

استفاده از تحلیل داده‌های گرانی در تعیین مدل پوسته و مقایسه با مدل هم‌ایستایی ایری- هیسکانن در دریای عمان

عبدالرحیم عسکری^{۱*}، براتعلی فیض آبادی^۲ و وحید ابراهیم زاده اردستانی^۳

^۱ استادیار، گروه فیزیک، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

^۲ استادیار، گروه فیزیک، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران

^۳ دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

(دریافت: ۸۸/۴/۲۴، پذیرش نهایی: ۹۰/۱۱/۱۱)

چکیده

برای تحقیق ساختار پوسته در دریای عمان، از بی‌هنجاری‌های گرانی و مدل هم‌ایستایی ایری-هیسکانن، استفاده کرده و ضخامت پوسته را به‌دست آورده‌ایم. نقشه بی‌هنجاری هم‌ایستایی ایران که بر پایه مدل تعدیل شده هم‌ایستایی ایری-هیسکانن تهیه شده است، نشان می‌دهد که چگالی بلندی‌ها ۲/۶۷، چگالی میانگین پوسته ۲/۷۵، چگالی ریشه کوه‌ها ۲/۸۵، چگالی گوشته بالای ۳/۳۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب و ضخامت عادی پوسته ۳۰ کیلومتر است.

طبق مدل ایری-هیسکانن، چگالی پوسته ثابت است و تعادل هم‌ایستایی با تغییر در ضخامت پوسته در محل ارتفاعات (ریشه‌های عمیق) و گودی‌ها (پادریشه‌ها) صورت می‌گیرد. قاره‌ها از کف اقیانوس‌ها به دلیل داشتن چگالی بیشتر و نیز ضخامت بزرگ‌تر، بالاتر هستند. بی‌هنجاری‌های گرانی بوگه از داده‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای روی اقیانوس‌ها محاسبه شده است. قدرت تفکیک مکانی این داده‌ها ۵ کیلومتر است. در این تحقیق مدل پوسته و هم‌ایستایی ایری-هیسکانن جدیدی برای منطقه مورد بررسی براساس روش معکوس به روش پارکر تعیین شده است ناحیه مورد بررسی در عرض جغرافیایی $\varphi = 20^\circ$ تا $\varphi = 25/5^\circ$ و طول جغرافیایی $\lambda = 60^\circ$ تا $\lambda = 66/5^\circ$ درجه که کلاً پوشیده از آب است، قرار دارد. برای محاسبه ضخامت مقادیر گرانی و عمق، به صورت یک شبکه 5×5 کیلومتر در آمده و برای محاسبات در هر دو روش از این قدرت تفکیک استفاده شده است. تفاوت مشاهده شده در تعیین ضخامت پوسته حاکی از آن است که منطقه به لحاظ هم‌ایستایی، جبران نشده است.

واژه‌های کلیدی: خلیج عمان، ضخامت پوسته، روش معکوس، مدل‌سازی سه‌بعدی گرانی، مدل هم‌ایستایی پوسته

Crustal and isostatic model for the Gulf of Oman using gravity data

Askaree, A.¹, Feizeabady, B.² and Ardestani, V. E.³

¹Assistant professor, Physics Department, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

²Assistant professor, Physics Department, Hakim Sabzevari University, Sabzevar, Iran

³Associate professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 15 Jul 2009, Accepted: 31 Jan 2012)

