

بررسی کارآمدی مدل پوسته CRUST 1.0 برای تخمین عمق موهو در منطقه خاورمیانه

پرستو جلولی^۱، حمیدرضا سیاهکوهی^{۲*} و حسین زمردیان^۳

۱. دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

۲. استاد، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

۳. استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

(دریافت: ۹۹/۱۱/۶، پذیرش نهایی: ۱۴۰۰/۳/۴)

چکیده

با توجه به پیچیدگی و تنوع ساختار تکتونیکی در منطقه خاورمیانه، استفاده از روشی که بتواند عمق موهو را با بیشترین همخوانی با این ساختارها را ارائه دهد، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در این مقاله به مقایسه عمق موهو به‌دست‌آمده در منطقه خاورمیانه با استفاده از دو شیوه متفاوت؛ (۱) وارون‌سازی گرانی منشورهای کروی، (۲) تخمین عمق موهو با به‌کارگیری منشورهای کروی و استفاده از مدل پوسته لرزه‌ای CRUST1.0، می‌پردازیم. در حالت کلی به‌دست آوردن عمق از داده‌های گرانی یک مسئله وارون غیرخطی است. در هر دو شیوه داده‌های گرانی با استفاده از روش یودا برگردان می‌شوند. با توجه به وسعت منطقه، استفاده از منشورهای کروی به‌جای منشورهای تخت در روش وارون‌سازی به‌کار رفته علاوه‌بر در نظر گرفتن انحنای زمین موجب کارآمدی روش نیز می‌شود. کمینه عمق موهو به‌دست آمده از روش اول ۱۲ کیلومتر مربوط به بخش‌هایی از اقیانوس هند و بیشینه عمق موهو ۵۴ کیلومتر مربوط به قسمت‌های غربی فلات تبت است که با مرز صفحات و ساختارهای تکتونیکی همبسته است. محدوده عمق موهو در روش دوم در بازه ۷/۵ تا ۴۹ کیلومتر است که مقدار کمینه مربوط به بخش‌هایی از اقیانوس هند و مقدار بیشینه مربوط به قسمت‌هایی از زاگرس است. مقایسه نتایج دو روش نشان می‌دهد که نتایج حاصل از روش اول به‌دلیل وارون‌سازی داده‌های گرانی سنجی نسبت به روش دوم که از مدل پوسته لرزه‌ای CRUST 1.0 برای تخمین عمق موهو استفاده کرده، کاملاً با مرز صفحات همخوانی داشته و کلیه ساختارهای تکتونیکی منطقه را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: عمق موهو، منشورهای کروی، وارون‌سازی داده‌های گرانی، مدل پوسته CRUST1.0.

۱. مقدمه

سومالی-عربستان و سومالی-هند، مرز واگرایی قاره‌ای-قاره‌ای شامل عربستان-سومالی واقع در کافت شرق آفریقا، مرز همگرایی اقیانوسی-قاره‌ای شامل فروانش مکران، مرز همگرایی اقیانوسی-اقیانوسی شامل مرز آفریقا-آناطولی و مرز همگرایی قاره‌ای-قاره‌ای شامل مرز عربستان-اوراسیا واقع در زون کوه‌زایی زاگرس در این منطقه واقع شده است. در شکل ۱، نقشه توپوگرافی منطقه به‌همراه ساختارهای غالب تکتونیکی نشان داده شده است. ویژگی‌های متفاوت پوسته زمین از جمله تغییرات چگالی، تغییرات دمایی، تغییر ضخامت پوسته و تغییرات سرعت امواج لرزه‌ای، کمک زیادی به شناخت بیشتر زمین و پدیده‌های تکتونیکی و ژئودینامیکی می‌کند. با توجه به وسعت منطقه و تنوع ساختارهای تکتونیکی و اهمیت شناخت عمق موهو مطالعات

یکی از پارامترهای مهم در مطالعه ساختارهای تکتونیکی و ژئودینامیکی ناپوستگی موهوروویچ "به اختصار موهو" است که مرز جدایی بین پوسته و گوشته زمین است. در این مقاله با استفاده از وارون‌سازی داده‌های گرانی سنجی به بررسی عمق موهو در منطقه خاورمیانه واقع در عرض‌های ۰° تا ۵۰° شمالی و ۲۰° تا ۷۰° شرقی می‌پردازیم که به‌دلیل وجود ساختارهای متفاوت و متنوع تکتونیکی و همچنین اهمیت بیشینه تاریخی این ساختارها در بررسی فرایندهای تکتونیکی و زمین‌شناسی از اهمیت ویژه‌ای برای محققین علوم زمین برخوردار است. منطقه مورد مطالعه شامل صفحه‌های اصلی اوراسیا، عربستان، آفریقا و اقیانوس هند و صفحه‌های کوچک سومالی، آناطولی و دریای اژه است (برد، ۲۰۰۳). همچنین مرزهای واگرایی اقیانوسی-اقیانوسی شامل آفریقا-عربستان،

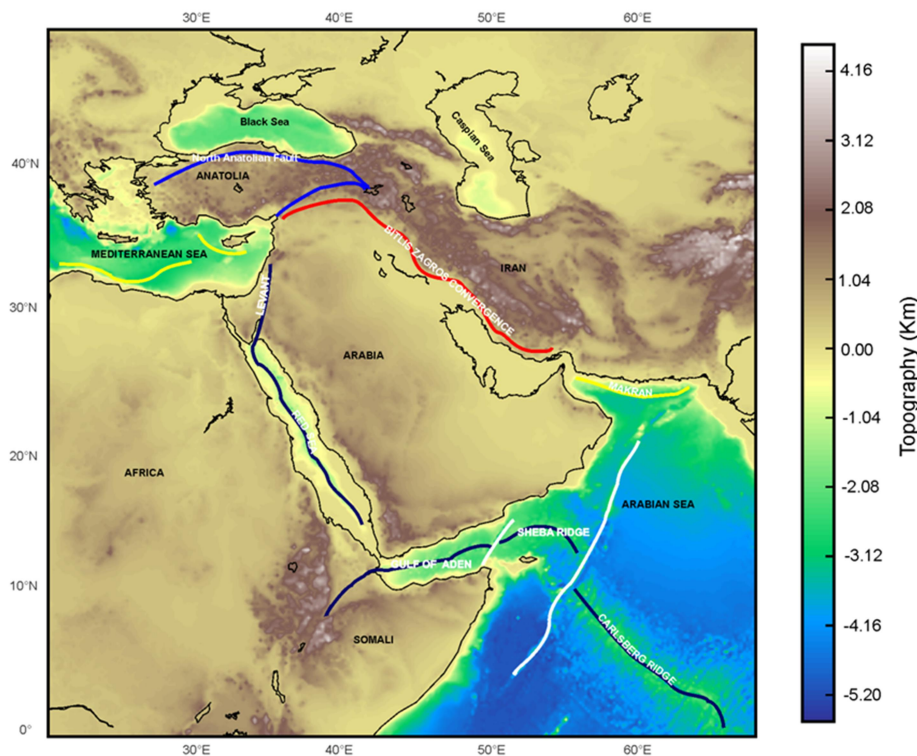
همکاران، ۲۰۱۱؛ تاتار و نصرآبادی، ۲۰۱۳ و نصرآبادی و همکاران، ۲۰۱۹، اشاره کرد. در منطقه البرز، صدودی و همکاران، ۲۰۰۹؛ رجایی و همکاران، ۲۰۱۰؛ متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۱ و متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۳، به مطالعه پرداختند. در منطقه آناطولی، دریای اژه و دریای مدیترانه مطالعات ساندرز و همکاران، ۱۹۹۸؛ لی و همکاران، ۲۰۰۳؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۶؛ تزل و همکاران، ۲۰۱۳؛ کارابولت و همکاران، ۲۰۱۳؛ سمپیترو و همکاران، ۲۰۱۸ و کارابوات و همکاران، ۲۰۱۹، صورت گرفته است.

