

تعیین ضخامت رسوب‌ها با استفاده از بی‌هنجاری هوای آزاد حاصل از مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای در منطقه‌ای از دریای عمان

عبدالرحیم عسکری^۱، وحید ابراهیم‌زاده اردستانی^{۲*} و علیرضا آزموده اردلان^۳

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ دانشیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و قطب علمی مهندسی نقشه‌برداری و مقابله با سوانح طبیعی، تهران، ایران
^۳ دانشیار گروه مهندسی نقشه‌برداری و قطب علمی مهندسی نقشه‌برداری و مقابله با سوانح طبیعی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۶/۲/۳۰، پذیرش نهایی: ۸۶/۱۰/۲۵)

چکیده

بی‌هنجاری هوای آزاد را می‌توان از طریق مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای در نقاطی با مختصات معلوم روی سطح متوسط دریا (MSL) محاسبه کرد. با استفاده از این بی‌هنجاری و از طریق حل معادله مسئله معکوس سه‌بعدی گرانی در فضای مکان و در فضای بسامد عمق سنگ بستر و یا به عبارت دیگر ضخامت رسوب‌ها را می‌توان تعیین کرد. برای تحقیق ساختار زیرسطحی از داده‌های پتانسیل مثل داده‌های گرانی و مغناطیسی روش‌های گوناگونی توسعه یافته است. آنها به سه دسته روش مستقیم، ارائه خصوصیات خاص از داده‌ها به صورت بارز و روش معکوس تقسیم می‌شوند. روش معکوس از داده‌های نامنظم بی‌هنجاری‌های گرانی اطلاعاتی راجع به اجرام زیرسطحی که همان بی‌هنجاری‌های گرانی هستند، به دست می‌دهد. غیر یکتا بودن جواب از مشخصه‌های روش معکوس است، و این بستگی به فرضیه‌های ریاضی و یا زمین‌شناسی که مسئله را مقید می‌کند و اجازه به دست آوردن نتایج واقعی را می‌دهد، دارد. روش‌های ارائه شده چاکراوارتی و ساندرجان (۲۰۰۴): پارکر (۱۹۷۳) و الدنبرگ (۱۹۷۴) که حل مسئله معکوس در فضاهای مکان و بسامد هستند برای تعیین ضخامت رسوب‌ها در ناحیه‌ای از دریای عمان به کار برده شده‌اند. نتایج به دست آمده از روش‌های فوق، توافق قابل قبولی با ضخامت‌هایی دارد که وایت (۱۹۸۴) به دست آورده است.

واژه‌های کلیدی: ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، بی‌هنجاری هوای آزاد، مسئله معکوس سه‌بعدی، ضخامت رسوب‌ها

Determining sediment thickness in the Oman Sea using free air anomaly through satellite altimetry observation

Askari, A. R^{1.}, Ardestani, E. V^{2.} and Ardalan, A. A^{3.}

¹Ph.D. student of Geophysics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

²Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran and Center of Excellence in Survey Engineering and Disaster Management, Tehran, Iran

³Associate professor, Department of Surveying and Geomatics Engineering, Center of Excellence in Surveying Engineering and Disaster Management, University College of Engineering, University of Tehran, Iran

(Received: 20 May 2007, Accepted: 15 Jan 2008)

Abstract

Changing altimetry information from satellites on the surface of seas and oceans, into anomaly gravity for example free air anomaly, is a fundamentally new method presented

by researches. The determination of the free air gravity anomaly over the Earth's marine regions has led to a major improvement in our understanding of plate tectonic processes relating to oceanic ridges, the formation of marine sediment. In recent years satellite altimetry has emerged as a powerful reconnaissance tool for exploration of sedimentary basins on continental margins as well as in deep-water regions. With the advent of more altimetric missions, with increasing accuracies and varying orbital configurations, it has become possible to generate large-scale altimeter-derived residual geoid and gravity anomaly maps over the oceans. Satellite altimetry is one of the most accurate and unique techniques ever known. Applying this technique, we are able to dominate much surface observation compared with parallel techniques. Measuring the topography of the sea surface and possible changes during time interval, the due altimeters provide us with useful information about gravity field, form and structure of the seabed, heat conditions, salinity and oceanic currents.

Through satellite altimetry observations and known coordinates on Mean Sea Level (MSL), we can measure the differential gravity potential between reference Ellipsoid and mean sea level by reversing Bruns formula. Obtaining the potential of geoid, we can estimate the ellipsoidal potential. Then through Abel-Poisson's integral in certain conditions, we can transfer the obtained potential to the sea surface and have access to gravity acceleration within intended places. Then having the gravity acceleration we can compute the free-air gravity anomalies. The case study evaluated in the Oman Sea contains the following stages:

1. Computation of Mean Sea level (MSL) from satellite altimetry observations.
2. Determining the Sea Surface Topography (SST) obtained via oceanographic studies.
3. Conversion of the MSL level to geoidal undulations by difference SST and MSL.
3. Converting the geoidal undulations into potential value at the surface of the reference ellipsoid using inverse Bruns formula.
4. Removal of the effect of ellipsoidal harmonic expansion to 360 degree and order computational point.
5. Upward continuation of the incremental gravity potential obtained from the removal steps to gravity intensity at the point of interest by using gradient ellipsoidal Abel-Poisson integral.
6. Restoring the removed effect at the fourth step at computational point of step 5.

