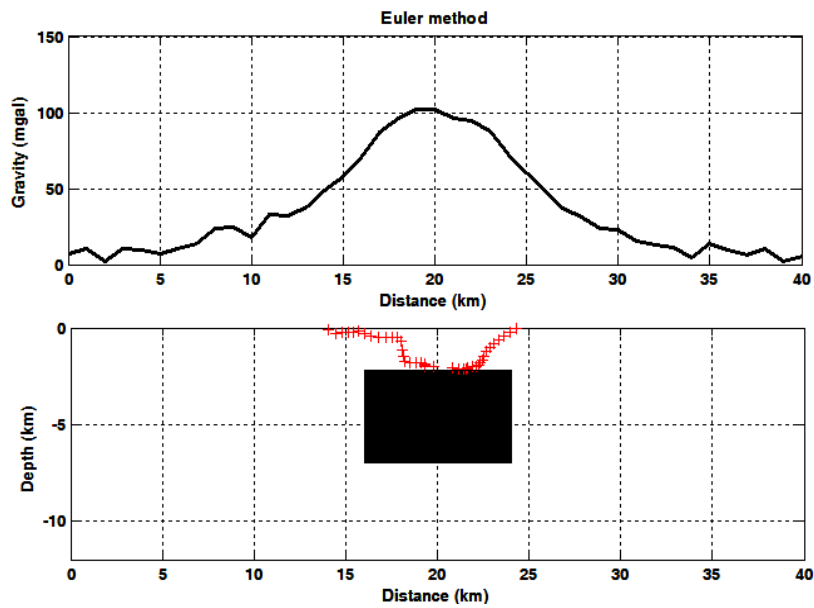
حال تابع $f(x, y, z)$ را به صورت عمومی زیر در نظر می گیریم:

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^N}, \quad (3)$$

که در آن $r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$ و $N=1, 2, 3, \dots$ و G ثابتی است که به متغیرهای مکانی (x, y, z) بستگی ندارد. واضح است که معادله (۳) از درجه $n = -N$ همگن است.



شکل ۲. نتایج حاصل از برآورد عمق به روش اوپلر روی مدل مکعبی.



شکل ۳. نتایج حاصل از برآورد عمق به روش اویلر روی مدل مکعبی به همراه ۵٪ نوفه تصادفی.

که $2a$ ، $2b$ و t ابعاد بلوک، μ_0 تراوایی هوای آزاد $(4\pi \times 10^{-7} SI)$ ، گشتاور مغناطیسی بر واحد حجم بلوک، (L, M, N) امتداد کسینوس های مغناطیدگی و (ℓ, m, n) بردار میدان ژئومغناطیسی هستند و

$$S(r, \theta) = \frac{\sin(ar \cos \theta) \sin(br \sin \theta)}{ar \cos \theta \quad br \sin \theta}, \quad (7)$$

$$R_r^2(\theta) = n^2 + (\ell \cos \theta + m \sin \theta)^2, \quad (8)$$

$$R_k^2(\theta) = N^2 + (L \cos \theta + M \sin \theta)^2, \quad (9)$$

اسپکتور و گرانت (۱۹۷۰) با استفاده از مکانیک آماری، طیف توان مجموعه ای از بلوک ها را در قطب مغناطیسی محاسبه کردند:

$$E(r) = \left(\frac{\mu_0}{2}\right)^2 k^2 C(r, \bar{a}, \bar{b}) \quad \dots \quad (10)$$

$$T(r, \bar{t}) H(r, \bar{h}),$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \bar{k}^2 = \langle k^2 \rangle \\ C(r, \bar{a}, \bar{b}) = \frac{1}{\pi} \int_0^\pi \langle S^2(r, \theta, a, b) \rangle d\theta \\ T(r, \bar{t}) = \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle = 1 - \frac{[(3 - e^{-2\bar{t}r})(1 - e^{-2\bar{t}r})]}{4\bar{t}r} \\ H(r, \bar{h}) = \langle (e^{-hr})^2 \rangle = e^{-2\bar{h}r} \frac{\sinh(2r\Delta h)}{2r\Delta h} \end{array} \right.$$

نوع چشمه است و بستگی به خصوصیات هندسی چشمه دارد. در چشمه های متفاوت می توان تحقیق کرد که به چه مقادیری از N نیازمندیم. در برخی از مقالات مانند اسمیل (۱۹۵۶) و هود (۱۹۶۵) می توان فهرستی از مقادیر N را برای شکل های متفاوت به دست آورد.