Abstract

The mapping of the crust-mantle boundary surface is an important geophysical task, which the method of seismic profiling has dealt with profitably. There are, however, areas where the crustal structure is not known up to the present, and where the Moho has as yet not been determined by geophysical sounding. In such areas the isostatic theory may be applied to give a first estimate of the depths of the crust-mantle boundary. However, young orogenic regions are not necessarily in isostatic equilibrium. Therefore the

isostatically calculated crust mantle boundary must be corrected. In our method, the long wavelength observed gravity anomalies are inverted in an iterative process to model the crust-mantle boundary, assuming thus that the mass responsible for the observed gravity anomalies is located at the level of the crust-mantle boundary. As in all gravity-inversion problems, the ambiguity inherent in the underlying mass distributions implies the choice of a particular starting model, defining the crustal equilibrium thickness, and the crust and mantle densities. This may be done adopting a standard crustal model, where mean values found in the literature are used. In cases where these are available, further geophysical knowledge on the crustal thickness from other sources, particularly seismic, gives a means to anchor the crustal equilibrium depth. Thickness of the crust is mostly determined using seismic data provided by recorded earthquakes. The gravity data also can be a very useful source for this purpose. In this paper, authors have estimated a new crust model in The Oman Sea using the new database. The study region is extended between $\phi = 20^\circ : 25.5^\circ$ latitude and $\lambda = 60^\circ : 66.5^\circ$. The estimated thickness of the crust is compared with the A-H model of Isostasy. According to Airy, the mountains are floating on a fluid lava of higher density, so that the higher the mountain, the deeper it sinks. (Airy Isostasy: constant density materials, topography underlain by roots, depressed Moho depth). Airy proposed this model, and Heiskanen gave it a precise formulation for geodetic purposes and applied it extensively. The gravity model computed by Bhaskara Rao et al., formula (1990) and is compared with the observed gravity dataset. To investigate subsurface structure from potential data such as gravity and magnetic data, various methods have been developed.

Blakely (1995) divided them into three categories of forward method, inverse method, and data enhancement and display. Since the algorithm that allows the Fourier transform quite fast had developed, there have been many attempts to apply it to geophysical data processing, and one of the most important works in potential field was done by Parker (1973). He derived mathematical expansions and showed how a series of Fourier transforms could be used to compute the gravity anomaly caused by an uneven, non-uniform layer of material. Shortly after his work, Oldenburg (1974) deduced a method to compute the density contrast topography from the gravity anomaly reversely in two-dimensional Cartesian coordinate system by intuition from the Parker's formula. anomaly. The inversion method used here is that proposed by Oldenburg (1974), in which the topography of a density interface generating a certain gravity anomaly is estimated using the equation described by Parker (1973). To do this, we need to know both the mean depth of the interface and the density contrast between the bodies separated by this interface. According to Parker (1973), the Fourier transform of the gravity anomaly and the sum of Fourier transforms of the topography causing such a gravity anomaly are related.

Key Word: Inversion, Thickness crust, Gravity anomaly, Crust isostasy model, 3-D gravity modeling, Oman Gulf

۱ مقدمه

مواد با چگالی کم در زیر ارتفاعات توپوگرافی وجود دارد، که اثرات گرانشی این مواد تمایل به کم کردن اثر توپوگرافی در طول موج بلند دارد. این در واقع همان اصل هم‌ایستایی است که در آن دو فرض زیر در نظر گرفته

در طول موج ۱۰۰ کیلومتر و بالاتر، ناهنجاری‌های بوگه به‌طور معکوس با توپوگرافی همبستگی دارند. در واقع، در این طول موج‌ها ناهنجاری‌های هوای آزاد، همبستگی کمتری با توپوگرافی دارند. این نتایج نشان می‌دهد که

مکران واقع شده که مثالی عالی از یک منشور به هم پیوسته است و روی صفحه اورآسیا قرار دارد (وایت، ۱۹۸۴) (شکل ۱). در مرز جنوبی، حاشیه غیرفعال قاره‌ای عمان قرار دارد که در طی دوره شکافت خوردگی حاشیه صفحه عربی شکل گرفته و اکنون به‌طور کامل در رسوبات دفن شده است. سومین مرز، پشته‌موری (The Murry ridg) در ناحیه جنوب شرقی است که جداکننده قسمت‌های اقیانوسی صفحه هند و صفحه عربی از هم است.

