

تخمین عمق موهو

بر اساس وارون سازی داده های آنامولی جاذبه از منابع مختلف

مطالعه موردی: منطقه خراسان

مرضیه جعفری^۱

سید مجتبی درجئی^۲

تاریخ دریافت مقاله: ۹۷/۱۰/۰۱

تاریخ پذیرش مقاله: ۹۸/۰۶/۳۰

چکیده

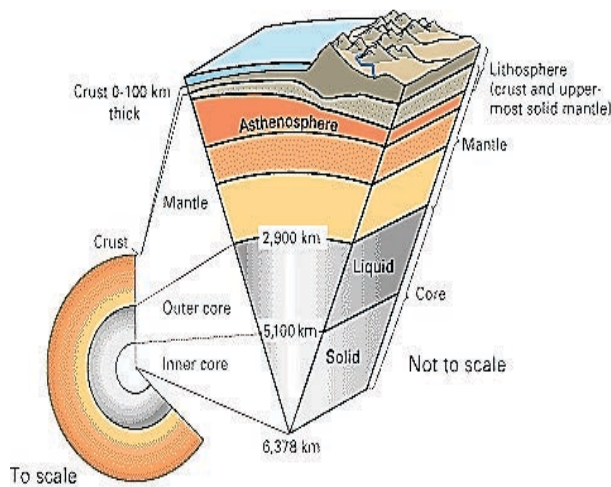
در این مقاله به بررسی رفتار عمق موهو با استفاده از داده های آنامولی جاذبه بر مبنای روش پارکر-اولدنبورگ پرداخته می شود. فرمولی که توسط Oldenburg از طریق ادغام با روش Parker موسوم به روش پارکر-اولدنبورگ در اینجا بازنویسی شده تا به روش تکراری معکوس تبدیل فوریه آنامولی جاذبه، نتیجه حاصل شود. از آنجایی که این روش بر اساس تبدیل سریع فوریه بنا نهاده شده است، بنابراین دارای سرعت بسیار بالایی است که می توان از آن برای محاسبه مدلهایی با تعداد بسیار بالای نقاط بدون صرف زمان زیاد برای محاسبات استفاده کرد. همچنین در صورت استفاده از میدان ثقلی با کیفیت بالا می توان به نتایج خوبی در این روند دست یافت. در این پژوهش آنامولی های جاذبه حاصل از مدل های ژئوپتانسیلی EGM08, EGM96 و یکی از مدل های ژئوپتانسیل جهانی گوس-مبنا (بر اساس داده های ثقل سنجی ماهواره جهانی GOCE تنها حاصل شده است) و علاوه بر آن از داده های ثقل سنجی زمینی تهیه شده توسط سازمان نقشه برداری در منطقه خراسان استفاده شده است. بوسیله این داده ها یک شبکه 112' 112 سلولی به منظور تولید میدان ثقل و تخمین عمق موهو ایجاد شده است. بررسی نتایج حاصل از محاسبه عمق موهو در این منطقه نشان می دهد که مدل عمق موهو بدست آمده از داده های سازمان نقشه برداری نسبت به دیگر مدل ها اختلاف زیادی دارد که به دلیل تعداد محدود نقاط مشاهدات برای رسیدن به مدل درونبایی میدان ثقل است. اما از اختلاف نتایج عمق موهو حاصل از مدل EGM08 نسبت به مدل های EGM96 و مدل GOCE مقدار RMS بترتیب ۱/۶۶ و ۱/۰۷ کیلومتر در عمق موهو بدست آمده است که این بهبود دقت را می توان ناشی از کیفیت و رزولوشن مدل های ژئوپتانسیلی دانست. همچنین در مقایسه نتایج حاصل از مدل GOCE با مدل EGM96 مقدار RMS برابر با ۰/۸۵ کیلومتر می باشد که بدلیل نزدیکی و کیفیت دو میدان مورد استفاده نسبت به هم است.

واژه های کلیدی: عمق موهو، آنامولی جاذبه، مدل ژئوپتانسیل جهانی (GGM)، ماهواره گراویمتری گوس (GOCE)، روش پارکر-اولدنبورگ، تبدیل فوریه

۱- استادیار گروه ژئودزی و مهندسی نقشه برداری، دانشگاه تفرش (نویسنده مسئول) jafari@tafreshu.ac.ir

۲- دانش آموخته کارشناسی ارشد ژئودزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود Mojtaba_dorcheei@yahoo.com

۱- مقدمه



نگاره ۱: نمایش شماتیک لایه‌های زمین

(منبع: اصغرزاده، ۲۰۰۷: ۴).

در روند برآورد موهو به روش ایزوستاتیک، پوسته سخت زمین به شکل ستون‌های قائمی با چگالی مشخص در نظر گرفته می‌شوند که روی لایه مذاب، ویسکوز زمین در یک عمق مشخص از آن شناور می‌باشد. برای مثال رجوع شود به دو مدل معروف (ایری، ۱۸۵۵: ۲) و (پرت، ۱۸۵۵: ۲) و پس از این (وینینگ منز، ۱۹۳۱: ۲۵) فرضیه "ایری" را با در نظر گرفتن و تعریف عمق ناحیه‌ای بجای عمق منطقه‌ای بهبود بخشید. (باقر بندی و اسحاق، ۲۰۱۱) از فرضیه ایزوستازی Vening Meinesz-Moritz بر اساس داده‌های گرادایومتری ماهواره‌ای برای بازسازی مقادیر عمق موهو استفاده کردند که در این فرضیه از طریق معکوس سازی یک انتگرال غیرخطی عمق موهو بدست می‌آید.