در روش طیف توان تعمیم یافته عمق میانگین منبع با آهنگ کاهش طیف توان محاسبه می شود که این اولین بار از سوی اسپکتور و گرانت عرضه شد. اکثر مقالات روش طیف توان را مطابق فرمول بندی اسپکتور و گرانت برای داده های مغناطیسی عرضه کردند، اما این روش را نایدو (۱۹۷۲) و هان (۱۹۷۶) توسعه و برای داده های گرانی نیز مورد استفاده قرار دادند. فرمول بندی این روش برای داده های مغناطیسی بسیار شبیه داده های میدان گرانی است که در ادامه توضیح داده خواهد شد. طیف توان میدان مغناطیسی کل روی یک بلوک مستطیلی مجزا در مختصات قطبی بسامد برابر است با (باتاچاریا، ۱۹۶۶):

$$E'(r, \theta) = \left(\frac{\mu_0}{2}\right)^2 k^2 e^{-2hr} (1 - e^{-tr})^2 \quad (6)$$

$$S^2(r, \theta) R_r^2(\theta) R_k^2(\theta),$$

کم، هدف بررسی ژئوفیزیکی این چشمه بی‌هنجاری باشند (شکل ۱-ب).

بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که برای اکثر موارد عملی ($\bar{t}, \bar{a}, \bar{b}$) خیلی کوچک نباشند) با معادله زیر، تقریب خوبی برای روش اسپکتور و گرانت به دست می‌آید:

$$E(r) \approx \left(\frac{H_0}{2}\right)^2 \bar{k}^2 r^{-2.9} e^{-2\bar{h}r}, \quad (11)$$

و اگر $\bar{h} = 0$ باشد، داریم:

$$E_0(r) \propto r^{-2.9}. \quad (12)$$

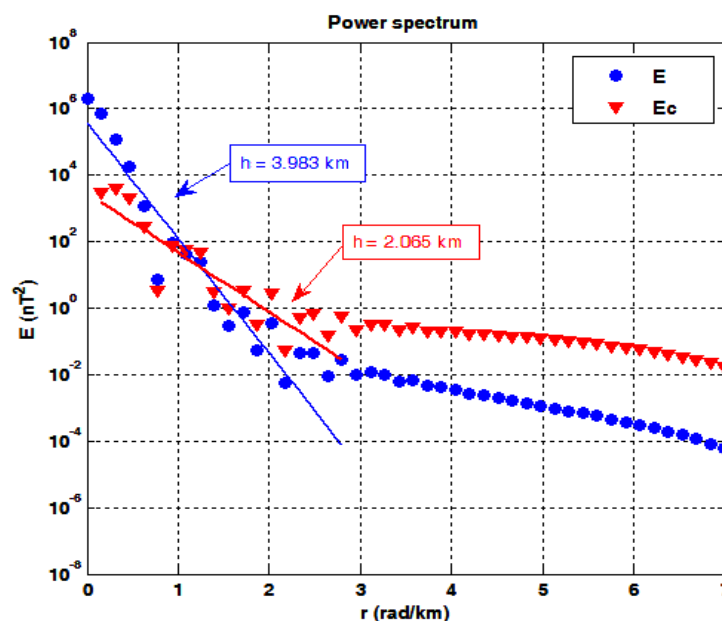
پیلکینگتون و تودواسچوک (۱۹۹۳) و پیلکینگتون و همکاران (۱۹۹۴) نیز روش ساختند که ویژگی‌های مقیاس‌بندی منبع مغناطیدگی با میدان مربوط در ارتباطاند و طیف توان این میدان به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$E(r) = \frac{8 (\beta_m - 1)!!}{\pi (\beta_m)!!} e^{-2\bar{h}r} r^{-\beta}, \quad (13)$$