۳ نقشه بی‌هنجاری بوگه

با در دست داشتن بی‌هنجاری هوای آزاد از منبع (سندول و اسمیت، ۱۹۹۷) و با داشتن مختصات عمق از همان منبع، اقدام به محاسبه بی‌هنجاری بوگه در منطقه خلیج عمان شد، که نقشه آن در شکل ۲ مشهود است. چگالی برای برگردان بوگه $2/67$ گرم بر سانتی‌متر مکعب در نظر گرفته شد.

۴ مدل هم‌ایستایی ایری - هیسکانن

اصل هم‌ایستایی بیان می‌کند که جرم اضافی که با توپوگرافی روی سطح نشان داده می‌شود، با کمبود جرم در عمق، که به آن ریشه می‌گویند، جبران می‌شود. اثر این کمبود جرم‌ها در تصحیح بوگه، به حساب نیامده است و این باعث یک همبستگی بین بی‌هنجاری بوگه منفی و توپوگرافی مثبت می‌شود. تصحیح هم‌ایستایی باعث حذف اثر گرانی ریشه‌های هم‌ایستا می‌شود. عمق ریشه را براساس مدل ایری - هیسکانن می‌توان برآورد کرد.

مطابق نظریه ایری، کوه‌ها روی گدازه‌ای با چگالی بیشتر قرار دارند، به طوری که کوه‌های بلندتر بیشتر در آن فرو رفته‌اند. به‌طور خلاصه طبق این نظریه، کوه‌ها روی گوشته شناورند. نظریه فوق را ایری پیشنهاد کرد و هیسکانن به‌صورت دقیقی آن را برای کاربردهای

شده است: ۱) گوشته در مدت زمان‌های طولانی به‌صورت شاره عمل می‌کند. ۲) پوسته زیر بار طول موج‌های بلند توپوگرافی شکسته می‌شود و در نتیجه مثل بلوک‌های شناور یخی سطح آب، روی گوشته شناور می‌شوند. ریشه و کوه دارای اثرات گرانشی مخالف هم هستند، اما کوه‌ها واقعاً صفحات تخت به ابعاد نامحدود نیستند، و بنابراین اثرات گرانشی به چگونگی فاصله آنها بستگی دارد. به‌این ترتیب، اثر جاذبه ریشه و کوه دقیقاً یکدیگر را خنثی نمی‌کنند. از ارتباط ناهنجاری‌های هوای آزاد و بوگه با ناهنجاری‌های گرانش توپوگرافی می‌توان فهمید که ساختار جبران شده است یا خیر. برای این کار ناهنجاری‌های هوای آزاد و بوگه برای ساختار موردنظر در ناحیه مورد بررسی، (جبران نشده، و جبران شده) محاسبه می‌شود و با مقایسه این ناهنجاری‌ها با توپوگرافی، ارتباط آنها را بررسی می‌کنیم. همچنین با اجرای محاسبات دقیق، و مقایسه نتایج با مشاهدات، قادر به برآورد ضخامت پوسته خواهیم شد. در این مقاله به محاسبه ضخامت پوسته در سامانه ایری - هیسکانن، اقدام و آن را با ضخامت حاصل از روش معکوس به روش پارکر مقایسه کرده‌ایم، همچنین وضعیت منطقه مورد بررسی را به‌لحاظ جبران هم‌ایستایی مورد بررسی قرار داده‌ایم.

۲ وضعیت زمین‌ساختی خلیج عمان

دریای عمان به لحاظ زمین‌ساختی ناحیه بسیار فعال و در این منطقه پوسته به سرعت در حال تغییر شکل است. روش معکوس بی‌هنجاری‌های گرانی، برازش داده‌های مشاهده‌ای به بی‌هنجاری‌های نظری ایجاد شده با اجسام زیرسطحی است. روش معکوس مسئله‌ای غیرخطی است، چون پارامترهای جسم نسبت به بی‌هنجاری‌ها، غیرخطی است.