پارکر (پارکر، ۱۹۷۳: ۱۹) یک روش کاربردی بر اساس روش نقل سنجی شبیه به روش "وینینگ منز" ارائه داد. روش پارکر بر اساس تبدیل فوریه^۲ آنامولی جاذبه است که نتیجه‌ای از مجموع تبدیلات فوریه آنامولی جاذبه می‌باشد. برخی دیگر از الگوریتم‌ها مانند (اولدنبگ، ۱۹۷۴: ۱۷) یک روش معکوس بر اساس بازنویسی الگوریتم مستقیم (پارکر، ۱۹۷۳: ۱۹) ارائه می‌دهد. اولدنبگ نشان داد که فرمول پارکر می‌تواند برای بدست آوردن هندسه این سطح مشترک از طریق آنامولی

اندازه‌گیری و تحلیل تغییرات جاذبه زمین، یک ابزار قدرتمند و یکی از مهمترین منابع اطلاعاتی زمین‌شناسی بوده که مورد توجه خاص محققین علم ژئودزی برای مطالعه شکل زمین و علم ژئوفیزیک می‌باشد. کیامهر بیان می‌کند که مدل‌سازی ژئوئید و مطالعه ساختار پوسته از جمله تعیین ضخامت پوسته بدون توجه به تأثیر انتخاب روش محاسباتی، وابستگی زیادی به کمیت و کیفیت داده‌های جاذبه دارند (کیامهر، ۲۰۰۷: ۱۲). مزایای هر روش تئوری به علت پوشش نامناسب و کیفیت کم داده‌ها، کاهش یافته و حتی بی‌معنی می‌شود. بسیاری از محققین به عنوان مثال (دریلیوس و ووگل، ۱۹۷۲: ۹)، (باسکارا و رامش، ۱۹۹۱: ۲۱) و (تسوی، ۱۹۸۳: ۲۴) الگوریتم‌های گوناگونی را برای محاسبه هندسه فصل مشترک لایه‌هایی زمین با چگالی مختلف که از پس در این مقاله "هندسه فصل مشترک چگالی" عنوان می‌شود بر اساس آنامولی جاذبه، ارائه داده‌اند.

موهورویچ یا موهو مرز بین پوسته و منتل است که این سطح در سال ۱۹۰۹ توسط Mohorovicic یک لرزه‌شناس اهل کرواسی کشف شد که به افتخار ایشان به نام خود او به نام مرز موهو شناخته می‌شود. کشف این مرز نشان داد که لایه‌ی سطحی کره زمین دارای سرعت حرکت بسیار متفاوت و کمتری از لایه زیرین است. این تغییر قابل ملاحظه ناگهانی سرعت، در مرز موهو تنها می‌تواند در ارتباط با تغییر ناگهانی جنس لایه‌ها باشد. بعدها لایه با سرعت کم سطحی را پوسته و لایه پر سرعت را گوشته نامیدند. در نگاره ۱ لایه‌های زمین به صورت شماتیک نمایش داده می‌شود (اصغرزاده، ۲۰۰۷: ۴).

بر اساس تعریف دقیق این لایه یک مرز فیزیکی-شیمیایی بین پوسته سخت و بخش مذاب زمین می‌باشد که در آن مقادیر کمیت‌های فیزیکی سرعت موج هم‌لرزه‌ای، چگالی، فشار و دما تغییر می‌کند (مارتینس، ۱۹۹۴: ۱۵)، (مونی و همکاران، ۱۹۹۱: ۱۷).

همچنین (بیلیم، ۲۰۱۷: ۸) تفسیر آنامولی جاذبه بوگه و نقشه آنامولی مغناطیسی را برای بدست آوردن ساختار پوسته و ساختار زمین گرمایی پیشنهاد می‌دهد. در این تحقیق عمق موهو براساس رابطه بین آنامولی جاذبه بوگه و ضخامت پوسته حاصل از لرزه نگاری تخمین زده می‌شود.

از آنجایی که آنامولی جاذبه رزلوشن ارتفاعی خوبی ندارد و همچنین سرعت امواج لرزه ای سطحی برای تعیین محدوده لایه ها در عمق مناسب بوده اما نسبت به دانسیته حساس نیستند بنابراین (عبداللهی و همکاران، ۲۰۱۸: ۱) مدل سه بعدی جاذبه بر اساس نتایج آنالیز امواج لرزه ای سطحی را برای بدست آوردن ضخامت لایه‌ها و ساختار دانسیته در یک منطقه فرورانش بکار بردند.

(استورت و همکاران، ۲۰۱۸: ۳) اطلاعات آنامولی بوگه و مغناطیسی و عمق موهوی بدست آمده از شبکه جهانی آنامولی مغناطیسی و داده‌های گراویتی زمینی همراه با چندین منبع اطلاعاتی دیگر را برای بدست آوردن ساختار پوسته و متل در یک منطقه آتشفشانی ترکیب کردند.

(کوزنیر و همکاران، ۲۰۱۸: ۱۴) با استفاده از وارون سازی آنامولی جاذبه، نقشه جامع منطقه‌ای از عمق موهو و ضخامت زیرین پوسته و عامل نازک شدن لایه لیتوسفر قاره‌ای را برای قطب جنوب و اقیانوس جنوبی بدست آوردند.

همچنین تحقیقی در یک حوزه آبی با هدف تعیین ساختار پوسته و عمق موهو در یک منطقه توسط (اورسکوچ و همکاران، ۲۰۱۸: ۱۸) انجام شده است. ویژگی‌های پوسته توسط مجموعه مختلف داده‌های ژئوفیزیکی و حدود ۴۰ ایستگاه لرزه ای واقع در منطقه تحقیقاتی تعریف شده‌اند. این نتایج با مدل‌های موجود از پروژه لرزه نگاری فعال در امتداد پروفایل‌های متعدد در این منطقه و با مدل‌های جاذبه ترکیب شده است.