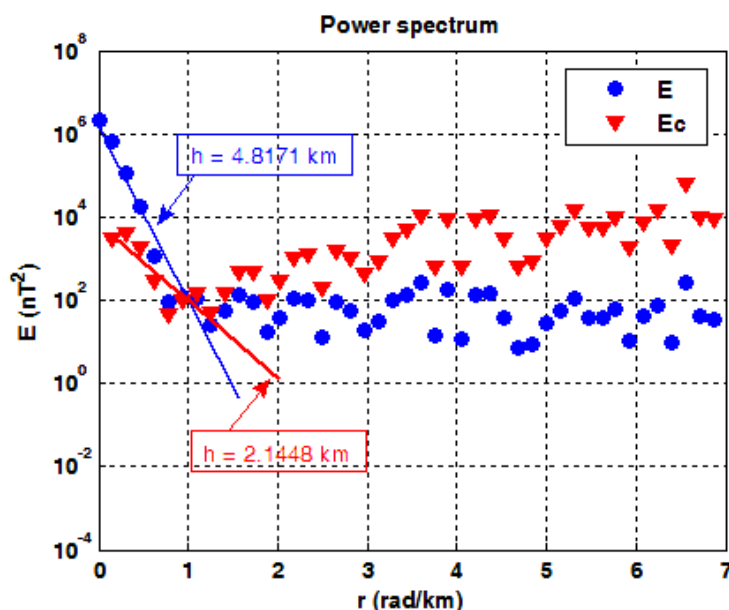
که در این معادله β_m توان مقیاس‌بندی (scaling exponent) و $\beta = \beta_m - 1$ و برای $h = 0$ مشابه با معادله (۱۳)

که $\bar{h}, \bar{a}, \bar{b}, \bar{t}, \bar{k}, C$ مقادیر میانگین پارامترهای بلوک‌ها و H, T به ترتیب فاکتور عرض، ضخامت و عمق هستند. اسپکتور و گرانت روشن ساختند که فاکتور عمق، فاکتور غالب در معادله (۱۱) و برای تغییرات عمق $\Delta h < 0.5\bar{h}$ تقریباً برابر با $e^{-2\bar{h}r}$ است. بنابراین می‌توان از طریق رسم نمودار Γ در برابر $\ln(E)$ و محاسبه شیب آن، برآورد قابل‌قبولی برای عمق به دست آورد. برای فاکتور عرض نیز اسپکتور و گرانت نشان دادند که آهنگ کاهش، طیف را با افزایش عدد موج به شکل نمایی افزایش می‌دهد.

اما فدی و همکاران (۱۹۹۷) روشن ساختند که برخلاف استنباط اسپکتور و گرانت، فاکتور عرض برای مقادیر $a > 0.4 \text{ km}$ شکلی توانی دارد که با کشیدن گراف $\ln(c)$ در مقابل $\ln(r)$ به وضوح مشاهده می‌شود (شکل ۱-الف). همان‌طور که در شکل ۱-الف دیده می‌شود، با در نظر گرفتن عبارت توانی $r^{-\beta}$ تقریب خوبی برای منحنی‌ها، به‌ویژه برای مقادیر بزرگ \bar{a} ، به دست می‌آید که همه آنها توان کاهشی مشابهی در حدود $2/9$ دارند. فاکتور طیفی ضخامت نیز زمانی اهمیت زیادی دارد که ضخامت چشمه بسیار کوچک باشد و یا بسامدهای



شکل ۴. نتایج حاصل از برآورد عمق به روش طیف توان روی مدل مکعبی (دایره‌های آبی‌رنگ: طیف توان، مثلث‌های سرخ‌رنگ: طیف توان اصلاح شده).