۲. روش پژوهش

۲-۱. منشورهای کروی

یک منشور کروی (Tesseroid)، یک عنصر حجمی است که در مختصات کروی زمین مرکز تعریف می‌شود. یک منشور کروی به وسیله دو نصف النهار، دو خط موازی و دو کره هم‌مرکز محصور شده است. میدان‌های گرانشی یک منشور کروی در نقطه $P=(r, \varphi, \lambda)$ ، نسبت به دستگاه مختصات شمالی محلی در $P=(x, y, z)$ تعیین می‌شود.

لرزه‌نگاری و گرانی‌سنجی زیادی در این منطقه انجام شده است؛ به‌عنوان مثال، دودا و همکاران، ۲۰۰۵؛ تیری و همکاران، ۲۰۰۷؛ هاموند و همکاران، ۲۰۱۱؛ سبر و همکاران، ۲۰۰۱؛ المدنی، ۲۰۱۱ و گلوئیگ و همکاران، ۲۰۱۶، به مطالعه پوسته و عمق موهو در شرق آفریقا و مثلث آفار پرداختند. در دریای سرخ و خلیج عدن، تیری و همکاران، ۲۰۰۵؛ هنسن و همکاران، ۲۰۰۷ و سالم و همکاران، ۲۰۱۳، به مطالعه پرداختند؛ همچنین الحشمی و همکاران، ۲۰۱۱؛ الدامق و همکاران، ۲۰۰۵ و مچی و همکاران، ۲۰۱۳، در صفحه عربستان به مطالعه پرداختند. در ایران نیز مطالعاتی صورت گرفته است که می‌توان به دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۴؛ شادمنامن و همکاران، ۲۰۱۱؛ متقی و همکاران، ۲۰۱۲؛ محمدی و همکاران، ۲۰۱۳؛ عبادی و همکاران، ۲۰۱۹ و حیدرزاده شالی و همکاران، ۲۰۲۰، اشاره کرد. با توجه به وجود ساختارهای تکتونیکی متفاوت در ایران مطالعاتی در زمینه عمق موهو و ساختار پوسته روی این ساختارها صورت گرفته که در زاگرس و مکران می‌توان به افسری و همکاران، ۲۰۱۱؛ پاول و



شکل ۱. نقشهٔ توپوگرافی خاورمیانه به‌همراه ساختارهای تکتونیکی در این منطقه. رنگ قرمز: زون‌های برخورد، رنگ سفید: گسل‌های تبدیل، رنگ سیاه: مرزهای واگرا، رنگ آبی: گسل‌های امتدادلغز و رنگ زرد: زون‌های فرورانش.

مرجع (زمین نرمال) است. این اثر در همان نقطه P ، که مشاهدات گرانی در آن انجام شده است، محاسبه می‌شود. برای این منظور از بیضوی مرجع WGS 84 و روابط موجود در لی و گوتز (۲۰۰۱) استفاده شده و آشفتگی گرانی $\delta(P)$ ، طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود.

$$\delta(P) = g(P) - \gamma(P) \quad (1)$$

در این رابطه $\gamma(P)$ ، گرانی بیضوی مرجع و $g(P)$ ، گرانی مشاهده شده در نقطه P است. حذف اثر توپوگرافی از آشفتگی گرانی که آشفتگی بوگه کامل است، به وسیله مدل زمینگان دیجیتال *ETOPO1.0* (آمانت و اتکینز، ۲۰۰۹) با استفاده از منشورهای کروی صورت می‌گیرد.

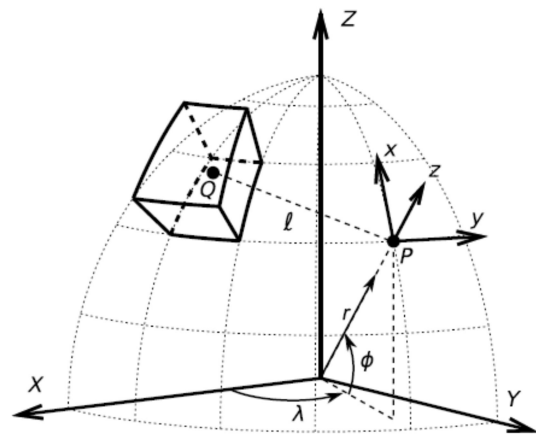
$$\delta g_b = \delta(P) - g_{topo}(P) \quad (2)$$

که در قاره‌ها از چگالی استاندارد $\frac{kg}{m^3}$ ۲۶۷۰، و در اقیانوس‌ها از چگالی $\frac{kg}{m^3}$ ۱۶۳۰، استفاده می‌شود. در مرحله بعد با استفاده از مدل پوسته لرزه‌ای CRUST1.0 (لاسک و همکاران، ۲۰۱۳) اثر رسوب‌های سه‌لایه‌ای، با استفاده از منشورهای کروی حذف می‌شود. در اینجا از بی‌هنجاری‌های کوچک داخل پوسته صرف نظر شد؛ بنابراین تنها چیزی که می‌ماند اثر بی‌هنجاری موهو است که در واقع داده‌های خام ورودی وارون‌سازی هستند.

$$\delta g_l = \delta g_b - g_{sediments} \quad (3)$$

اثر گرانی جرم‌های گفته شده در بالا برای تصحیح و برگردان با استفاده از مدل‌سازی مستقیم منشورهای کروی (در نظر گرفتن اثر کرویت زمین) انجام می‌گیرد. شکل ۳، این تصحیح‌ها و برگردان‌ها را نشان می‌دهد.