(شین و همکاران، ۲۰۱۸: ۲۲) آخرین پیشرفت مدل سازی سه بعدی را برای تعیین مرز ناپوستگی موهو (توپوگرافی و محدوده‌ها) و تغییر شکل آن (برابر) را که با تجزیه و تحلیل

جاذبه دوباره بازنویسی شود بنابراین با اضافه کردن فیلتری در فضای فرکانس، روش را بهبود قابل توجهی داد. ترکیب دو روش، پارکر-اولدنبگ برای مدل‌های سه بعدی توسط (گومز-اوریتز و آگاروال، ۲۰۰۵: ۱۰) ارائه و توسط (کیامهر و گومز-اوریتز، ۲۰۰۹: ۱۳) نیز به کار گرفته شد.

آنالیز وابستگی توسط (تنزر، ۲۰۱۵: ۲۳) انجام شد که نشان داد مدل جاذبه تصحیح شده توسط مدل ساختار چگالی پوسته زمین وابستگی زیادی به هندسه موهو دارد. اثر موهو در این داده‌های ثقل بویژه در طول موج‌های بلند تا متوسط دیده می‌شود.

در فرکانس‌های بالا اثر موهو بخاطر نویز موجود در داده‌های ثقل که به عدم قطعیت در مدل پوسته نسبت داده می‌شود رو به تضعیف است. بنابراین محققین نتیجه گرفتند که در مسئله تعیین عمق موهو به روش ثقلی کاربرد فیلتر طیفی نه تنها باعث حذف سیگنال‌های ناشی از ناهمگن بودن متل می‌شود بلکه اثرات موهو در طیف‌های طول موج بلند داده‌های ثقل را حذف می‌کند. در مطالعات محلی و منطقه‌ای تعیین عمق موهو، مدل‌هایی با جزئیات بیشتر یا اطلاعات لرزه نگاری از زمین مورد نیاز است (تنزر، ۲۰۱۵: ۲۳).

روش کولوکیشن برای بدست آوردن مدل موهو در یک تقریب کروی براساس مدل ژئوپتانسیل GOCE توسط (برزتمی و همکاران، ۲۰۱۵: ۷) بکار برده شده است، بطوری که یک لایه ساده با دانسیته معلوم فرض شده و رابطه خطی شده بین ضرایب هارمونیک‌های کروی آنامولی پتانسیل و عمق موهو بدست می‌آید.

(کنده و همکاران، ۲۰۱۶: ۱۱) اطلاعات پوسته زمین شناسی ژئوفیزیکی در داخل و اطراف منطقه دریایی برای تعیین هندسه حوضه رسوبگذاری را جمع آوری و سیگنال داده جاذبه را نسبت به این پوسته زمین شناسی با روش پارکر اصلاح کردند. سپس با فرض اینکه آنامولی‌های با طول موج بلند که در سیگنال جاذبه باقی مانده‌اند ناشی از تغییرات توپوگرافی موهو است، باقی‌مانده‌ها برای ساختن توپوگرافی موهو وارون سازی شده‌اند.

اولدنبورگ این معادله را برای محاسبه عمق مرز ناهموار لایه‌ها با چگالی متفاوت با استفاده از آنامولی جاذبه به صورت زیر اصلاح کرد:

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

این فرمول به ما این امکان را می‌دهد که بوسیله روش معکوس‌سازی بازگشتی، توپوگرافی سطح پوسته را تعیین کنیم. میانگین آنامولی جاذبه قبل از تبدیل فوریه تعیین می‌گردد و سپس جمله اول رابطه ۲ با قرار دادن $h(x) = 0$ محاسبه می‌شود و معکوس تبدیل فوریه آن اولین تقریب توپوگرافی پوسته ($h(x)$) را بدست می‌آورد. سپس مقدار عددی $h(x)$ در یک رابطه تکراری به روزآوری شده تا رسیدن به معیار همگرایی یا تعداد تکرارهای از پیش تعیین شده ادامه می‌یابد. البته در صورتی که چگالی ρ بسیار کوچک باشد و یا z_0 دارای مقدار بسیار بزرگی باشد آنگاه توپوگرافی بدست آمده به هیچ عنوان مقدار اولیه را تأیید نمی‌نماید. چون مسئله معکوس‌سازی در رابطه ۲ در فرکانس‌های بالا ناپایدارتر می‌باشد، یک فیلتر پایین‌گذر $B(k)$ در روش معکوس به منظور همگرایی سری‌ها در نظر گرفته می‌شود (کیامهر، ۱۳۸۷:۱۲). این فیلتر برای محدود کردن فرکانس‌های بالا در سری فوریه آنامولی جاذبه مشاهده شده استفاده می‌شود که تعریف آن بصورت زیر است:

$$B(k) = \begin{cases} 1 \\ \frac{1}{2} \left[1 + \cos\left(\frac{k-2\pi WH}{2(SH-WH)}\right) \right] \\ 0 \end{cases}$$

$$B(k) = 0 \quad k > SH$$

$$B(k) = 1 \quad k < WH$$

فیلتر پایین‌گذر $B(k)$ فیلتری است که از آن تمامی فرکانس‌ها تا WH (حد پائین قطع فرکانس) عبور می‌کنند و بالاتر از فرکانس SH (حد بالای قطع فرکانس) دیگر هیچ فرکانسی عبور نمی‌کند. در آن $k = \frac{1}{\lambda}$ است که λ (طول موج)

داده‌های گرانشی از مأموریت GOCE نشان می‌دهند. در این مقاله هدف تخمین عمق موهو بر اساس آنامولی‌های جاذبه بدست آمده در منطقه خراسان از طریق مدل‌های ژئوپتانسیلی از درجه مرتبه متفاوت و همچنین داده‌های ثقل‌سنجی زمینی است. مدل‌های ژئوپتانسیلی و همچنین داده‌های شبکه ثقل‌سنجی زمینی سازمان نقشه برداری (داده‌های NCC) برای محاسبه شتاب جاذبه و سپس آنامولی جاذبه بوگه مورد استفاده قرار گرفتند. در اینجا برای تخمین عمق موهو از روش معکوس‌سازی پارکر-اولدنبورگ بدلیل سرعت محاسبات در تبدیل فوریه به عنوان یک روش کاربردی استفاده می‌شود و سپس نتایج عمق موهو از طریق مدل‌های مختلف مورد مقایسه قرار می‌گیرند.