شکل ۵. نتایج حاصل از برآورد عمق به روش طیف توان روی مدل مکعبی به همراه ۵٪ نوفه تصادفی (دایره‌های آبی‌رنگ: طیف توان، مثلث‌های سرخ‌رنگ: طیف توان اصلاح شده).

طیف توان مشاهده شده قبل از استفاده برای برآورد عمق به روش اسپکتور و گرانت باید با یک آهنگ کاهش توانی $\beta \approx 3$ تصحیح شود.

۲-۱ برآورد عمق مدل مصنوعی مکعب‌شکل

به منظور بررسی و مقایسه روش‌های پیش‌گفته در برآورد عمق توده‌های بی‌هنجار، یک مدل مصنوعی متداول مکعب‌شکل در عمق ۲ کیلومتری طراحی شده است. عرض و ضخامت مکعب به ترتیب ۸ و ۵ کیلومتر و چگالی باقی‌مانده آن یک گرم بر سانتی‌متر مربع است. گرانی حاصل از این مدل مصنوعی دو بُعدی روی نیم‌رخ به طول ۴۰ کیلومتر محاسبه شده است. نتایج حاصل از محاسبه گرانی مدل مصنوعی و اعماق به دست آمده از دو روش اویلر و طیف توان در شکل‌های ۲ و ۴ نشان داده شده است. در روش طیف توان قبل از اعمال اصلاح عمق توده بی‌هنجار $3/983$ کیلومتر و بعد از تصحیح روی طیف توان (Ec) عمق آن $2/065$ کیلومتر تشخیص داده می‌شود که برآورد بسیار خوبی برای مدل است. روش اویلر نیز

است، با این تفاوت که β می‌تواند مقادیری به جز $2/9$ داشته باشد، داریم:

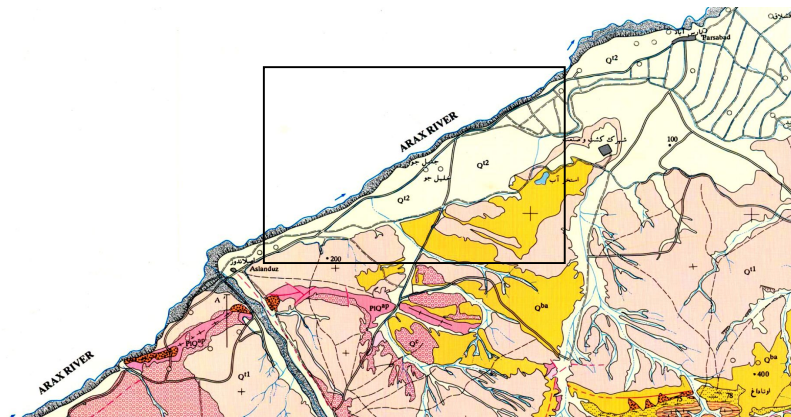
$$E_0(r) \propto r^{-\beta}, \quad (14)$$

و به‌طور کلی معادله (۱۱) برای طیف توان داده‌های میدان پتانسیل اعم از گرانی و مغناطیس به صورت زیر است (بانسال و دیمری، ۲۰۱۰):

$$P(r) = Cr^{-\beta}e^{-2hr}, \quad (15)$$

که در این رابطه C یک ثابت است که به ویژگی‌های فیزیکی منبع وابسته است و به صورت یک جابه‌جایی روی منحنی $\ln(p)$ اثر خواهد گذاشت و تأثیری روی شیب آن ندارد. توان مقیاس‌بندی β نیز برای هر دو داده گرانی و مغناطیس در دو و سه بُعد یکسان است (ماوس و دیمری، ۱۹۹۵).