In order to gain global and regional effects we applied geo-potential models. Such models have the advantage of providing us with a large covering area in a minimum of time, high speed and of certainly being economical. Future application of this research includes analyzing geological structures via interpreting gravity anomalies in any sea region. Through the due anomaly and the so-called three dimensional inverse gravity problem in space domain and frequency domain, one can determine the depth of the basement or the same sediment thickness. The methods proposed by Chakravarthi, Parker and Oldenburg apply absolute inverse problem in the space and frequency domain in the Oman Sea area, to be used for determination the sediment thickness. For determining sediment thickness via solving the inverse gravity problem in the space domain, the method of Chakravarthi, and Sundarajan is to be used. In this method density is interchangeable with depth and to show this dependency we have made use of a parabolic function. In the basin sedimentary, gravity arising from a prism, is calculated. The method of interpretation begins by calculating the initial depth estimations of a sedimentary basin. Oldenburg deduced a method to compute the density contrast topography from the gravity anomaly reversely in a two-dimensional Cartesian coordinate system by intuition from the Parker method. Through this method, depth of sediment is obtained

The obtained results via these methods are in good agreement with the sediment thickness obtained by White.

Key words: Satellite altimetry, Free air anomaly, Inverse three dimensional problem, Sediment thickness

۱ مقدمه

ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای در زمره فنون حساس و بی‌مانند است. چرا که با این روش مشاهدات سطحی زیادی صورت می‌گیرد. با اندازه‌گیری توپوگرافی سطح دریا و تغییرات آن با زمان، ارتفاع‌سنج‌ها اطلاعاتی راجع به میدان گرانی زمین، شکل و ساختار کف اقیانوس‌ها، وضعیت گرما و نمک اقیانوس‌ها و جریان‌های اقیانوسی فراهم می‌کنند.

تبدیل اطلاعات ارتفاعی حاصل از ماهواره‌ها در سطح دریاها و اقیانوس‌ها به بی‌هنجاری‌های گرانی مثلاً بی‌هنجاری هوای آزاد، روشی کاملاً جدید است که محققان متفاوتی آن را ارائه کرده‌اند (عسکری و همکاران، ۲۰۰۷). استفاده از این داده‌ها با مقاصد زمین‌شناسی و یا اکتشافی در دریاها و اقیانوس‌ها بسیار نادر است و فقط در مورد بعضی پدیده‌های بزرگ زمین‌ساختی در بستر دریا به کار برده شده‌اند.

در تحقیق وود و وودوارد (۲۰۰۲) ضخامت رسوب‌ها از طریق بررسی عمق آب و مدل‌سازی در منطقه مورد پژوهش آنها حاصل شده و بی‌هنجاری حاصل از مدل در نظر گرفته شده آنها با بی‌هنجاری حاصل از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای مورد قیاس قرار گرفته است. این دو، توافق خوبی با هم داشته‌اند، وود و وودوارد نتیجه گرفته‌اند که از داده‌های ماهواره‌ای می‌توان برای تعیین ضخامت رسوب‌ها استفاده کرد.

روش (عسکری و همکاران، ۲۰۰۷) به‌طور خلاصه شامل موارد زیر است:

الف- تعیین "سطح متوسط دریا (MSL)" از طریق مشاهدات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای.

ب- تعیین "توپوگرافی ایستایی سطح دریا (SST)" از طریق بررسی‌های اقیانوس‌شناسی.

ج- تعیین ارتفاع ژئوئید، از تفاضل SST از MSL.

د- تبدیل ارتفاع ژئوئید به پتانسیل گرانی روی بیضوی مرجع از حل معکوس فرمول برنز بیضوی.

ه- تبدیل پتانسیل گرانی روی بیضوی به پتانسیل گرانی هارمونیک با حذف اثر جرم‌های جهانی (از طریق بسط هارمونیک‌های بیضوی).

و- انتقال به سمت بالای پتانسیل گرانی تفاضلی حاصل به شتاب گرانی تفاضلی در نقاط گرانی دریایی با به‌کارگیری انتگرال آبل پواسون بیضوی.