با ارائه این مقدمه در بخش بعدی به معرفی مدل ترکیبی پارکر-اولدنبورگ برای محاسبه عمق موهو براساس روش تبدیل سریع فوریه پرداخته و سپس در بخش ۳ به معرفی منطقه مطالعاتی مشاهدات و اطلاعات موجود و پیاده‌سازی روش مطالعه برای محاسبه عمق موهو در آن منطقه پرداخته و مورد بحث قرار می‌گیرد و سپس در بخش نهایی (بخش ۴) نتایج کلی حاصل از این تحقیق ارائه می‌گردد.

۲- روش محاسباتی پارکر-اولدنبورگ

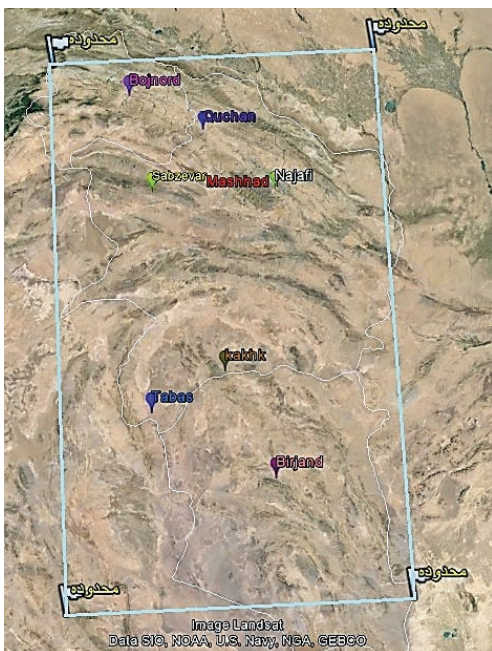
رابطه پیشنهاد شده توسط پارکر بر اساس تبدیل فوریه آنامولی جاذبه است که این آنامولی بدلیل لایه ناهموار با چگالی مختلف ایجاد شده است. این مسئله در حالت یک بعدی به صورت زیر تعریف می‌شود (گومز-اوریتز و آگاروال، ۲۰۰۵:۱۰).

(۱)

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

که $F(\Delta g)$ تبدیل فوریه آنامولی جاذبه، G ثابت جهانی گرانشی، ρ اختلاف چگالی پوسته و گوشته، k عدد موج، $h(x)$ عمق پوسته z_0 عمق متوسط مرجع می‌باشد.

طول جغرافیایی این منطقه بترتیب از 56.305 تا 61.206 درجه و عرض جغرافیایی آن از 31.23 تا 37.847 درجه است. وسعت منطقه مطالعاتی 739' 548 کیلومتر محاسبه شده است.



نگاره ۲: محدوده منطقه مطالعاتی در استان خراسان

در این مطالعه عمق موهو با استفاده از آنامولی جاذبه بوگه حاصل از مدل‌های ژئوپتانسیلی متفاوت و همچنین مشاهدات ثقل‌سنجی زمینی در منطقه خراسان مورد محاسبه، مقایسه و ارزیابی قرار گرفت.

مدل‌های ژئوپتانسیلی که در این تحقیق استفاده شده است مدل EGM96 (30ϕ 30ϕ)، EGM08 (5ϕ 5ϕ) و یکی از مدل‌های ژئوپتانسیل جهانی GGM^۱ گوس-مینا (بر اساس داده‌های ثقل‌سنجی ماهواره جهانی GOCE^۲ تنها حاصل شده است) که در اینجا به اختصار از آن به عنوان مدل GOCE یاد می‌شود. همچنین برای مطالعه در این منطقه از مشاهدات ثقل‌سنجی زمینی سازمان نقشه برداری (روی ۴۵ نقطه) استفاده شده که در اینجا به اختصار تحت عنوان

برحسب کیلومتر است.

به محض اینکه توپوگرافی با استفاده از روش معکوس بدست آید، محاسبه آنامولی جاذبه ایجاد شده توسط این توپوگرافی ممکن می‌گردد. به طور کلی این آنامولی جاذبه مدل‌سازی شده باید خیلی شبیه آنامولی جاذبه‌ای باشد که در اولین مرحله روش معکوس به عنوان ورودی استفاده می‌شود.

روش پردازش به این صورت است که اولین تقریب توپوگرافی سطح موهو برای محاسبه جمله دوم سری (رابطه ۲) استفاده می‌شود جمله دوم مجدداً فیلتر شده و بعد از به کارگیری معکوس تبدیل سریع فوریه، اختلاف بین توپوگرافی جدید و قبلی محاسبه می‌گردد. با شروع فرایند تکرار، جمله اول سری با استفاده از طرح پارکر (رابطه ۱) محاسبه می‌شود و توپوگرافی بدست آمده با فیلتر پایین گذر، فیلتر می‌شود. سپس با بکارگیری معکوس تبدیل سریع فوریه، توپوگرافی در حوزه مکان محاسبه می‌گردد که این اولین تقریب توپوگرافی سطح موهو می‌باشد. بعد از بکارگیری معکوس تبدیل سریع فوریه، اختلاف بین دومین و سومین تقریب توپوگرافی محاسبه می‌شود و در صورتی که مقدار این اختلاف کمتر از معیار همگرایی باشد عمل تکرار متوقف شده و در نتیجه همگرایی در سومین تکرار بدست می‌آید. به محض اینکه توپوگرافی با استفاده از روش معکوس حاصل شد آنامولی جاذبه ایجاد شده توسط این توپوگرافی طبق رابطه ۲ ممکن می‌شود.

بر اساس (باتریندی، ۶:۲۰۱۳) و (تنزر، ۲۳:۲۰۱۵) برای بهبود مدل‌سازی جهانی عمق موهو، آنامولی جاذبه نیاز به تصحیحاتی ناشی از اختلاف دانسیته اقیانوسی، یخ، رسوبات و پوسته متخلخل دارد.