با توجه به معادلات (۱۱) و (۱۲) و (۱۵) چون شیب به دست آمده از روش اسپکتور و گرانت تحت تأثیر عامل توانی فاکتور عرض است، در نتیجه عمق به دست آمده بیش از اندازه واقعی خواهد بود. بنابراین برای اکثر موارد، به جز عمق‌های بی‌نهایت و بلوک‌های با اندازه کوچک،



شکل ۶. نقشه زمین‌شناسی دشت مغان (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران).

هیدروکربور مورد توجه واقع شده است. عملیات اکتشاف ژئوفیزیکی در این حوضه رسوبی از سال ۱۳۴۰ شروع شده و نتیجه آنها کشف میدان‌های نفتی ارتاداغ و قیر دره بوده است (نجاتی و همکاران، ۱۳۸۹).

نقشه زمین‌شناسی منطقه مغان در شکل ۶ نمایش داده شده است. کهن‌ترین نهشته‌های منطقه مربوط به کرتاسه پسین است، که از شیل، سنگ‌های آتشفشانی و آهک تشکیل شده است. ردیفی از توف، مارن‌های ژیبس‌دار و کنگلومرا به صورت دگرشیبی روی سنگ‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند که به دوران پالئوسن نسبت داده می‌شوند. نهشته‌های ائوسن از مجموعه سنگ‌های رسوبی تخریبی، آذرآواری و گدازه با ترکیب بازیک متوسط تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها به صورت دگرشیبی روی سنگ‌های پالئوسن قرار گرفته‌اند و بیشتر در بخش جنوبی منطقه گسترش دارند. از ویژگی‌های این رسوبات، وجود آثار گیاهی فراوان است که در اغلب رسوبات ائوسن دیده می‌شود. واحدهای الیگوسن-میوسن به حوضه پارانتیس نسبت داده می‌شوند و با دگرشیبی خفیف روی سایر رسوبات قرار گرفته‌اند. نهشته‌های زمان پلیوسن که آنها را معادل با سازند آقچه‌گیل در کشور آذربایجان می‌دانند با دگرشیبی مشخص روی سنگ‌های پلیوسن پسین نشسته‌اند که در نهایت با رسوبات کواترنر پوشیده شده‌اند (نجاتی و همکاران، ۱۳۸۹).

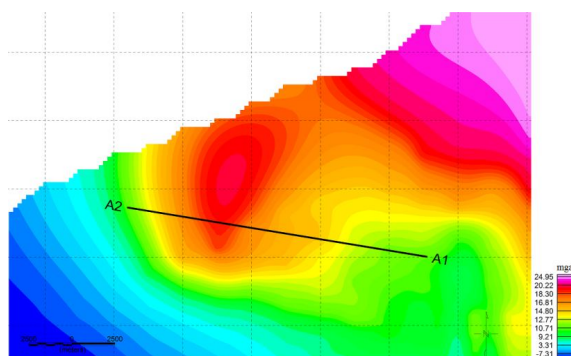
عمق مرکز بی‌هنجاری را ۲/۰۵ کیلومتر برآورد کرده است اما این عمق کاملاً تحت‌تاثیر ضریب هندسی انتخاب شده برای توده بی‌هنجار است.

با افزودن پنج درصد نوفه تصادفی به داده‌های گرانی مدل مکعبی در روش اولیفر، عمق مرکز بی‌هنجاری حدود ۲/۱۶ کیلومتر برآورد می‌شود (شکل ۳) و در مورد روش طیف توان قبل از اصلاح عمق توده بی‌هنجار ۴/۸۱۷۱ کیلومتر و بعد از تصحیح روی طیف توان عمق آن ۲/۱۴۴۸ کیلومتر تشخیص داده می‌شود (شکل ۵). همان‌طور که در شکل ۵ دیده می‌شود، اثر نوفه بر منحنی طیف توان در اعداد موج بالا مشاهده می‌شود.