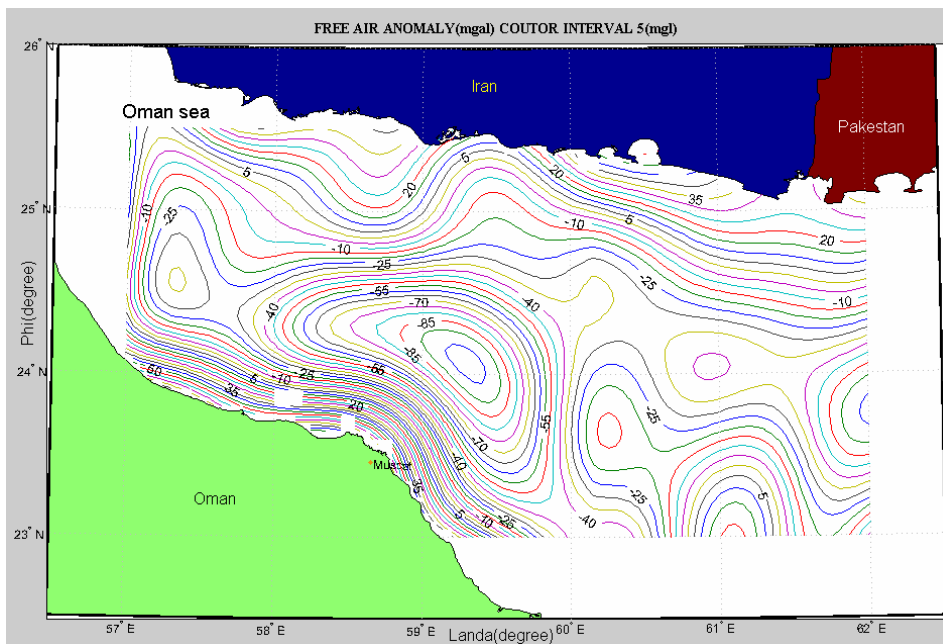
ز- بازگرداندن اثرات جرم‌های جهانی حذف شده دربند (ه) به شتاب گرانی تفاضلی حاصل از بند (و) در نقاط محاسباتی. به این ترتیب شتاب گرانی در سطح دریا محاسبه شده است که می‌تواند همانند مشاهدات گرانی دریایی در اکتشافات مورد استفاده قرار گیرد. به روش ذکر شده بالا که روشی متفاوت با روش‌های مرسوم است، بی‌هنجاری هوای آزاد به‌دست می‌آید، و از آن برای تعیین ضخامت رسوب‌ها یا عمق سنگ بستر با تفکیک‌پذیری مکانی سه دقیقه یا پنج کیلومتر (نصف طول موج) برای داده‌های گرانی استفاده شده است.

۲ بی‌هنجاری‌های هوای آزاد در منطقه‌ای از دریای عمان

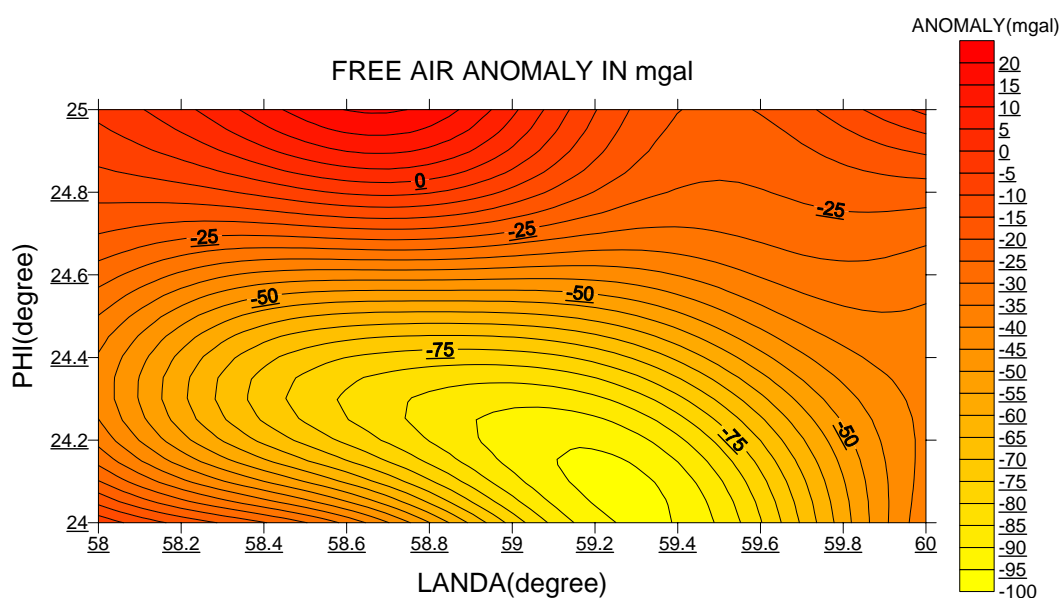
با استفاده از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و با بهره‌گیری از روش توضیح داده شده (عسکری و همکاران، ۲۰۰۷)

در شکل ۲ بی‌هنجاری هوای آزاد در منطقه مورد بررسی به مختصات طول جغرافیایی ۵۸-۶۰ شرقی و عرض جغرافیایی ۲۳-۲۴ درجه شمالی، نشان داده شده است.

بی‌هنجاری‌های هوای آزاد به دست آمده در منطقه‌ای از دریای عمان به مختصات طول جغرافیایی ۵۷-۶۲ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۳-۲۵/۵ درجه شمالی در شکل ۱ نمایش داده شده‌اند:



شکل ۱. نقشه بی‌هنجاری گرانی هوای آزاد در منطقه دریای عمان فاصله کنتورها ۵ میلی‌گال.