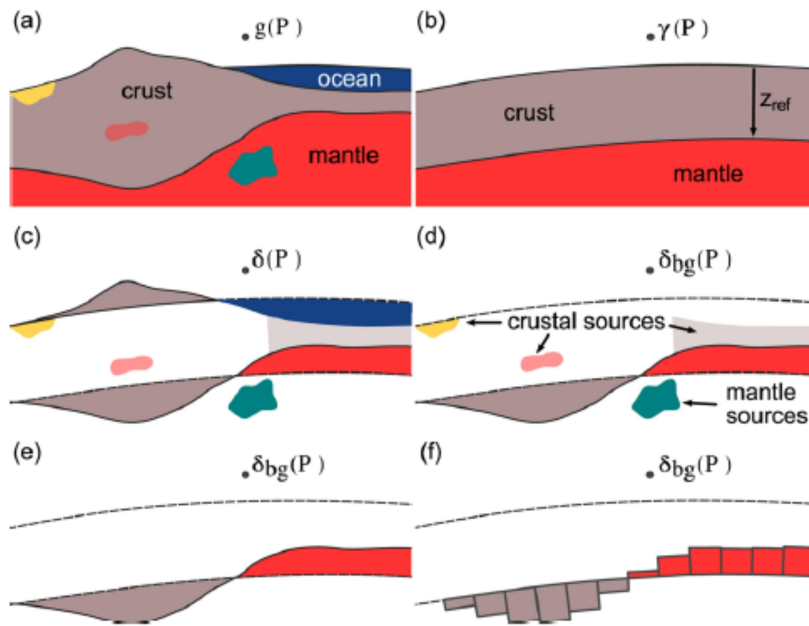
شکل ۲، نمایی از یک منشور کروی است. Q نقطه انتگرال‌گیری داخل منشور کروی، (X,Y,Z) دستگاه مختصات زمین مرکزی و نقطه مشاهده P دارای مختصات محلی (x,y,z) است. در اینجا (r, ϕ, λ) نشانگر شعاع، عرض جغرافیایی و طول جغرافیایی نقطه P هستند و l فاصله دکارتی بین نقطه Q و P است. دو راه حل کلی برای حل منشورهای کروی وجود دارد؛ روش اول بر مبنای بسط سری تیلور (هک و وستز، ۲۰۰۷) و روش دوم بر مبنای روش گاوس-لژاندر (اصغرزاده و همکاران، ۲۰۰۷) است. با توجه به این که حل عددی منشورهای کروی با روش گاوس-لژاندر ساده‌تر است در این مقاله از نسخه اصلاح شده روش دوم (یودا و همکاران، ۲۰۱۶) استفاده شده است.



شکل ۲. منشور کروی (یودا و همکاران، ۲۰۱۶).

۲-۲. تصحیحات و برگردان‌های گرانی

برای حل مسائل وارون میدان پتاسیل، توزیع چگالی بی‌هنجاری هدف را قبل از هر اقدامی باید منزوی کرد. برای نقطه P که نقطه مشاهده روی زمین است، در ابتدا تصحیح‌ها و برگردان‌های گرانی لازم را انجام می‌دهیم. اولین برگردان، حذف گرانی بیضوی



شکل ۳. تصحیح‌ها و برگردان‌های گرانی (یودا و همکاران، ۲۰۱۶).

۳-۲. مسئله وارون

برای محاسبه جاذبه گرانی بی‌هنجاری موهو در طی فرایند وارون‌سازی، لازم است موهوی واقعی را به $N \times M$ منشور کروی گسسته‌سازی کنیم. در اینجا از روش وارون‌سازی به کار گرفته شده در یودا و باربوسا (۲۰۱۶)، استفاده می‌شود. در این روش هدف پیدا کردن بردار پارامترهای p از یک سری داده‌های گرانی مشاهده شده d^0 است با کمینه کردن تابع هدف زیر به روش کمترین مربعات:

$$\phi(p) = [d^0 - d(p)]^T [d^0 - d(p)] \quad (4)$$

که در آن تابع $\phi(p)$ نسبت به p غیرخطی است.

برای به دست آوردن کمینه آن از روش‌های بهینه‌سازی تکراری بر پایه گرادیان مثل گاوس-نیوتن و تندترین کاهش استفاده شد که این روش‌ها از یک تقریب اولیه برای بردار پارامترهای مدل p^0 شروع می‌شود و بردار پیریشیدگی پارامتر Δp^0 به دست می‌آید. از این بردار برای به روز کردن p^0 به p^1 استفاده می‌شود.

$$p^1 = p^0 + \Delta p^0 \quad (5)$$

این روند تا به دست آمدن کمینه تابع $\phi(p)$ تکرار می‌شود.

در روش گاوس-نیوتن بردار پیریشیدگی پارامتر در k امین تکرار Δp^k با حل این سیستم خطی به دست می‌آید:

$$H^k \Delta p^k = -\nabla \phi^k \quad (6)$$

که در آن $\nabla \phi^k$ بردار گرادیان $\phi(p)$ و H^k ماتریس هسین $\phi(p)$ است.

$$\begin{aligned} \nabla \phi^k &= -2A^{kT} [d^0 - d(p)^k] \\ H^k &\approx 2A^{kT} A^k \end{aligned} \quad (7)$$

که در آن A^k یک ماتریس حساسیت یا ژاکوبی $M \times N$ به صورت زیر است:

$$A_{ij}^k = \frac{\partial f_i}{\partial p_j} (p^k) \quad (8)$$

از آنجا که وارون‌سازی داده‌های گرانی برای به دست آوردن جدایش دو سطح مثل موهو یک مسئله غیرخطی و بدوضع است و نیاز به استفاده از منظم‌سازی دارد، از روش منظم‌سازی تیخونوف مرتبه اول در حل مسئله وارون استفاده کردیم تا با توجه به وسعت منطقه مورد مطالعه یک مدل همواری به دست آوریم.

$$\theta(p) = P^T R^T R P \quad (9)$$

که در آن R ، یک ماتریس تفاضل محدود $l \times m$ است و

محاسبه داده‌های پیش‌بینی در نقاط مشابه داده‌های آزمون، با مدل‌سازی مستقیم استفاده می‌شود.

$$d_{test}^n = f(\widehat{p}^n) \quad (13)$$

از میانگین مربعات خطا، برای ارزیابی μ_n انتخاب شده در خطای بین داده‌های آزمونی مشاهده‌ای و پیش‌بینی استفاده می‌شود.

$$MSE_n = \frac{\|d_{test}^o - d_{test}^n\|^2}{N_{test}} \quad (14)$$

که N_{test} ، تعداد داده‌های آزمون هستند. عددی که رابطه ۱۴ را کمینه کند، مقدار بهینه برای μ_n است و همزمان بهترین پیش‌بینی برای داده‌های آزمونی است.