۲-۲ برآورد عمق بالاآمدگی پی‌سنگ نفتی حوضه رسوبی مغان

۱-۲-۲ موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

حوضه رسوبی مغان در شمال غرب ایران و در قسمت غربی دریای خزر قرار گرفته است. این حوضه بین ایران و جمهوری آذربایجان مشترک است و بخش واقع در ایران دارای وسعتی معادل با ۶۰۰۰ کیلومتر مربع است. حوضه رسوبی مغان به‌علت نزدیکی به مناطق نفت‌خیز باکو و ضخامت زیاد سنگ‌های رسوبی در اکتشافات



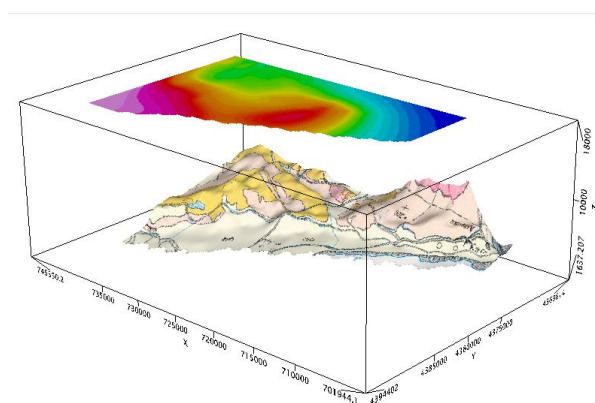
شکل ۷. نیمرخ انتخاب شده روی بخشی از داده های گرانی دشت مغان.

۲-۲-۲ برآورد عمق به روش اویلر

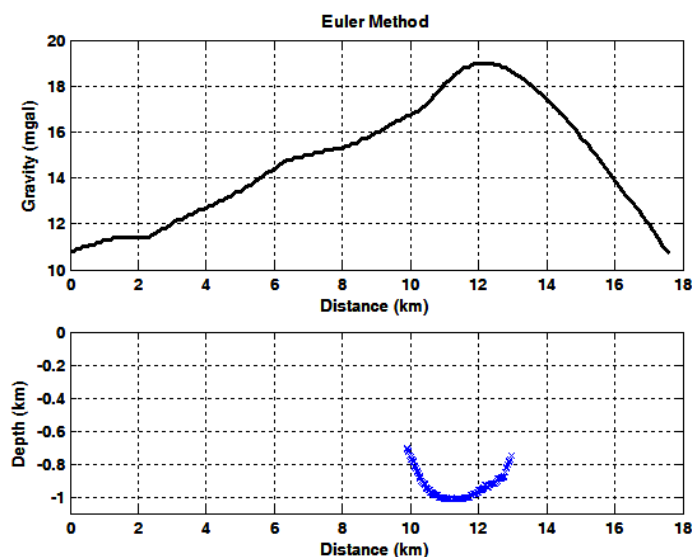
۲-۲-۳ برآورد عمق به روش طیف توان
 نتایج حاصل از اعمال روش طیف توان روی نیمرخ A نیز در شکل ۱۰ آورده شده است. در مورد طیف توان اصلاح نشده (E) یک تغییر شیب مشاهده می شود که بیانگر دو منبع در اعماق ۴/۴۹۹ و ۰/۶۵۵ کیلومتری است. اما بعد از تصحیح روی طیف توان (Ec) عمق پی سنگ ۸۴۸ متر برآورد شده است. از کارهای لرزه نگاری صورت گرفته در این منطقه نیز عمق پی سنگ بالا آمده در حدود ۸۵۰ متر به دست آمده است. بنابراین همان طور که در مورد مدل مکعب شکل عنوان شد، در اینجا نیز قبل از تصحیح، عمق از روش طیف توان غیر واقعی به دست آمده است.

به منظور اعمال روش های برآورد عمق اویلر و طیف توان، نیمرخ A از داده های گرانی دشت مغان انتخاب شده است (شکل ۷). این نیمرخ در ناحیه ای انتخاب شده است که پی سنگ دارای بالا آمدگی است. به منظور بررسی نقشه توپوگرافی و زمین شناسی و تطابق آن با بی هنجاری گرانی مشاهده شده نیز نقشه ترکیبی از هر سه عامل در شکل ۸ تهیه شده است.