شکل ۲. بی‌هنجاری هوای آزاد برحسب میلی‌گال در منطقه مورد بررسی در دریای عمان به مختصات طول جغرافیایی ۵۸-۶۰ درجه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۳-۲۴ درجه شمالی.

$$g_{PRISM}(x,0,0) = G\Delta\rho(z) \int_{z_1}^{z_2} \int_{-T}^T \int_{-Y}^Y \frac{z_1 dx_1 dy_1 dz_1}{[(x-x_1)^2 + y_1^2 + z_1^2]^{3/2}} \quad (2)$$

با جایگزینی رابطه (۱) در (۲) خواهیم داشت:

$$g_{PRISM}(x,0,0) = G\Delta\rho_0^3 \int_{z_2}^{z_1} \int_{-T}^T \int_{-Y}^Y \frac{z_1 dx_1 dy_1 dz_1}{[(x-x_1)^2 + y_1^2 + z_1^2]^{3/2}} = 2G\Delta\rho_0^3 Y \int_{z_1}^{z_2} \int_{x-T}^{x+T} \frac{1}{(\Delta\rho_0 - \alpha z_1)^2} \times \frac{z_1 dx_1 dz_1}{[x_1^2 + Y^2 + z_1^2]^{3/2} (x_1^2 + z_1^2)}$$

با انتگرال‌گیری نسبت X داریم:

$$g_{PRISM}(x,0,0) = 2G\Delta\rho_0^3 \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{(\Delta\rho_0 - \alpha z_1)^2} \times \left[\tan^{-1} \frac{Y(x+T)}{z_1 \sqrt{(x+T)^2 + Y^2 + z_1^2}} - \tan^{-1} \frac{Y(x-T)}{z_1 \sqrt{(x-T)^2 + Y^2 + z_1^2}} \right] dz$$

بعد از انتگرال‌گیری داریم:

$$g_{PRISM} = 2G\Delta\rho_0^3 \left\{ \frac{\alpha Y(x+T)(2\Delta\rho_0^2 + \alpha^2 |Y^2 + (x+T)^2|)}{L_1(Y^2\alpha^2 + \Delta\rho_0^2)(\Delta\rho_0^2 + \alpha^2 |x+T|^2)} \times \ln \frac{L_3(\alpha r_4 L_1 + L_1^2 - \Delta\rho_0 L_4)}{L_4(\alpha r_1 L_1 + L_1^2 - \Delta\rho_0 L_3)} - \frac{\alpha Y(x-T)(2\Delta\rho_0^2 + \alpha^2 |Y^2 + (x-T)^2|)}{L_2(Y^2\alpha^2 + \Delta\rho_0^2)(\Delta\rho_0^2 + \alpha^2 |x-T|^2)} \times \ln \frac{L_3(\alpha r_3 L_2 + L_2^2 - \Delta\rho_0 L_4)}{L_4(\alpha r_2 L_2 + L_2^2 - \Delta\rho_0 L_3)} - \frac{\Delta\rho_0}{\alpha(\Delta\rho_0^2 + Y^2\alpha^2)} \times \left[\tan^{-1} \frac{Yr_4}{z_2|x+T|} - \tan^{-1} \frac{Yr_1}{z_1|x+T|} \right] + \frac{\Delta\rho_0}{\alpha(\Delta\rho_0^2 + Y^2\alpha^2)} \times \left[\tan^{-1} \frac{Yr_3}{z_2|x-T|} - \tan^{-1} \frac{Yr_2}{z_1|x-T|} \right] + \frac{\Delta\rho_0}{\alpha(\Delta\rho_0^2 + |x-T|^2\alpha^2)} \times \left[\tan^{-1} \frac{|x-T|r_3}{z_2 Y} - \tan^{-1} \frac{|x-T|r_2}{z_1 Y} \right] \right\}$$

۳ تعیین ضخامت رسوب‌ها از راه حل مسئله معکوس گرانی در حوزه مکان

برای تعیین ضخامت رسوب‌ها از راه حل مسئله معکوس گرانی در حوزه مکان روش ارائه شده چاکراواری (چاکراواری، ۱۹۹۵ و چاکراواری و ساندارجان، ۲۰۰۴) به کار می‌رود. در این روش چگالی با عمق تغییر می‌کند و برای نشان دادن این وابستگی از یک تابع سهموی استفاده شده است:

$$\Delta\rho = \frac{\Delta\rho_0^3}{(\Delta\rho_0 - \alpha z)^2} \quad (1)$$

که در این رابطه $\Delta\rho_0$ و $\Delta\rho(z)$ معرف تباین‌های چگالی در سطح زمین و در عمق Z و α ضریب ثابتی است که با مفسر تعیین می‌شود.

با در نظر گرفتن تغییر تابع چگالی با عمق از رابطه (۱) در یک حوزه رسوبی، گرانی حاصل از یک منشور به صورت زیر محاسبه می‌شود (چاکراواری و ساندارجان، ۲۰۰۴).