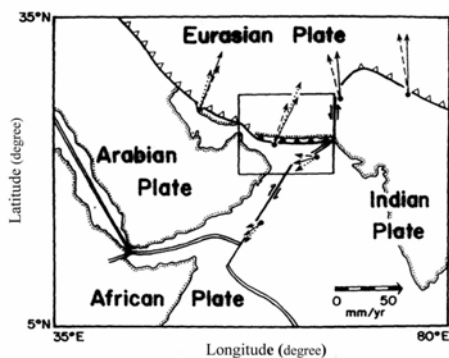
سه نوع مرز در سه طرف دریای عمان در شمال غربی اقیانوس هند مشخص شده است. در شمال منطقه فرورائش

محاسبه پادریشه، ضخامت پوسته قابل محاسبه است و از رابطه زیر به دست می آید:

$$T(\lambda, \varphi) = b - (r + h) \quad (2)$$

در رابطه فوق b ضخامت ثابت (۳۱/۵ کیلومتر) برای سطح مبنا (ضخامت نرمال) r پادریشه و h عمق آب (سندول و اسمیت، ۱۹۹۷) است.

مدل ضخامت پوسته محاسبه شده در سامانه ایری-هیسکانن، در شکل ۴ نشان داده شده است.



شکل ۱. مرزهای زمین‌ساختی در ناحیه دریای عمان، پیکان‌ها بردارهای سرعت لغزشی را برحسب میلی‌متر در سال نشان می‌دهند. مثلث‌های توخالی برخورد قاره-قاره، و مثلث‌های پُر، برخورد صفحه‌های قاره‌ای اقیانوسی را نشان می‌دهند (وایت، ۱۹۸۴).

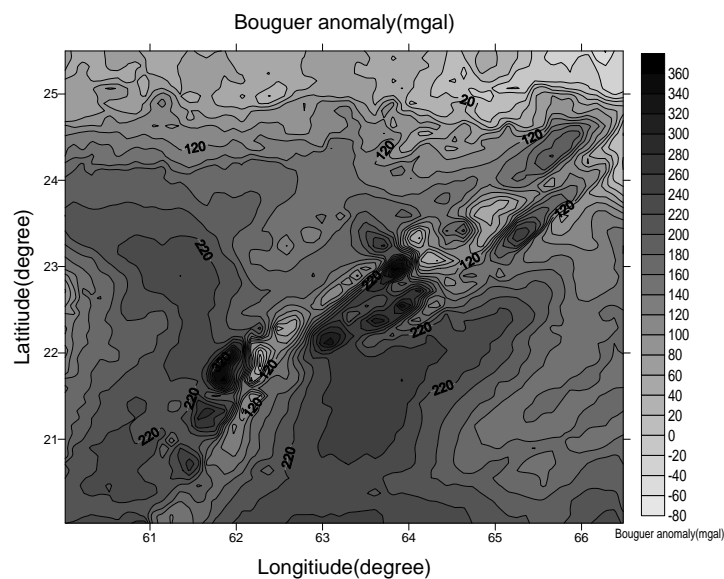
ژئودتیکی فرمول‌بندی کرد. کوه‌های با چگالی ثابت روی لایه زیرین چگال‌تر، شناورند، ریشه‌ها در زیر کوه‌ها به وجود می‌آیند و پادریشه‌ها در زیر اقیانوس‌ها تشکیل می‌شوند. (هیسکانن و موریتز، ۱۹۶۷). برای نواحی اقیانوسی بار توپوگرافی منفی وجود دارد، زیرا چگالی کم آب، جایگزین چگالی زیاد سنگ‌ها شده است.

طبق مدل ایری-هیسکانن، چگالی پوسته ثابت است و تعادل هم‌ایستایی با تغییر در ضخامت پوسته در محل ارتفاعات و گودی‌ها صورت می‌گیرد. این اصل در شکل ۳ تشریح شده است.