۳- مطالعه موردی (منطقه خراسان)

در این مقاله منطقه مطالعاتی استان خراسان در نظر گرفته شده است که با توجه به نگاره ۲، چهارضلعی آبی رنگ محدوده مطالعاتی مورد نظر را نمایش می‌دهد. محدوده

1- Global Geopotential Models

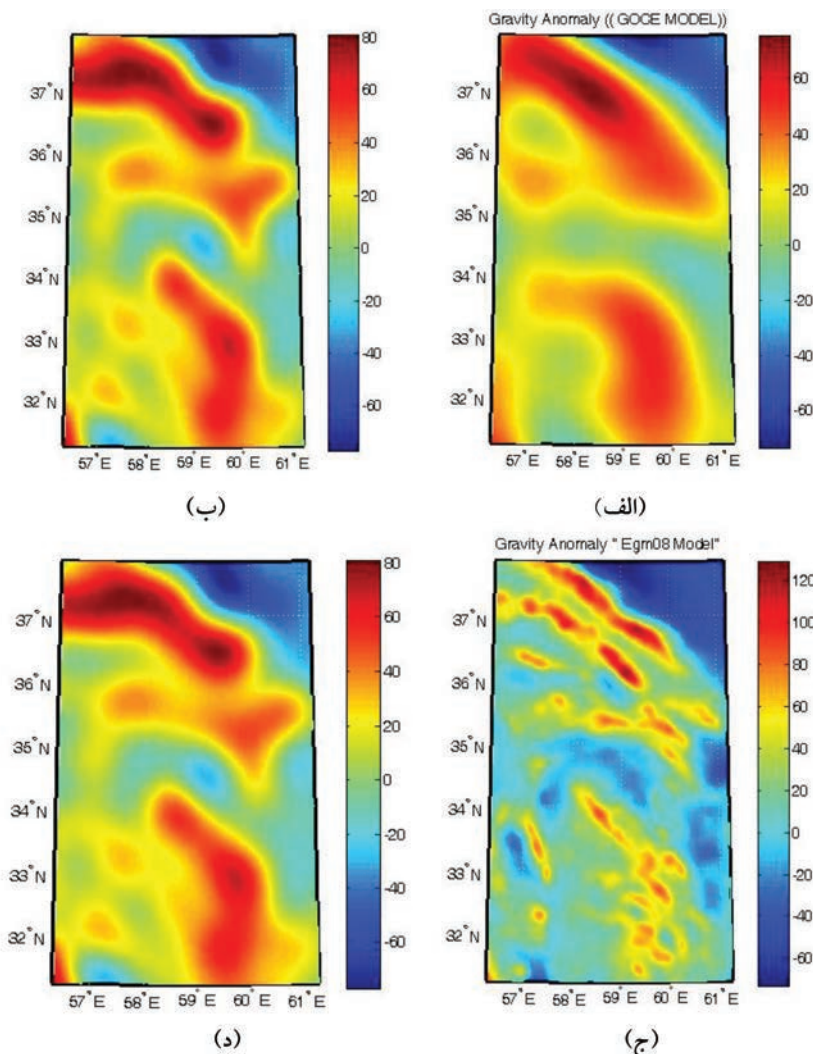
2- Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer

مدل‌های ژئوپتانسیلی و هم از طریق مشاهدات زمینی روی شبکه مورد نظر محاسبه می‌گردند. بدلیل پراکندگی نقاط ثقل‌سنجی NCC که باید براساس آن‌ها شبکه مذکور مقدار دهی و سپس در پردازش مورد استفاده قرار گیرند، ابتدا برای این نقاط، آنامولی با استفاده از روش‌های موجود محاسبه و سپس درونیابی روی این شبکه انجام می‌شود و مانند میدان تولید شده از طریق هر یک از مدل‌های ژئوپتانسیلی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

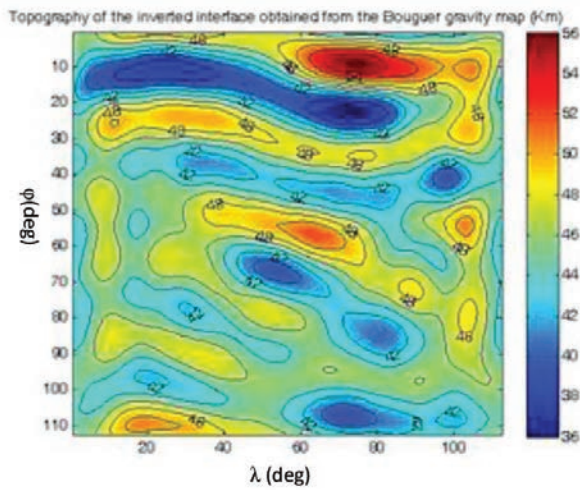
نگاره ۳ میدان آنامولی جاذبه تولید شده توسط این چهار منبع مختلف داده را ارائه داده است و جدول ۱ نتایج آماری اختلاف میدان آنامولی جاذبه تولید شده از مدل درونیابی شده NCC و مدل‌های ژئوپتانسیلی مختلف را ارائه می‌دهد.

داده‌های NCC نامیده می‌شود. مقادیر جاذبه حاصل از مدل‌های ژئوپتانسیلی نام برده به ترتیب تا درجه و مرتبه ۳۶۰، ۲۱۹۰ و ۲۵۰ و همچنین داده‌های NCC برای محاسبه آنامولی جاذبه و عمق موهو مورد آنالیز قرار گرفتند. آنامولی‌های جاذبه محاسبه شده ورودی روش پارکر-اولدنبرگ برای محاسبه عمق موهو می‌باشند.