با فرض اینکه 2T عرض، 2Y طول، Z1 عمق سطح بالایی، Z2 عمق سطح پایین منشور سه‌بعدی باشند با انتگرال‌گیری اثر گرانی المان حجم سه‌بعدی روی کل منشور داریم:

$$\left\{ \begin{aligned} & \frac{\Delta\rho_0}{\alpha(\Delta\rho_0^2 + |x+T|^2\alpha^2)} \times \left[\tan^{-1} \frac{|x+T|r_4}{z_2Y} - \tan^{-1} \frac{|x+T|r_1}{z_1Y} \right] + \frac{Y}{2(\Delta\rho_0^2 + Y\alpha^2)} \times \\ & \ln \left[\frac{(|x+T|-r_4)(|x+T|+r_1)}{(|x+T|+r_4)(|x+T|-r_1)} \right] - \frac{Y}{2(\Delta\rho_0^2 + Y^2\alpha^2)} \times \ln \left[\frac{(|x-T|-r_3)(|x-T|+r_2)}{(|x-T|+r_3)(|x-T|-r_2)} \right] - \\ & \frac{x-T}{2(\Delta\rho_0^2 + |x-T|^2\alpha^2)} \ln \left[\frac{(Y-r_3)(Y+r_2)}{(Y+r_3)(Y-r_2)} \right] + \frac{x+T}{2(\Delta\rho_0^2 + |x+T|^2\alpha^2)} \ln \left[\frac{(Y-r_4)(Y+r_1)}{(Y+r_4)(Y-r_1)} \right] + \\ & \frac{1}{\alpha} \left[\frac{1}{\Delta\rho_0 - \alpha z_2} \left(\tan^{-1} \frac{Y|x+T|}{z_2r_4} - \tan^{-1} \frac{Y|x-T|}{z_2r_3} \right) \right] - \frac{1}{\alpha} \left[\frac{1}{\Delta\rho_0 - \alpha z_1} \left(\tan^{-1} \frac{Y|x+T|}{z_1r_1} - \tan^{-1} \frac{Y|x-T|}{z_1r_2} \right) \right] \end{aligned} \right\} \quad (۳)$$

که در آن:

$$\begin{aligned} L_1 &= \left\{ [(x+T)^2 + Y^2]\alpha^2 + \Delta\rho_0^2 \right\}^{1/2} \\ L_2 &= \left\{ [(x-T)^2 + Y^2]\alpha^2 + \Delta\rho_0^2 \right\}^{1/2} \\ L_3 &= \Delta\rho_0 - \alpha z_2 \\ L_4 &= \Delta\rho_0 - \alpha z_2 \end{aligned}$$

و:

$$\begin{aligned} r_1 &= [(x+T)^2 + Y^2 + z_1^2]^{1/2} \\ r_2 &= [(x-T)^2 + Y^2 + z_1^2]^{1/2} \\ r_3 &= [(x-T)^2 + Y^2 + z_2^2]^{1/2} \\ r_4 &= [(x+T)^2 + Y^2 + z_2^2]^{1/2} \end{aligned}$$

حوزه را از مقادیر میدان با مدل پیش گفته، به صورت نقطه‌ای محاسبه و حوزه را شبیه‌سازی می‌کنیم. روش تفسیر با محاسبه عمق اولیه حوزه رسوبی شروع می‌شود. مقادیر ضخامت اولیه منشورها از طریق فرمول صفحه بوگه محاسبه می‌شوند، که در آن چگالی مطابق رابطه (۱) با عمق تغییر می‌کند. عمق‌های اولیه از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$z(m, n) = \frac{g_{\text{obs}}(m, n)\Delta\rho_0}{41.89\Delta\rho_0^2 + \alpha g_{\text{obs}}(m, n)} \quad (۵)$$

بنابراین اثر گرانی حاصل از منشورهای مربوط به حوزه رسوبی در یک شبکه شطرنجی (i, j) به صورت زیر است:

$$g_{\text{sba sin}} = \sum_{k=2}^{\text{NOY}-1} \sum_{l=2}^{\text{NOX}-1} g_{\text{PRISM}k,l} \quad (۴)$$

که در آن NOY و NOX تعداد گره‌ها در راستای محورهای X و Y و g_{PRISM} از رابطه (۳) تعیین می‌شود. با فرض اینکه میدان گرانی اندازه‌گیری شده در شبکه‌ای منظم روی صفحه‌ای افقی در دسترس باشد، عمق

روند NW-SE به‌دست می‌آید. و مینیموم عمق حدود ۱/۵۲ کیلومتر در شمال غربی ناحیه مورد بررسی، با روند W-E به‌دست می‌آید. بنابراین دامنه تغییرات سنگ کف در این ناحیه حدود ۸/۴ کیلومتر است. ممدوح ختاب (۱۹۹۵) در محدوده مورد بررسی خود عمق سنگ بستر را حدود ۸/۵ کیلومتر از طریق لایه‌بندی منطقه مورد بررسی‌اش و حدود ۱۰ کیلومتر از راه تحلیل نیمرخ‌های دوبعدی گرانی برآورد کرده است.