مراحل انجام روش اعتبارسنجی متقابل نگهداشتی را می‌توان به صورت زیر خلاصه کرد:

- داده‌های مشاهده‌شده را به دو دسته داده‌های آزمون (d_{test}^o) و داده‌های تمرینی (d_{inv}^o) تقسیم می‌کنیم.
- برای هر مقدار

$$\mu_n \in [\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_{N_n}]:$$

الف) با وارون‌سازی داده‌های تمرینی d_{inv}^o ، \widehat{p}^n برآورد می‌شود.

ب) از مقدار \widehat{p}^n ، برای محاسبه داده‌های آزمون با استفاده از رابطه ۱۳ استفاده می‌شود.

ج) محاسبه (MSE) با استفاده از رابطه ۱۴.

- انتخاب راه‌حل نهایی برای \widehat{p}^n که وابسته به کوچک‌ترین مقدار MSE_n است.

۳. اندازه‌گیری، مشاهده و محاسبه

داده‌های گرانی به کار گرفته شده در این مقاله مدل گرانی‌سنجی هماهنگ کروی (v2) EIGEN-6S4 از درجه و مرتبه ۳۰۰ است که ترکیبی از ماهواره‌های گائوس، گریس و لاگوس است. در این مدل گرانی داده‌های خام ورودی هستند که تمام تصحیحات و برگردان‌ها روی این داده‌ها انجام شده است. این داده‌ها از سامانه اینترنتی ICGEM (بارتلمز و کولر، ۲۰۱۲)، به شکل میدان گرانی کامل روی شبکه منظم با فاصله 0.2° و

l معرف تفاوت مرتبه اول عمق منشورهای مجاور است. با اعمال منظم‌سازی تابع هدف به صورت زیر درآمد:

$$\Gamma(p) = \phi(p) + \mu \theta(p) \quad (10)$$

که در آن $\Gamma(p)$ تابع هدف و نسبت به p غیرخطی است و با کمینه کردن به روش گاوس-نیوتن حل می‌شود $\theta(p)$ ، تابع منظم‌سازی و μ پارامتر منظم‌سازی هستند.

در k امین تکرار پارامتر بردار پریشدگی Δp^k با حل این سیستم معادله‌های خطی به دست می‌آید:

$$\begin{aligned} \nabla \Gamma^k &= -2 A^{kT} [d^o - d(p^k)] + 2\mu R^T R p^k \\ H^k &= 2 A^{kT} A^k + 2\mu R^T R \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} [A^{kT} A^k + \mu R^T R] \Delta p^k &= \\ A^{kT} [d^o - d(p^k)] - \mu R^T R p^k \end{aligned} \quad (12)$$

به دست آوردن عمق موهو از این معادلات به دو دلیل پرهزینه است:

- ماتریس ژاکوبی A^k ، $N \times M$

- راه‌حل برای سیستم معادلات $M \times M$

با به کارگیری روش (بات، ۱۹۶۰) که یک روش مؤثر برای تخمین عمق پی‌سنگ حوضه‌های رسوبی از مشاهدات گرانی است و با جایگذاری مقدار $A = 2\pi G \Delta \rho l$ (که همان تقریب صفحه بوگه است) در رابطه ۱۲، مشتق d_i نسبت به p_i برابر $2\pi G \Delta \rho$ است (سیلوا و همکاران، ۲۰۱۴)؛ بنابراین ماتریس ژاکوبی خطی می‌شود و بدین ترتیب مشکل بزرگ بودن ماتریس A^k حل می‌شود.

برای تعیین مقدار μ از روش اعتبارسنجی متقابل نگهداشتی (holdout cross-validation) استفاده شده است (کیم، ۲۰۰۹). در روش اعتبارسنجی مذکور داده‌ها به بخش تمرینی و آزمونی تقسیم می‌شوند. داده‌های تمرینی برای وارون‌سازی استفاده می‌شوند در حالی که داده‌های آزمونی برای بررسی کیفیت مقدار μ انتخاب‌شده، مورد استفاده قرار می‌گیرند. برای مقدار پارامتر منظم‌سازی μ_n ، داده‌های تمرینی با استفاده از μ_n برای برآورد \widehat{p}^n ، برگردان می‌شوند. از این برآورد برای

به زون کوه‌زایی زاگرس شده است، به‌وضوح در این شکل دیده می‌شود.

در شکل ۶، عمق موهوی مربوط به مدل CRUST1.0 نشان داده شده‌است. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود کمینه عمق موهو در حدود ۸/۵ کیلومتر و مربوط به قسمت‌هایی از اقیانوس هند و بیشینه مقدار عمق موهو در حدود ۴۹ کیلومتر و مربوط به قسمت‌هایی از زون کوه‌زایی زاگرس است.

اینک مراحل اجرای شیوه دوم تعیین عمق موهو در منطقه مورد مطالعه با استفاده از داده‌های مدل پوسته لرزه‌ای CRUST1.0 بیان می‌شود. هدف از انجام شیوه دوم، به‌کارگیری روش وارون پیشنهادی با داده‌های مدل پوسته CRUST1.0 در منطقه مورد مطالعه و سپس مقایسه عمق موهوی به‌دست‌آمده از آن با نتایج حاصل از شیوه اول است. برای این منظور یک مدل با تعداد $M_{lat} \times M_{lon} = 50 \times 50$ منشور کروی با استفاده از عمق‌های موهو به‌دست‌آمده در شکل ۵ می‌سازیم. به‌کمک روش محاسبه پیشرو (forward) داده‌های گرانی ساختگی حاصل از این مدل در ارتفاع ثابت ۵۰ km و روی شبکه منظم $N_{lat} \times N_{lon} = 99 \times 99$ و با سطح نوفه ۵ mGal تهیه شده است که در شکل ۷ نشان داده شده است. با توجه به این شکل، بی‌هنجاری گرانی منفی در منطقه زاگرس و کپه‌داغ و بی‌هنجاری گرانی مثبت در اقیانوس هند مشاهده می‌شود ولی برخلاف آشفتگی گرانی موجود در شکل ۴ که بازتابی از پدیده‌های تکتونیکی منطقه است، پدیده‌های تکتونیکی در شکل ۷ به‌وضوح شکل ۴ دیده نمی‌شوند. به‌عنوان مثال آشفتگی گرانی در میانه دریای سرخ و همچنین دریای سیاه در شکل ۷ به‌خوبی شکل ۴ قابل مشاهده نیست. در قدم بعدی از شیوه دوم با اعمال روش وارون‌سازی پیشنهادی روی داده‌های گرانی ساختگی از مدل CRUST1.0، پارامترهای اضافی و سپس عمق موهو را محاسبه می‌کنیم. مقادیر $\mu = 4/46e - 5$ ، $\Delta\rho = 350 kg/m^3$ و $Z_{ref} = 30 km$ برای پارامترهای اضافی در این