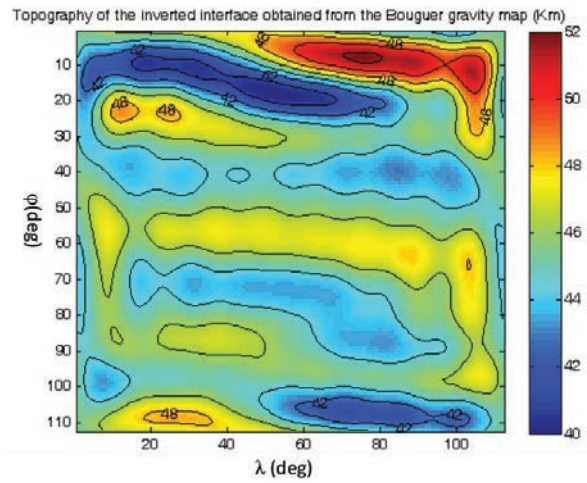
برای این منظور بر روی منطقه مورد مطالعه شبکه‌بندی با فواصل 0.16 درجه‌ای در جهت طول جغرافیایی و 0.2 درجه‌ای در جهت عرض جغرافیایی صورت گرفته است که نتیجه آن ایجاد شبکه‌ای 112' 112 سلولی می‌شود. سپس آنامولی‌های جاذبه منطقه مطالعاتی هم از طریق



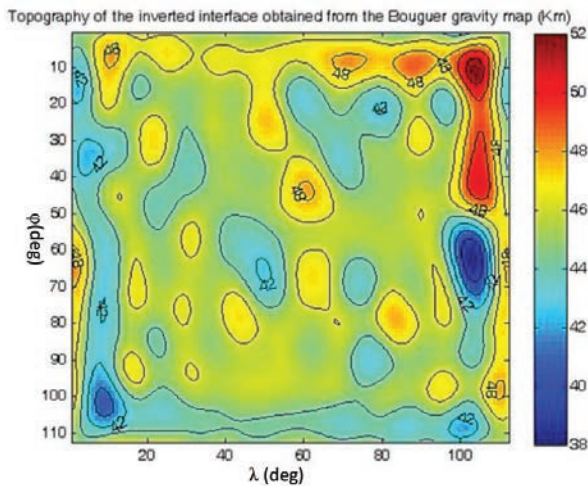
نگاره ۳: میدان آنامولی جاذبه بوگه تولید شده با استفاده از الف) مدل GOCE، ب) مدل EGM96، ج) EGM08، د) داده‌های ثقل‌سنجی NCC (واحد: میلی‌گال)



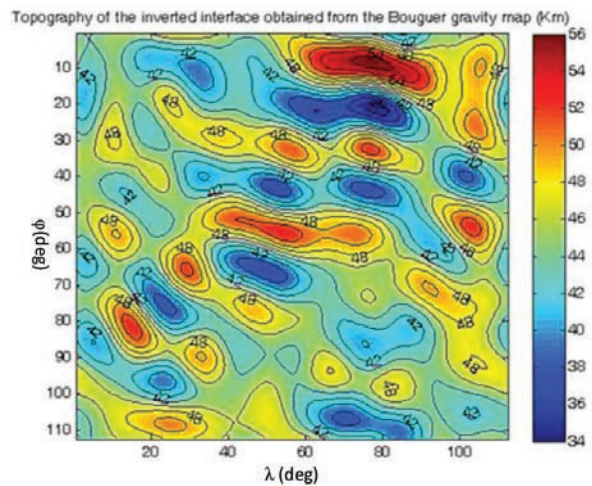
نگاره ۵: عمق موهو بر اساس آنامولی‌های حاصل از مدل EGM96 (واحد: کیلومتر)



نگاره ۴: عمق موهو بر اساس آنامولی‌های حاصل از مدل GOCE (واحد: کیلومتر)



نگاره ۷: عمق موهو بر اساس آنامولی‌های حاصل از داده‌های ثقل‌سنجی NCC (واحد: کیلومتر)



نگاره ۶: عمق موهو بر اساس آنامولی‌های حاصل از مدل EGM08 (واحد: کیلومتر)

داده ورودی، آنامولی حاصل از مدل GOCE انتخاب شد. در نگاره ۴ نمایش توپوگرافی عمق موهو ارائه شده است. برای این مدل، عمق موهو بدست آمده تقریباً بین ۴۰-۵۲ کیلومتر می‌باشد.

با توجه به روش ارائه شده مدل عمق موهو براساس آنامولی‌های حاصل از مدل EGM96 (۳۶-۵۶ کیلومتر) و مدل EGM08 نیز (۳۴-۵۶ کیلومتر) بدست آمد که نقشه توپوگرافی عمق موهو به ترتیب در نگاره ۵ و نگاره ۶ ارائه شده است. روش ارائه شده برای بدست آوردن مدل با

در روند بازیابی عمق موهو، پیشنهاد شده است اختلاف چگالی بین پوسته و منتهل 0.4 gr/cm^3 ، میانگین عمق متوسط مرجع (Z_0) ۳۰ کیلومتر و پارامترهای فرکانس قطع کوچکتر $(WH=0.01 \text{ Km}^{-1})$ و فرکانس قطع بزرگتر $(SH=0.012 \text{ Km}^{-1})$ و معیار همگرایی ۰.۳ کیلومتر در نظر گرفته شود (کیامهر، ۱۳۸۰:۲۰۰۷).