نتایج حاصل از اعمال روش اویلر روی نیمرخ A در شکل ۹ آورده شده است. همان طور که در این شکل دیده می شود عمق پی سنگ در حدود ۱ کیلومتر برآورد شده است.



شکل ۸. نقشه ترکیبی از توپوگرافی، زمین شناسی و داده های گرانی ناحیه مورد مطالعه (محورها بر حسب متر است و محور Z به منظور نمایش بهتر داده ها مقیاس بندی شده است).

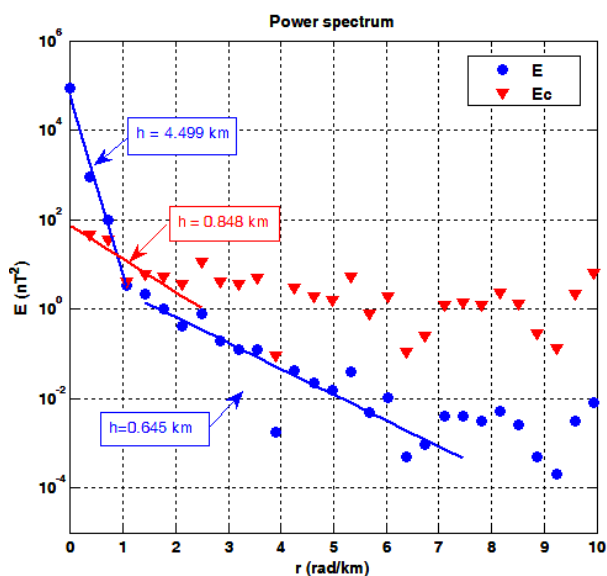


شکل ۹. نتایج حاصل از برآورد عمق به روش اویلر روی نیمرخ A.

۳ نتیجه گیری

است. اما با توجه به نتایج به دست آمده برای مدل مکعب شکل واضح است که استفاده از روش اسپکتور و گرانت برای برآورد عمق قبل از تصحیح طیف دارای خطا است، زیرا آهنگ کاهش طیف، علاوه بر پارامتر عمق، تحت تأثیر عامل توانی فاکتور عرض ($r^{-\beta}$) نیز هست.

همان طور که مشاهده شد، عمق به دست آمده برای مدل مکعب شکل با هر دو روش اویلر و طیف توان تصحیح شده تقریباً دقیق است. در مورد نیمرخ انتخاب شده روی داده های گرانی مغان نیز با توجه به نتایج کارهای لرزه نگاری صورت گرفته، عمق به دست آمده برای پی سنگ با طیف توان تصحیح شده از روش اویلر دقیق تر



شکل ۱۰. نتایج حاصل از برآورد عمق به روش طیف توان روی نیمرخ A (دایره های آبی رنگ: طیف توان، مثلث های سرخ رنگ: طیف توان اصلاح شده).