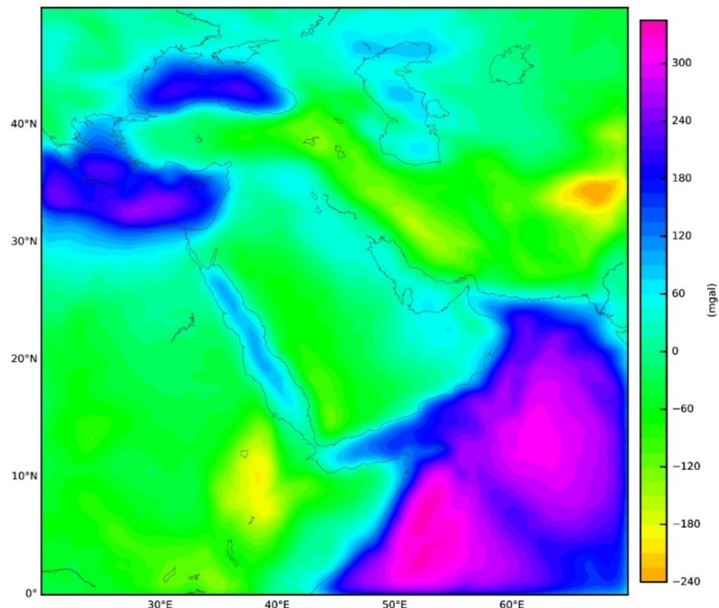
ارتفاع بیضوی ۵۰۰۰۰ متر دانلود شده‌است. برای انجام تصحیح توپوگرافی در این مقاله از مدل توپوگرافی دیجیتالی ETOPO 1 (آمانتز و اکینز، ۲۰۰۹) استفاده شده است.

برای حذف اثر گرانی رسوبات از مدل لرزه‌ای پوسته CRUST1.0 (لاسک و همکاران، ۲۰۱۳) استفاده شد که شامل سه لایه رسوب (رسوب‌های بالایی، رسوب‌های میانی و رسوب‌های پایینی) است و مدل چگالی در بلوک‌های $1^\circ \times 1^\circ$ است. در هر یک از این بلوک‌های $1^\circ \times 1^\circ$ اطلاعات مربوط به مقدار چگالی و عمق این لایه‌های رسوبی وجود دارد. در فرایند حذف اثر گرانی این سه لایه رسوبی، اثرها با استفاده از منشورهای کروی محاسبه شدند.

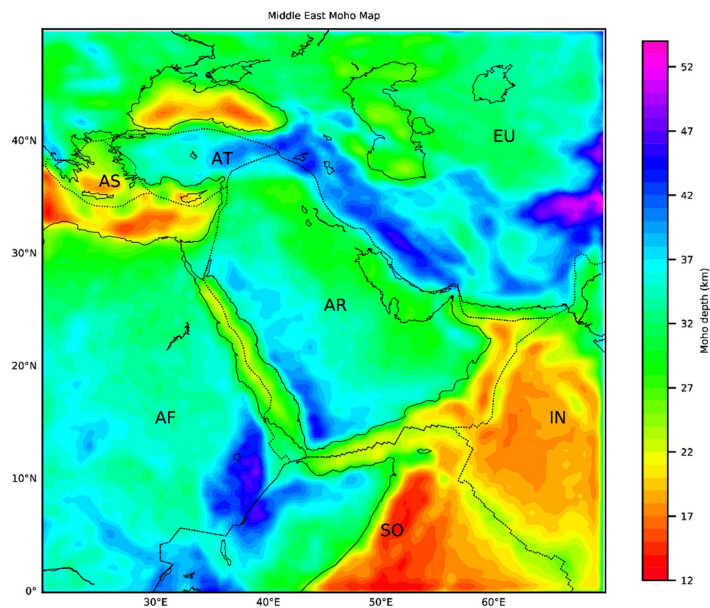
در شکل ۴، آشفتگی گرانی بدون اثر رسوبات نشان داده شده است. در این شکل مقادیر مثبت گرانی مربوط به پوسته اقیانوسی در دریای سیاه، دریای مدیترانه، قسمت‌های شمالی دریای خزر، دریای سرخ و اقیانوس هند می‌باشد و مقادیر منفی گرانی مربوط به پوسته قاره‌ای است. مقادیر نشان داده شده در شکل ۴ در قدم بعدی به‌عنوان ورودی برای شیوه اول محاسبه عمق موهو با روش وارون‌سازی پیشنهادی استفاده شدند. عمق موهوی به‌دست‌آمده از وارون‌سازی این داده‌ها در شکل ۵ نشان داده شده است. مقادیر به‌دست‌آمده به پارامترهای اضافی در روند وارون‌سازی عبارت‌اند از: $\mu = 0/01$ ، $Z_{ref} = 32/5 km$ و $\Delta\rho = 500 kg/m^3$ بر اساس نتایج به‌دست‌آمده، کمترین عمق موهو در حدود ۱۲ کیلومتر در اقیانوس هند و بیشترین عمق آن مربوط به بخش‌های غربی فلات تبت در حدود ۵۴ کیلومتر است. این نتایج با ساختارهای غالب تکتونیکی و مرز صفحات منطبق است. به‌طور مثال مرز صفحات و تغییرات عمق موهو در میانه دریای سرخ و پشته‌های میان اقیانوس هند که مرزهای واگرایی اقیانوسی هستند، همخوانی خوبی با نتایج نشان داده شده در شکل ۵ دارند. همچنین تغییرات ناگهانی عمق موهو در مرز صفحات عربستان و اورآسیا که منجر

را نمایان نمی‌کند، در شکل ۵، تفاوت عمق موهو در مرز صفحات به‌خوبی نمایان است که می‌توان به مرز واگرایی اقیانوسی در دریای سرخ و خلیج عدن اشاره کرد؛ اما در شکل ۸ تفاوت عمقی در مرز صفحات مشاهده نمی‌شود و همچنین ساختارهای غالب تکتونیکی منطقه در این شکل به وضوح شکل ۵ که حاصل از وارون‌سازی گرانی است قابل مشاهده نیست.