ابتدا برای هر کدام از مدل‌ها به بازیابی عمق موهو با استفاده از روش پارکر-اولدنبرگ بر اساس آنامولی‌های جاذبه تولید شده پرداخته شد. به همین منظور به‌عنوان اولین

جدول ۱: ارزیابی آماری اختلاف آنامولی‌های جاذبه تولید شده توسط مدل‌های ژئوپتانسیلی و مدل بدست آمده از داده‌های ثقلسنجی NCC (واحد: میلی‌گال)

	مدل	کمترین	بیشترین	میانگین	انحراف معیار	RMS
Dg_{Ncc}	Dg_{Goce}	-112.72	103.56	-10.66	34.41	36.03
	EGM 96	-118.32	114.04	-10.11	37.10	38.45
	Dg_{EGM08}	-152.35	121.03	-9.85	39.47	40.68
Dg_{EGM08}	Dg_{Goce}	-54.60	83.62	-0.80	19.33	19.34
	Dg_{EGM96}	-51.82	79.03	-0.25	16.47	16.47
Dg_{Goce}	Dg_{EGM96}	-32.27	35.23	0.55	11.63	11.65

جدول ۲: ارزیابی اختلاف عمق موهو بازیابی شده از مدل پارکر-اولدنبگ برای مدل‌های ژئوپتانسیلی و مدل بدست آمده از داده‌های ثقلسنجی NCC (واحد: کیلومتر)

	مدل موهو	کمترین	میانگین	بیشترین	انحراف معیار	RMS
D_{moho_ncc}	D_{moho_Goce}	-11.77	0.03	7.71	2.42	2.43
	D_{moho_EGM96}	-12.29	0.03	9.81	3.22	3.22
	D_{moho_EGM08}	-13.35	0.03	13.17	3.64	3.65
D_{moho_EGM08}	D_{moho_Goce}	-7.57	0.00-	7.77	1.65	1.66
	D_{moho_EGM96}	-5.25	0.00-	5.90	1.07	1.07
D_{moho_Goce}	D_{moho_EGM96}	-4.52	0.00-	5.82	0.80	0.85

استفاده از داده‌های NCC نیز بکاربرده شد که در این راستا آنامولی که از شبکه درونیابی شده از این داده‌ها بدست آمد همانند مدل‌های قبل مورد بررسی قرار گرفت که نتایج در نگاره ۷ ارائه شده است. دامنه تغییرات عمق موهو بین ۵۲-۳۸ کیلومتر، برای مدل بدست آمده از داده‌های NCC محاسبه شده است.

همانطور که در نگاره‌های مذکور مشاهده می‌شود،

مدل عمق موهو بدست آمده از مدل GOCE در مقایسه با مدل‌های دیگر شباهت زیادی با مدل حاصل از داده‌های NCC با پراکندگی بالا دارد که دلیل آن رزولوشن پایین مدل GOCE است. این نشان دهنده تأثیر میزان جزئیات موجود در مدل ژئوپتانسیل در بازیابی عمق موهو است. همچنین مقایسه مدل حاصل از مدل EGM96 و مدل EGM08 نشان می‌دهد که از آنجایی که این دو مدل رزولوشن نسبتاً بالایی دارند مدل عمق موهوی حاصل از آنها جزئیات بیشتری را

در بر دارد.

اما همانطور که ذکر شد رنج تغییرات نیز از هر کدام از این دو دسته مدل قابل مقایسه است بنابراین برای مقایسه نتایج

بدست آمده از مدل‌های ژئوپتانسیلی EGM08، EGM96، GOCE و همچنین داده‌های NCC، اختلاف نتایج عمق موهو از طریق مدل‌های فوق محاسبه شده و مورد ارزیابی آماری قرار گرفت.

بنابراین در جدول شماره ۲ میانگین، کمترین و بیشترین مقدار، انحراف معیار و RMS را برای اختلاف نتایج عمق موهو مورد بررسی قرار داده‌ایم.

به طوری که در جدول ۲ مشاهده می‌شود خروجی عمق موهو برای مدل حاصل از داده‌های NCC نسبت به دیگر مدل‌ها دارای انحراف معیار بالایی می‌باشد. انحراف معیار و RMS برای این مدل در مقایسه با مدل‌های GOCE، EGM08 و EGM96 به ترتیب برابر با ۲/۴۳، ۳/۲۲ و ۳/۲۲ و ۳/۶۴، ۳/۶۵

بسیار مناسب می‌باشند و نیازی به طول موج‌های کوتاه میدان ثقل نداریم (تنزر و همکاران، ۲۰۱۵: ۲۳). بنابراین با توجه به نتایج حاصل از این دو مدل، نتایج حاصل از تخمین عمق موهو از طریق مدل GOCE و مدل EGM96 قابلیت اطمینان بالاتری دارند.

۴- نتیجه‌گیری

در این مقاله مدلی برای عمق موهو در منطقه خراسان بر اساس روش معکوس‌سازی پارکر-اولدنبورگ و بکارگیری محاسبات روش فوریه سریع و بر اساس مدل آنامولی جاذبه، ارائه گردید.

در این مطالعه مقادیر ورودی روش پارکر-اولدنبورگ، آنامولی‌های جاذبه محاسبه شده برای منطقه بر اساس سه مدل میدان ثقل جهانی مختلف از جمله EGM08، EGM96 و یک مدل GGM گوس-مبنا و همچنین مدل درونیابی شده از مشاهدات مستقیم ثقل‌سنجی که توسط سازمان نقشه برداری کشور (NCC) انجام شده است می‌باشد. نتایج محاسبه عمق موهو بر اساس مدل‌های مذکور و همچنین مقایسه آنها در بخش ۳ ارائه و مورد بحث قرار گرفت.

به عنوان نتیجه کلی از این کاربرد، ملاحظه می‌شود که در استفاده از مدل‌های جهانی بدلیل قطع ضرایب هارمونیک از یک درجه و مرتبه معین تمامی جزئیات در روند محاسبات وارد نمی‌شوند بنابراین استفاده از این مدل‌ها در کاربردهای محلی و منطقه‌ای که نیاز به جزئیات بیشتری از میدان ثقل می‌باشد می‌تواند ضعف مدل بحساب آید.

پس برای جبران آن در صورت وجود داده‌های ثقل‌سنجی زمینی با تراکم بالا و تلفیق آن با داده‌ای لرزه‌نگاری می‌توان از آنها برای رسیدن به عمق موهو با دقت بسیار بالایی استفاده نمود. بعلاوه ارتباط تنگاتنگ بین میدان ثقل و رفتار عمق موهو در ساختار درونی منطقه، می‌توان پیش‌بینی نمود که میدان با کیفیت، رفتار آنامولی جاذبه را با دقت بالا و میدان بی کیفیت، رفتار آنامولی را با دقت کمتر ارائه می‌دهد.