۴ تعیین ضخامت رسوب‌ها از راه حل مسئله معکوس گرانی در حوزه بسامد

روش دیگر برای تبدیل بی‌هنجاری گرانی به هندسه سه‌بعدی سنگ بستر روش پارکر-الدنبرگ است، با معلوم بودن تباین چگالی و عمق متوسط سنگ بستر، توپوگرافی با استفاده از تبدیل فوریه بی‌هنجاری‌های گرانی، به‌دست می‌آید (دیوید و همکاران، ۲۰۰۵). پارکر (۱۹۷۳) روشن ساخت که رابطه بین گرانی قائم (Δg) و توپوگرافی

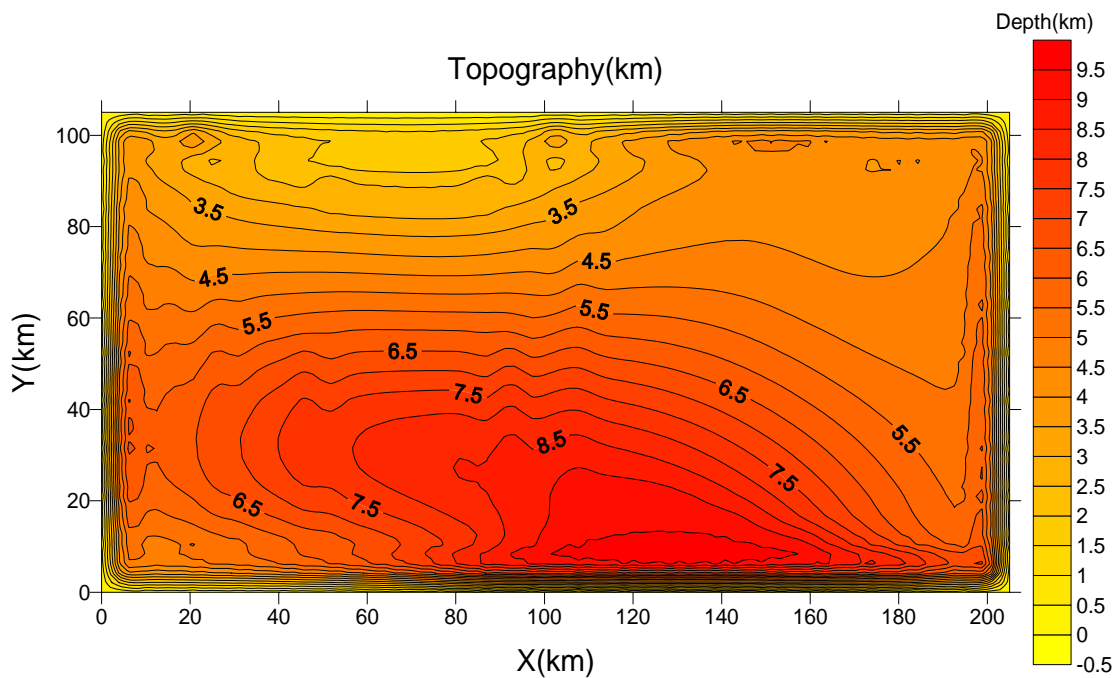
میدان گرانی حوزه رسوبی، با استفاده از عمق اولیه که از رابطه فوق به‌دست می‌آید، محاسبه می‌شود و چون عمق اولیه حاصل از کاربرد معادله بالا تقریبی است، میدان محاسباتی با میدان مشاهده‌ای تفاوت دارد و بنابراین، تفاوت بین این دو را با استفاده از روش تقریب تفاضلی نیوتن می‌توان تعدیل کرد:

$$z_{k+1}(m, n) = z_k(m, n) + \frac{g_{\text{obs}}(m, n) - g_{\text{sbsa sin}}(m, n)}{2\pi G \Delta \rho(z)} \quad (۶)$$

که در آن k شماره تکرار است.

با در نظر گرفتن تباین چگالی سنگ بستر با رسوب‌ها به میزان ۰/۵۵- (تباین چگالی منفی یعنی چگالی رسوب‌ها از چگالی سنگ کف کم‌تر است) گرم بر سانتی‌متر مکعب، نتایج حاصل از کاربرد روش ذکر شده در شکل ۳ نشان داده شده است.

با استفاده از روش فوق ماکزیموم عمق سنگ کف حدود ۹/۵۶ کیلومتر در جنوب غربی ناحیه مورد بررسی، با



شکل ۳. نقشه دوبعدی توپوگرافی باروش چاکراواتی رسوب‌ها در دریای عمان.

جسم موجب $h(r)$ در حوزه فوریه به صورت زیر است:

$$F[\Delta g] = -2\pi G\rho \exp(-|\vec{k}|z_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|\vec{k}|^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r})] \quad (7)$$

که در آن بردار \vec{r} نشان‌دهنده موقعیت در دستگاه دکارتی است و \vec{r} تصویر در صفحه $x-y$ را نشان می‌دهد. \vec{k} بردار موج تابع تبدیل یافته، و ρ چگالی است. الدنبرگ (۱۹۷۴) روشی برای محاسبه تباین چگالی توپوگرافی از بی‌هنجاری گرانی را با توسعه روش پارکر نتیجه گرفت. در حالت دوبعدی در دستگاه دکارتی، رابطه به صورت زیر است:

$$F[\Delta g(x)] = -2\pi G\rho \exp(-|k|z_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)]. \quad (8)$$

با مرتب‌سازی رابطه (۸) داریم:

$$F[h(x)] = -F[\Delta g(x)] \exp(|k|z_0) / (2\pi G\rho) - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x)].$$

در رابطه (۹)، $h(x)$ را با روش تکرار می‌توان به دست آورد و معمولاً شروع کار با مقدار اولیه $h(x) = 0$ است.