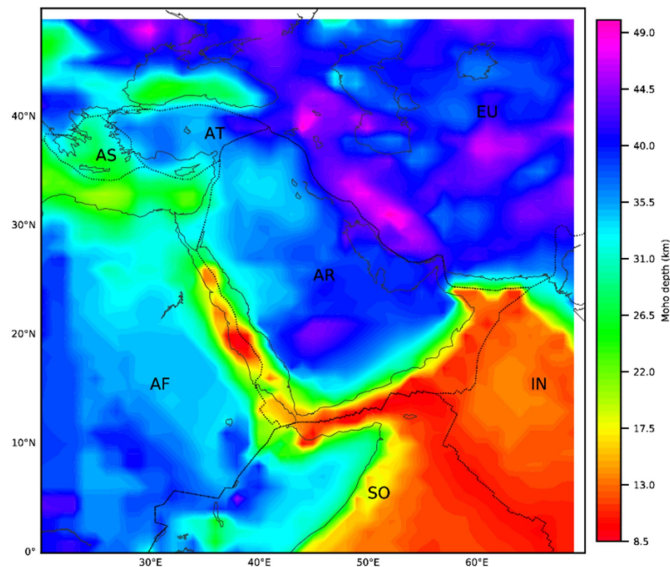
وارون‌سازی به‌دست آمدند. نقشه عمق موهوی تخمین زده شده هم در شکل ۸ نشان داده شده است. کمینه عمق موهوی تخمین‌زده‌شده ۷/۵ کیلومتر و در قسمت‌هایی از اقیانوس هند و دریای سرخ است و بیشینه عمق تخمین‌زده‌شده ۴۹ کیلومتر و در زون کوه‌زایی زاگرس است. همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، عمق موهوی به‌دست آمده از شیوه دوم به خوبی شیوه اول (شکل ۵) مرز صفحات تکتونیکی



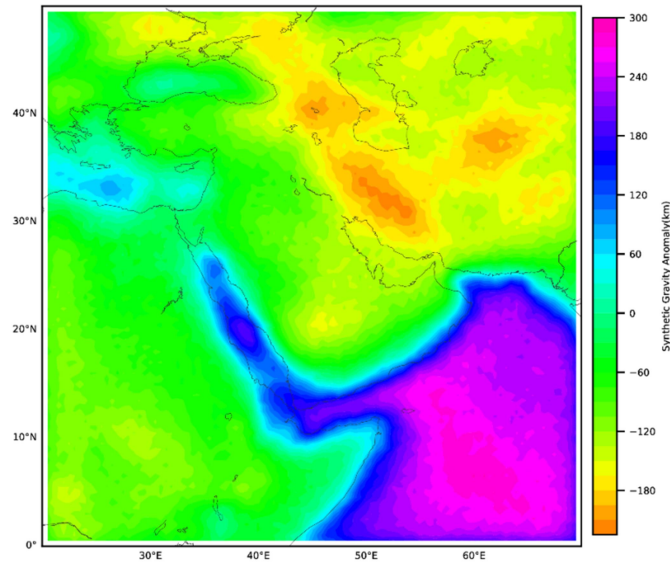
شکل ۴. آشفته‌گی گرانی بدون اثر رسوبات مربوط به داده‌های ماهواره‌های گاوس، گریس و لاگوس.



شکل ۵. نقشه عمق موهو حاصل از شیوه اول. خطوط مرزی سیاه‌رنگ مشخص‌کننده مرز صفحات اورآسیا (EU)، عربستان (AR)، هند (IN)، آفریقا (AF)، سومالی (SO)، آناتولی (AT) و دریای اژه (AS) هستند.



شکل ۶. عمق موهوی مربوط به مدل لرزه‌ای CRUST1.0.

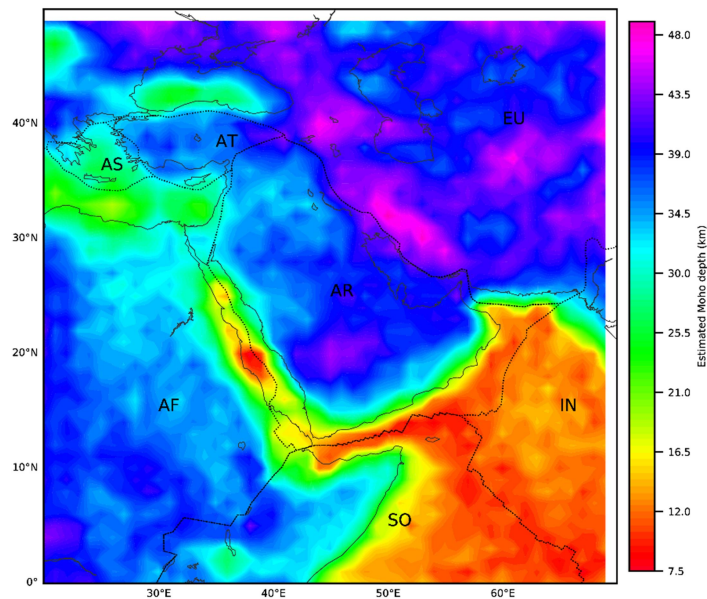


شکل ۷. بی‌هنجاری گرانی ساختگی از مدل لرزه‌ای CRUST1.0.

۴. نتیجه‌گیری

در این مقاله به مقایسه عمق موهوی به‌دست آمده در منطقه خاورمیانه با دو شیوه متفاوت پرداخته شده است. در شیوه اول از وارون‌سازی داده‌های گرانی و در شیوه دوم از مدل پوسته لرزه‌ای CRUST1.0 استفاده شد. با توجه به پیچیدگی و تنوع ساختاری تکتونیکی در منطقه خاورمیانه استفاده از روشی که بتواند این ساختارها را آشکار کند از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. برای این منظور در هر دو شیوه در اجرای فرایند وارون‌سازی از منشورهای کروی در تعیین عمق موهوی منطقه خاورمیانه استفاده شد.

مقایسه خروجی این دو شیوه نشان می‌دهد در حالت کلی شیوه اول که در آن تخمین عمق موهو با استفاده از برگردان داده‌های گرانی‌سنجی و کاربرد منشورهای کروی صورت می‌گیرد نتایج قابل قبول‌تری نسبت به استفاده از مدل پوسته CRUST 1.0 برای تخمین عمق موهو در شیوه دوم دارد. زیرا نتایج کاملاً همخوانی با مرز صفحات داشته و کلیه ساختارهای تکتونیکی منطقه را نشان می‌دهد. شایان ذکر است که استفاده از مدل گرانی‌سنجی روی شبکه منظم و در دسترس بودن این داده‌ها مزیت شیوه اول است.