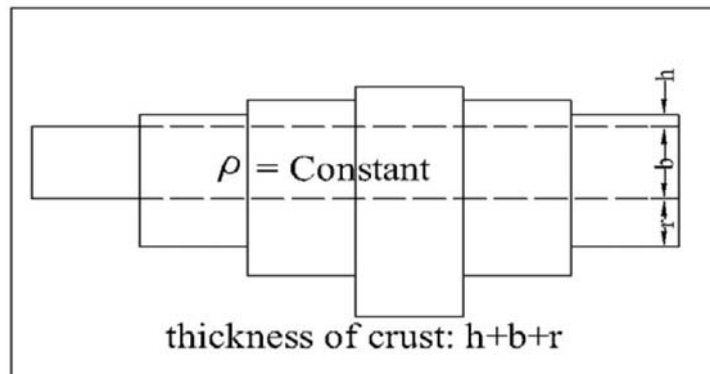
پادریشه برای نواحی اقیانوسی از رابطه زیر و با اعمال نظریه شناوری یا همان اصل ارشمیدس به دست می‌آید:

$$r = \frac{\rho_c - \rho_w}{\rho_m - \rho_c} h \quad (1)$$

که در آن، r پادریشه، و $\rho_c = 2.7$, $\rho_w = 1.03$, $\rho_m = 3.1$ گرم بر سانتی‌متر مکعب، به ترتیب چگالی‌های گوشته، آب و پوسته و h عمق آب است (هیسکانن و موریتز، ۱۹۶۷). لازم به یادآوری است که تصحیحات کروی باید به فرمول فوق اعمال شود تا دقت بیشتری به دست آید. با



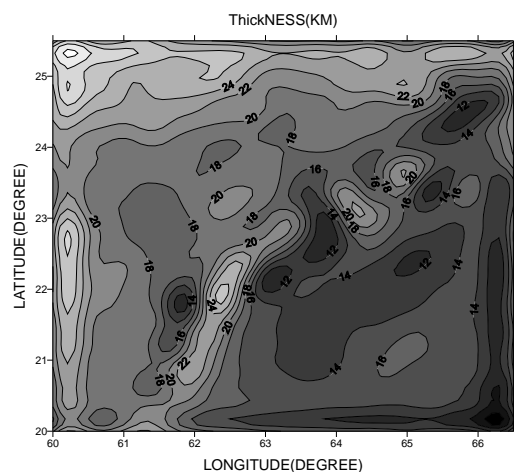
شکل ۲. نقشه بی‌هنجاری بوگه در منطقه مورد بررسی در خلیج عمان.



شکل ۳. مدل هم‌ایستایی ایری-هیسکانن.

اثرات پوسته، برای به‌دست آوردن هندسه ضخامت پوسته، بی‌هنجاری باقی‌مانده را باید تبدیل کنیم. برای به‌دست آوردن این هندسه از روش پیشنهادی اولدنبرگ (۱۹۷۴) استفاده کرده‌ایم. با معلوم بودن تباین چگالی و عمق متوسط منبع، توپوگرافی با استفاده از طرح پارکر که براساس تبدیل فوریه بی‌هنجاری‌های گرانی است، به‌دست می‌آید.

در این روش توپوگرافی فصل مشترک، بی‌هنجاری گرانی مشخصی را می‌نماید که از معادله پارکر (۱۹۷۳) به‌دست می‌آید. ضخامت پوسته در شکل ۵ مشخص شده است.

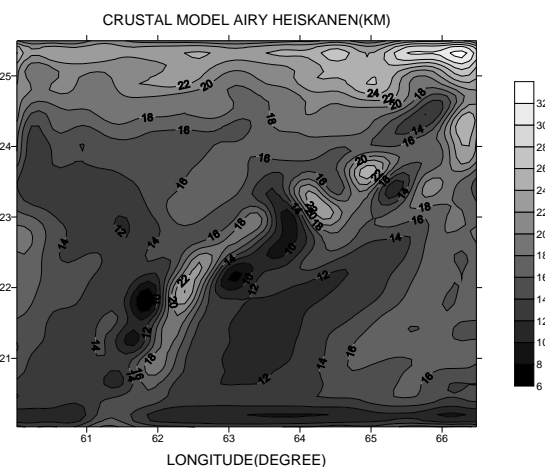


شکل ۵. مدل پوسته حاصل از روش معکوس داده‌های گرانی.