لازم به ذکر است که در روش فوق اگر تغییرات نمایی چگالی با عمق را لحاظ کنیم نتایج حاصل به‌طور طبیعی دقیق‌تر خواهد بود. این کار در این پایان‌نامه با الهام از کار اگزیا و همکاران (۱۹۹۵) با در نظر گرفتن تغییرات نمایی چگالی با عمق، توسط نگارنده صورت گرفته و برنامه رایانه‌ای نوشته شده توسط (گومز و همکاران، ۲۰۰۵) تغییر داده شده و با چگالی متغیر اجرا شده است. رابطه (۹) برای چگالی متغیر به‌طور نمایی با عمق به

صورت زیر در می‌آید:

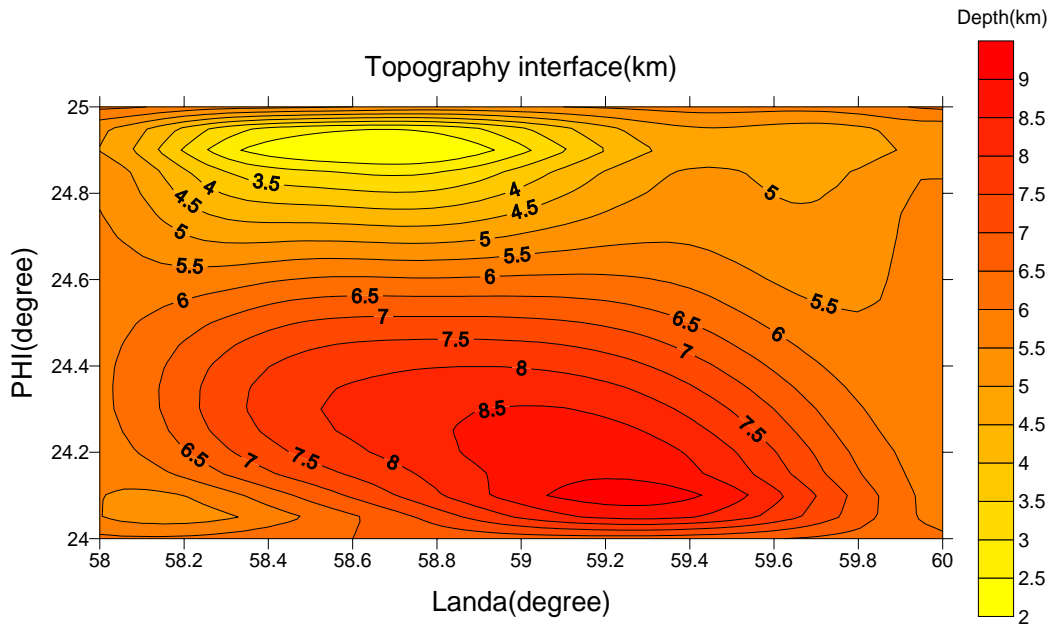
$$F[\Delta g(x)] = -2\pi G\rho \exp(-(\mu+|k|)z_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{[-(\mu+|k|)]^{n-1}}{n!} F[h^n(x)] \quad (10)$$

که در آن μ ثابت کاهش با ابعاد عکس طول است، در رابطه بالا اگر μ صفر شود، این معادله به صورت رابطه (۹) در می‌آید که همان رابطه پارکر است.

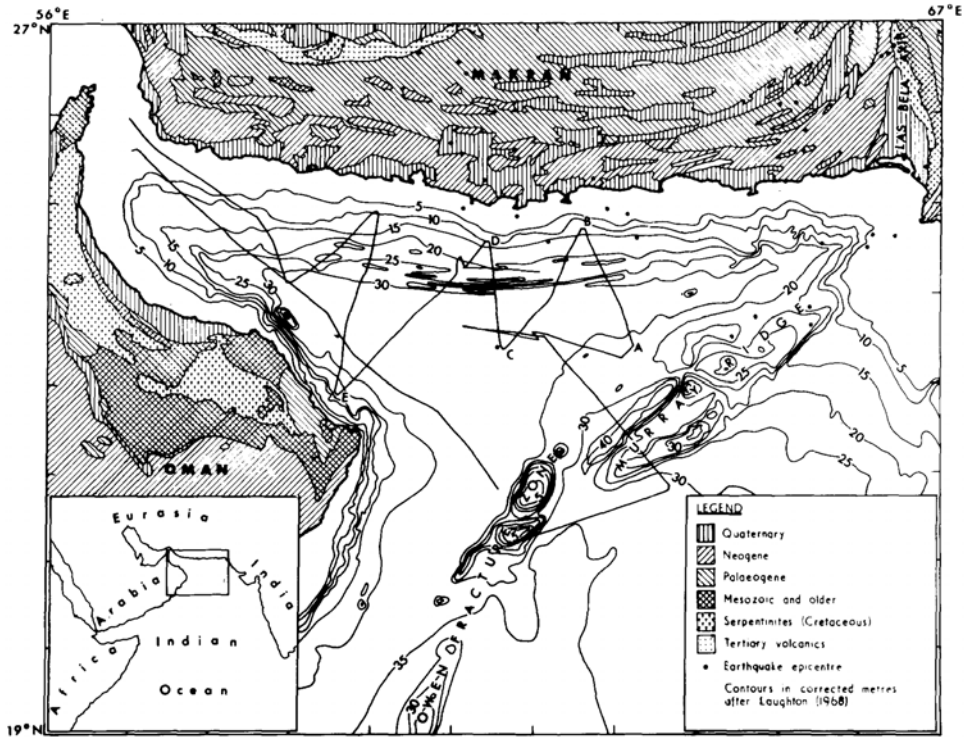
با استفاده از این روش عمق رسوب‌ها برای همان ناحیه به کار رفته در بخش قبل به دست می‌آیند که در شکل ۴ نمایش داده شده‌اند:

از هندسه سطح مشترک تبدیل شده (شکل ۴)، دیده می‌شود که ماکزیموم عمق حدود ۹/۶۳ کیلومتر و در قسمت جنوب غربی ناحیه مورد بررسی و با تمایل NW-SE قرار دارد. مینیموم عمق حدود ۱/۹۳ کیلومتر و در قسمت شمال غربی ناحیه مورد بررسی، با تمایل W-E قرار دارد. به گونه‌ای که تغییرات دامنه سنگ بستر حدود ۷/۷ کیلومتر در این ناحیه است.

با توجه به شکل ۵ که کنتورهای هم‌عمق آب را در منطقه دریای عمان نشان می‌دهد، در قسمت شمال غربی ناحیه مورد بررسی، عمق آب حدود ۵۰۰ متر و در قسمت جنوب غربی ناحیه مورد بررسی، عمق آب حدود ۳۰۰۰ متر است. بنابراین با روش چاکراواری ضخامت رسوب‌ها حداقل ۱۰۲۰ متر و حداکثر ۶۵۶۰ متر است، با روش الدنبرگ- پارکر ضخامت رسوب‌ها حداقل ۱۴۳۰ متر و حداکثر ۶۶۳۰ متر خواهد بود. مشاهده می‌شود که دو روش توافق خوبی با هم دارند. از طرفی ماکزیموم عمق به دست آمده نیز توافق خوبی با برآورد ضخامت، بین ۶ الی ۷ کیلومتری رسوب‌ها دارد (وایت، ۱۹۸۴ و وایت و کلیتگورد، ۱۹۷۶).



شکل ۴. نقشه دوبعدی توپوگرافی رسوب‌ها دریای عمان.



شکل ۵. نقشه دریای عمان (کنتورها برحسب ۱۰۰ متر هستند) (وایت و کلیتگورد، ۱۹۷۶).

- White, R. S., and Klitgord, K., 1976, Sediment deformation and plate tectonic in the Gulf of Oman, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 199-209.
- White, R., and Ross, D., 1979, Tectonics of the Western Gulf of Oman. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3479-3489.
- Wood, R., and Woodward, D., 2002, Sediment thickness and crustal of offshore western New Zealand from 3D gravity modeling. *New Zeal. Geol. Geop.*, **45**, 243-255.
- Xia, J., and Donald R. SPROWL, 1995, Moho depths in Kansas from gravity inversion assuming exponential density contrast. *Comput. Geosci.*, **21**, 237-244.

۵ نتیجه گیری

روش‌های به کار برده شده برای تعیین ضخامت رسوب‌ها در مدل دو لایه‌ای رسوب‌ها و سنگ بستر از راه بی‌هنجاری‌های هوای آزاد حاصل از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای (عسکری و همکاران، ۲۰۰۷) توافق خوبی با برآورد ضخامت با روش‌های لرزه‌ای وایت و کلیتگورد (۱۹۷۶) دارد، بنابراین می‌توان از روش ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای ارائه شده (عسکری و همکاران، ۲۰۰۷) برای اهداف ژئوفیزیکی و ژئودزی استفاده کرد.

منابع

- Askari, A., Ardestani, V. E., and Ardalan, A. A., 2007, Free-air gravity anomalies determination on the surface of Oman Sea through Satellite Altimetry observations. *J. Geodesy*, submitted.
- Chakravarthi, V., 1995, Gravity interpretation of non outcropping sedimentary basins in which the density contrast parabolically with depth. *Pure Appl. Geophys.*, **145**(2), 327-335.
- Chakravarthi, V., and Sundarajan, N., 2004, Automatic 3-D gravity modeling of sedimentary basins with density contrast varying parabolically with depth, *Comput. Geosci.*, **30**, 601-607.
- Gomes-Ortiz, D., Bhrigu, N. P., and Agrawal 2005, A Matlab program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm. *Comput. Geosci.*, **31**, 513-520.
- Khattab, M. M., 1995, Interpretation of magnetic and gravity surveys in the southern Arabian Gulf, the Strait of Hormuz, and the north westernmost Gulf of Oman: implication of pre-Permian basement tectonics. *Mar. Geol.*, **123**, 105-116.
- Oldenberg, D. W., 1974, The inversion and interpretation of gravity anomalies, *Geophysics*, **39**(4), 526-536.
- Parker, R. L., 1973, The rapid calculation of potential anomalies, *Geophys. J. Roy. Astrono. Soc.*, **31**, 447-455.
- White, R. S., 1984, Active and passive plate tectonic boundaries around the Gulf of Oman, North-West Indian Ocean. *Oceanogr. Res.*, **31**, 731-745.