شکل ۸. نقشه عمق موهوی تخمین‌زده‌شده از مدل CRUST1.0 در شیوه دوم با استفاده از روش وارون پیشنهادی.

مراجع

- Afsari, N., Sodoudi, F., Taghizadeh Farahmand, F. and Ghassemi, M. R., 2011, Crustal structure of Northwest Zagros (Kermanshah) and Central Iran (Yazd and Isfahan) using teleseismic Ps converted phases. *Journal of Seismology*, 15(2), 341–353.
- Al-Damegh, K., Sandvol, E. and Barazangi, M., 2005, Crustal structure of the Arabian plate: New constraints from the analysis of teleseismic receiver functions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 231, 177-196.
- Al-Hashmi, S., Gök, R., Al-Toubi, K., Al-Shijbi, Y., El-Hussain, I. and Rodgers, A. J., 2011, Seismic velocity structure at the southeastern margin of the Arabian Peninsula. *Geophysical Journal International*, 186(2), 782–792.
- Almadani, S. A., 2011, Receiver function studies of crustal structure, composition, and evolution beneath the Afar Depression, Ethiopia, Doctoral Dissertations, 2248, Missouri University of Science and Technology.
- Amante, C. and Eakins, B. W., 2009, ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis, NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA.
- Asgharzadeh, M. F., Von Frese, R. R. B., Kim, H. R., Leftwich, T. E. and Kim, J. W., 2007, Spherical prism gravity effects by Gauss-Legendre quadrature integration. *Geophysical Journal International*, 169(1), 1–11.
- Barthelmes, F. and Kohler, W., 2012, International Centre for Global Earth Models (ICGEM). *Journal of Geodesy*, 86(10), 932–934.
- Bird, P., 2003, An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics and Geosystem*, 4(3), 1027.
- Bott, M.H.P., 1960, The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Geophys. J. Int.*, 3(1), 63-67.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran. *N. Jb.Geol. Palaeont. Abh.*, 168, 215-229.
- Dugda, M. T., Nyblade, A. A., Julia, J., Langston, C. A., Ammon, C. J. and Simiyu, S., 2005, Crustal structure in Ethiopia and Kenya from receiver function analysis: Implications for rift development in eastern Africa. *Journal of Geophysical Research*, 110, B01303.
- Ebadi, S., Barzaghi, I., Safari, A. and Bahroudi, A., 2019, Evaluation of different gravimetric methods to Moho recovery in Iran. *Annals of Geophysics*, 62.
- Globig, J., Fernández, M., Torne, M., Vergés, J., Robert, A. and Faccenna, C., 2016, New insights into the crust and lithospheric mantle structure of Africa from elevation, geoid, and thermal analysis, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 5389–5424.
- Hammond, J. O. S., Kendall, J.-M., Stuart, G.W., Keir, D., Ebinger, C., Ayele, A. and Belachew, M., 2011, The nature of the crust beneath the afar triple junction: evidence from receiver functions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q12004.
- Hansen, S. E., Rodgers, A. J., Schwartz, S. Y. and Al-Amri, A. M. S., 2007, Imaging ruptured

- lithosphere beneath the Red Sea and Arabian Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3-4), 256–265.
- Heck, B. and Seitz, K., 2007, A comparison of the tesseroïd, prism and pointmass approaches for mass reductions in gravity field modelling. *Journal of Geodesy*, 81(2), 121–136.
- Heydarizadeh Shali, H., Sampietro, D., Safari, A., Capponi, M. and Bahroudi, A., 2020, Fast collocation for Moho estimation from GOCE gravity data: the Iran case study. *Geophysical Journal International*, 221(1), 651–664.
- Karabulut, H., Paul, A., Ergun, T. A., Hatzfeld, D., Childs, D. M. and Aktar, M., 2013, Long-wavelength undulations of the seismic Moho beneath the strongly stretched Western Anatolia. *Geophysical Journal International*, 194(1).
- Karabulut, H., Paul, A., Değır Özbakır, A., Ergün, T. and Şentürk, S., 2019, A new crustal model of the Anatolia-Aegean domain: evidence for the dominant role of isostasy in the support of the Anatolian plateau. *Geophysical Journal International*.
- Kim, J. H., 2009, Estimating classification error rate: repeated crossvalidation, repeated hold-out and bootstrap. *Computational Statics & Data Analysis*, 53(11), 3735–3745.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z. and Pasyanos, M., 2013, Update on CRUST1. 0—A 1-degree global model of Earth's crust. In *Geophys. Res. Abstr.*, Vol. 15, p. 2658.
- Li, X., Bock, G., Vafidis, A., Kind, R., Harjes, H.-P., Hanka, W., Wylegalla, K., Van der Meijde, M. and Yuan, X., 2003, Receiver function study of the Hellenic subduction zone: imaging crustal thickness variations and the oceanic Moho of the descending African lithosphere. *Geophysical Journal International*, 155(2), 733–748.
- Li, X. and Gotze, H., 2001, Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics, *Geophysics*, 66(6), 1660–1668.
- Mechie, J., Ben-Avraham, Z., Weber, M. H., Götze, H.-J., Koulakov, I., Mohsen, A. and Stiller, M., 2013, The distribution of Moho depths beneath the Arabian plate and margins. *Tectonophysics*, 609, 234–249.
- Mohammadi, N., Sodoudi, F., Mohammadi, E. and Sadidkhouy, A., 2013, New constraints on lithospheric thickness of the Iranian plateau using converted waves. *Journal of Seismology*, 17(3), 883–895. <https://doi.org/10.1007/s10950-013-9359-2>.
- Motaghi, K., Tatar, M. and Priestley, K., 2012, Crustal thickness variation across the northeast Iran continental collision zone from teleseismic converted waves, *Journal of Seismology*, 16, 253–260.
- Motavalli-Anbaran, S.-H., Zeyen, H., Brunet, M.-F. and Ardestani, V. E., 2011, Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling. *Tectonics*, 30(5).
- Motavalli-Anbaran, S.-H., Zeyen, H. and Ardestani, V. E., 2013, 3D joint inversion modeling of the lithospheric density structure based on gravity, geoid and topography data — Application to the Alborz Mountains (Iran) and South Caspian Basin region. *Tectonophysics*, 586, 192–205.
- Nasrabadi, A., Sepahvand, M. R. and Dadjo, Z., 2019, Moho depth variations and Vp/Vs ratios in the seismotectonic zones of Central Iran, Eastern Iran, and Makran: using a modified Zhu and Kanamori method. *Journal of Seismology*.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Pequegnat, C., 2010, Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). In: Leturmy, P., Robin, C. (Eds.), *Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic*. Geol. Soc. London, Special Publications, 330, pp. 5–18. <https://doi.org/10.1144/SP330.2>.
- Radjaee, A. H., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K. and Hatzfeld, D., 2010, Variation of Moho depth in the Central part of Alborz Mountains, North of Iran. *Geophysical Journal International*, 181, 173–184.
- Salem, A., Green, C., Campbell, S., Fairhead, J. D., Cascone, L. and Moorhead, L., 2013, Moho depth and sediment thickness estimation beneath the Red Sea derived from satellite and terrestrial gravity data. *Geophysics*, 78(5), G89–G101. <https://doi.org/10.1190/geo2012-0150.1>.
- Sampietro, D., Mansi, A. and Capponi, M., 2018, Moho Depth and Crustal Architecture beneath the Levant Basin from Global Gravity Field Model. *Geosciences*, 8(6), 200. <https://doi.org/10.3390/geosciences8060200>.
- Sanders, P., Priestly, K. and Taymaz, T., 1998, Variation in the crustal structure beneath western Turkey. *Geophysical Journal International*, 134, 373–389.
- Seber, D., Sandvol, E., Sandvol, C., Brindisi, C. and Barazangi, M., 2001, Crustal model for the Middle East and North Africa region: Implications for the isostatic compensation mechanism, *Geophysical Journal International*, 147, 630–638.
- Shad Manaman, N., Shomali, H. and Hemin, K., 2011, New constraints on upper-mantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion. *Geophysical Journal International*,