۵ مدل سه‌بُعدی ضخامت پوسته

طرح‌های موجود در نقشه بی‌هنجاری گرانی، اثر میدان گرانی زمین هستند که بر اثر اختلاف چگالی واحدهای سنگی تشکیل‌دهنده ساختارهای زمین‌شناسی گوناگون تولید می‌شوند. با تجزیه و تحلیل این طرح‌ها می‌توان به شکل و عمق ساختارهای تولیدکننده بی‌هنجاری دست یافت. گرانی حاصل از جرم خاص که بهترین برازش را با بی‌هنجاری واقعی داشته باشد، بهترین مدل از ساختاری را به‌دست می‌دهد که روی زمین میدان‌گرانی را ایجاد می‌کند.

با به‌دست آوردن بی‌هنجاری باقی‌مانده مربوط به



شکل ۴. مدل ضخامت پوسته در سامانه ایری-هیسکانن.

- interpretation of gravity anomalies, *Geophysics*, **39**(4), 526-536.
- Parker, R. L., 1973, The rapid calculation of potential anomalies, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **31**, 447-455.
- Sandwell, D. T. and Smith, W. H. F., 1997, Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, *J. Geophys. Res.*, **02**: 10039-10050.
- White, R. S., 1984, Active and passive plate tectonic boundaries around the Gulf of Oman, North-West Indian Ocean, *Oceanographic Research*, **31**, 731-745.

۶ نتیجه گیری

اختلاف در ضخامت پوسته که به دو روش محاسبه شده، حاکی از آن است که منطقه مورد بررسی به لحاظ زمین ساختی، منطقه فعالی است و این منطقه از نظر تعادل هم ایستایی، جبران نشده است. افزایش ضخامت پوسته عمدتاً در محل تقریبی برخورد صفحه‌ها است، و احتمالاً حاصل فرایند فشارشی وابسته به باز شدن دریای سرخ است. آشفستگی‌های هم ایستا، بیشتر در منطقه پهنه مکران دیده می‌شود. بی‌هنجاری گرانی شدید، نشانه نبود تعادل هم ایستا است. و این امر ممکن است ناشی از نیروهای فشارشی باشد که در ۶ میلیون سال گذشته این ناحیه را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

نتایج به دست آمده از مدل پوسته حاصل از روش معکوس داده‌های گرانی، و مدل ضخامت پوسته در سامانه ایری-هیسکانن، بیان کننده این مطلب است که روش معکوس گرانی در بحث تعادل هم ایستایی با مدل ایری-هیسکانن، سازگاری دارد، زیرا ضخامت پوسته در نواحی کم عمق درون منطقه مورد بررسی بیشتر و در نواحی عمیق‌تر کمتر است. این مطلب موید، نظریه هم ایستایی ایری-هیسکانن است. قطعاً اگر تصحیحات هم ایستایی روی داده‌های گرانی اعمال شود، مدل به دست آمده برای ضخامت پوسته در منطقه مورد بررسی واقعی‌تر خواهد بود.

منابع

- Bhaskara Rao, D., Prakash, M., Ramesh, J. and Babu, N., 1990, 3D and 2-1/2D modeling gravity anomalies with variable density contrast, *Geophysical Prospecting*, **38**(4), 411-422.
- Blakely, R. J., 1995, *Potential theory in gravity and magnetic applications*, Cambridge University Press, **441p**.
- Heiskanen, W. and Moritz, M., 1967, *Physical Geodesy*, W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Oldenburg, D. W., 1974, *The inversion and*