- Fedi, M., Quarta, T., and De Santis, A., 1997, Inherent power-law behavior of magnetic field power spectra from a spector and grant ensemble: *Geophysics*, **62**(4), 1143-1150.
- Gregotski, M., Jensen, O., and Arkani- Hamed, J., 1991, Fractal stochastic modeling of aeromagnetic data: *Geophysics*, **56**(11), 1706-1715.
- Hahn, A., Kind, E. G., and Mishra, D. C., 1976, Depth estimation of magnetic sources by means of Fourier amplitude spectra: *Geophysical Prospecting*, **24**, 278-308.
- Hansen, R., and Suci, L., 2002, Multiple source Euler deconvolution: *Geophysics*, **67**(2), 525-535.
- Hood, P., 1965, Gradient measurements geophysics in aeromagnetic surveying: *Geophysics*, **30**(5), 891-902.
- Marson, I., and Klingele, E., 1993, Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation: *Geophysics*, **58**(11), 1588-1595.
- Maus, S., and Dimri, V. P., 1995, Potential field power spectrum inversion for scaling geology: *Journal of Geophysical Research*, **100**(B7), 12605-12616.
- Naidu, P., 1968, Spectrum of the potential field due to randomly distributed sources: *Geophysics*, **33**(2), 337-345.
- Naidu, P. S., 1972, Maximum likelihood (ML) estimation of depth from the spectrum of aeromagnetic fields: *Pure and Applied Geophysics*, **95**(1), 141-149.
- Naidu, P. S., and Mathew, M. P., 1998, Analysis of Geophysical Potential Fields: a Digital Signal Processing Approach: Elsevier science publishers, Amsterdam, 298p.
- Pilkington, M., and Todoeschuck, J. P., 1990, Stochastic inversion for scaling geology: *Geophysical Journal International*, **102**(1), 205-217.
- Pilkington, M., and Todoeschuck, J. P., 1993, Fractal magnetization of continental crust: *Geophysical Research Letters*, **20**(7), 627-630.
- Pilkington, M., Gregotski M. E., and Todoeschuck, J. P., 1994, Using fractal crustal magnetization models in magnetic interpretation: *Geophysical Prospecting*, **42**(6), 677-692.
- Reid, A., Allsop, J., Granser, H., Millett, A., and Somerton, I., 1990, Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, **55**(1), 80-91.
- بنابراین به سهولت و سرعت و با هزینه کم می توان به این دو روش، برآورد عمق قابل قبولی برای منبع بی‌هنجاری به دست آورد. علاوه بر این چون در مورد طیف توان تنها فرض در نظر گرفته شده برای روش اویلر در مورد نوع ساختار زمین شناسی مورد بررسی نیز در نظر گرفته نمی شود، این روش را می توان بدون اینکه نیاز به فرض خاصی باشد برای برآورد عمق طیف گسترده ای از ساختارهای زمین شناسی نظیر: گسل ها، همبری های زمین شناسی، پی سنگ ها، دایک ها، ناپیوستگی ها و مانند آن به کار برد.
- علاوه بر این با توجه به اینکه اعداد موج کم مربوط به بسامدهای زیاد و اعداد موج زیاد مربوط به بسامدهای کم هستند، می توان از طیف توان به منزله یک فیلتر بالاگذر، پایین گذر و یا میان گذر نیز استفاده کرد.

منابع

- نجاتی کلاته، ع.، میرزایی، م.، گویا، ن. و شاهین، ا.، ۱۳۸۹، مدل سازی وارون داده های مغناطیسی با استفاده از روش زیر فضا: فصلنامه علوم زمین، **۷۵**، ۱۷۲-۱۶۵.
- Bansal, A. R., and Dimri, V. P., 2010, Scaling spectral analysis: A new tool for interpretation of gravity and magnetic data: *e-Journal Earth Science India*, **3**(1), 54-68.
- Barbosa, V., Silva, J., and Medeiros, W., 1999, Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution: *Geophysics*, **64**(1), 48-60.
- Barongo, J. O., 1984, Euler's differential equation and the identification of the magnetic point-pole and point-dipole sources: *Geophysics*, **49**(9), 1549-1553.
- Bhattacharyya, B., 1966, Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body: *Geophysics*, **31**(1), 97-121.
- Dawi, M. G. E., Tianyou, L., Hui, S., and Dapeng, L., 2004, Depth estimation of 2-D magnetic anomalous sources by using Euler deconvolution method: *American Journal of Applied Sciences*, **1**(3), 209-214.

Thompson, D., 1982, EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, **47**(1), 31–37.

Smellie, D., 1956, Elementary approximations in aeromagnetic interpretation: *Geophysics*, **21**(4), 1021-1040.

Spector, A., and Grant, F., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data: *Geophysics*, **35**(2), 293-302.