- 184, 247–267.
- Silva, J., Santos, D. and Gomes, K., 2014, Fast gravity inversion of basement relief. *Geophysics*, 79(5), G79-G91.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B. and Sadidkhouy, A., 2009, Evidence for a missing crustal root and a thin lithosphere beneath the Central Alborz by receiver function studies. *Geophysical Journal International*, 177(2), 733–742.
- Tatar, M. and Nasrabadi, A., 2013, Crustal thickness variations in the Zagros continental collision zone (Iran) from joint inversion of receiver functions and surface wave dispersion. *Journal of Seismology*, 17, 1321–1337.
- Tezel, T., Shibutani, T. and Kaypak, B., 2013, Crustal thickness of Turkey determined by receiver function. *Journal of Asian Earth Sciences*, 75, 36–45.
- Tiberi, C., Ebinger, C., Ballu, V., Stuart, G. and Oluma, B., 2005, Inverse models of gravity data from the Red Sea-Aden-East African rifts triple junction zone. *Geophysical Journal International*, 163(2), 775–787.
- Tiberi, C., Leroy, S., d'Acremont, E., Bellahsen, N., Ebinger, C., Al-Lazki, A. and Pointu, A., 2007, Crustal geometry of the northeastern Gulf of Aden passivemargin: localization of the deformation inferred from receiver function analysis. *Geophysical Journal International*, 168, 1247–1260.
- Uieda, L. and Barbosa, C.F.V., 2016, A gravity-derived Moho model for South America: source code, data, and model results from 'Fast non-linear gravity inversion in spherical coordinates with application to the South American Moho'.
- Uieda, L., Barbosa, V. and Braitenberg, C., 2016, Tesseroids: forward modeling gravitational fields in spherical coordinates. *Geophysics*, 81, F41–F48.
- Zhu, L., Mitchell, B. J., Akyol, N., Cemen, I. and Kekovali, K., 2006, Crustal thickness variations in the Aegean region and implications for the extension of continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 111, B01301.

Evaluating CRUST1.0 crustal model efficiency for Moho depth estimation in Middle East region

Jalooli, P.¹, Siahkoohi, H. R.^{2*} and Zomorrodian, H.³

1. Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

2. Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

3. Professor, Department of Earth Sciences, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

(Received: 25 Jan 2021, Accepted: 25 May 2021)

Summary

Study of Moho in Middle East and surrounding region is of great importance for scientists, because it has a rich geological history and contains parts of the Eurasian, Indian, African and Arabian plates as the main plates and some small plates. According to complexity and different tectonic structures in Middle East using a proper method that yields a Moho depth model which is in accordance with these structures, has a great importance. In this paper we compare the Moho depth obtained from two different methods, 1) Gravity data inversion of spherical prisms (tesseroids) and 2) Moho depth evaluation using tesseroids and CRUST1.0 crustal model. Determining of Moho depth from gravity data is a nonlinear inverse problem. Regarding the extent of the study area we use an efficient inversion method (Uieda's inversion method) in order to consider the earth's curvature by using spherical prisms instead of rectangular prisms. In this method one needs to minimize the $\Gamma(p) = \phi(p) + \mu \theta(p)$ cost function, where $\phi(p)$ is the fidelity term, $\theta(p)$ is the penalty term and μ is regularization parameter. In this method in addition to Moho depth, we need to estimate three hyper parameters namely the regularization parameter (μ), Moho reference level (h_n) and density contrast ($\Delta\rho$). They are estimated in two steps during the inversion by holdout-cross validation methods. To estimate the relief of the Moho from gravity data, first one must obtain the gravitational effect of the target anomalous density distribution attributed to the Moho relief, this requires eliminating all gravity effects other than that of the target anomalous density from observed data. In the first method tesseroid modeling is used to calculate the gravity effect of the topography and sediments. The effect of topography and crustal sediments are removed using global topography and crustal models. In the second method first we extract Moho depth over the study region from CRUST1.0 model and then evaluate gravity effect arising from this anomalous Moho, then using inversion method to estimate the Moho depth from CRUST 1.0 model. According to the results, the minimum depth of Moho is about 12 km in some parts of Indian Ocean and the maximum depth is about 54 km in the west of Tibetan plateau from the first method which is in accordance with plate boundaries and correlates well with the prominent tectonic features of the Middle East region. The Moho depth obtained from the second method varies between 7.5 and 49 km where the minimum depth is related to the parts of Indian Ocean and maximum depth is appeared in parts of the Zagros in Iran. Comparing the results of two methods demonstrates the acceptable performance of the adapted inversion procedure and utilization of spherical prisms but the calculated Moho depth from second method failed to estimate acceptable Moho depth especially in divergent boundary at Red sea, Gulf of Aden and Indian Ocean. The results indicate that the CRUST1.0 model, at least over an area with large extent, is not a suitable model for gravity inversion and Moho depth estimation.

Keywords: Moho depth, spherical prisms, gravity data inversion, CRUST1.0 crustal model.

* Corresponding author:

hamid@ut.ac.ir