کیلومتر بدست آمده است.

در اینجا مدل درونیابی شده از داده‌های NCC علی‌رغم دقت بالای مشاهدات ثقل‌سنجی زمینی، به علت کمبود تعداد و پراکندگی نامناسب نقاط نتوانسته است انتظار ما را در برآورد دقت مناسب در مبحث ثقل‌سنجی برآورده کند و مدل درونیابی شده بر اساس همین تعداد محدود بجز در نقاط مشاهده قابلیت اطمینان بالایی ندارند بنابراین بحث راجع به اثر طول موج‌های کوتاه میدان ثقل حاصل از مشاهدات زمینی بر مدل عمق موهو لازم به نظر نمی‌رسد.

اما در بررسی مدل‌های دیگر، مقادیر انحراف معیار و RMS اختلاف عمق موهو برای مدل EGM08 در مقایسه با مدل‌های EGM96 و GOCE به ترتیب ۱/۶۵، ۱/۶۶ و ۱/۰۷، ۱/۰۷ کیلومتر بدست آمده است که این بهبود دقت نسبت به مدل داده‌های NCC را می‌توان ریشه در کیفیت این مدل دانست در غیر اینصورت با توجه به وجود طول موج‌های کوتاه میدان ثقل در مدل EGM08 انتظار می‌رفت که نزدیکی زیادی با نتایج مدل عمق موهو حاصل از داده‌های ثقل‌سنجی زمینی با جزئیات بالای میدان ثقل مشاهده شود. همچنین بدلیل اینکه مدل EGM08 درجه مرتبه بالاتری نسبت به دو مدل دیگر (EGM96 و GOCE) دارد و حاوی طول موج‌های کوتاه میدان ثقل است، اثرات جزئیات میدان ثقل باعث اختلاف بیشتر در نتیجه انحراف معیار و RMS بالاتری در اختلاف برآورد شکل هندسی موهو از طریق این مدل نسبت به دو مدل EGM96 و GOCE شده است.

مقادیر انحراف معیار و RMS اختلاف عمق موهو برای مدل GOCE نیز در مقایسه با مدل EGM96 به ترتیب برابر با ۰/۸۰، ۰/۸۵ کیلومتر می‌باشد که این بهبود را می‌توان ریشه در نزدیکی و کیفیت دو میدان مورد مقایسه نسبت به هم از نظر درجه و مرتبه و در برداشتن طول موج‌های بلند و متوسط میدان ثقل زمین دانست زیرا استفاده از داده‌های حاصل از مدل‌های ژئو پتانسیل به دلیل دارا بودن طول موج‌های بلند میدان ثقل زمین جهت تخمین عمق موهو

Solid Earth, 122 (2), 1381-1401.

12. Kiamehr, R. (2007), Qualification and refinement of the gravity database based on cross validation approach, a case study of Iran, *Acta Geodaetica et Geophysica*, 42(3), 285-295.

13. Kiamehr, R. and Gómez-Ortiz, D. (2009), A new 3D Moho depth model for Iran based on the terrestrial gravity data and EGM2008 model, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-321-1, 2009 EGU General Assembly 2009.

14. Kuszniir, N. Ferraccioli, F. Jordan, T. (2018), Refining Gondwana Plate Reconstructions using Antarctic and Southern Ocean Crustal Thickness Mapping from Gravity Inversion, 20th EGU General Assembly, EGU2018, Proceedings from the conference held 4-13 April, 2018 in Vienna, Austria, p.19196.

15. Martinec, Z. (1994), The density contrast at the Mohorovičić discontinuity. *Geophysical Journal International*, 117, 539-544.

16. Mooney, W.D. Laske, G. and Masters, T.G. (1998), CRUST5.1: A global crustal model at 5 × 5, *Journal of Geophysical Research* 103 (B1), 727-747.

17. Oldenburg, D.W. (1974), The inversion and interpretation of gravity anomalies, *Geophysics* 39 (1974) (4), 526-536.

18. Orešković, J. Šumanovac, F. Kolar, S. (2018), Crustal structure and Moho depth in the area of Dinarides and SW Pannonian basin, XXI International Congress of the CBGA, Salzburg, Austria, September 10-13, 2018, Abstracts.

19. Parker, R.L. (1973), The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysics Journal of the Royal Astronomical society*, 31, 447-455.

20. Pratt, J.H. (1855), On the attraction of the Himalaya Mountains and of the elevated regions beyond upon the plumb-line in India, *Philosophical Transactions of the Royal Society (London)*, ser. B, 145, 1855.

21. Rao Bhaskara, D. and Ramesh Babu, N. (1991), A rapid method for three-dimensional modeling of magnetic anomalies, *Geophysics* 56 (1991) (11), 1729-1737.

22. Shin, Y. H. et al. (2015), Moho topography, ranges and folds of Tibet by analysis of global gravity models and GOCE data, *Sci. Rep.* 5, 11681; doi: 10.1038/srep11681 (2015).

23. Tenzer, R. Chen, W. Tsoulis, D. et al. (2015), *Surv Geophys*, 36: 139, <https://doi.org/10.1007/s10712-014-9299-6>.

24. Tsuboi, C. (1983), *Gravity*, 1st edn. George Allen & Unwin Ltd, London, 254 pp.

25. Vening Meinesz F.A. (1931), Une nouvelle methode pour la reduction isostatique regionale de l'intensite de la pesanteur, *Bull. Geod*, 29, 33-51.

منابع و مأخذ

1. Abdollahi, S. Zeyen, H. Shomali, Z. H. (2018), Crustal and upper mantle structures of Makran subduction zone, SE Iran by combined surface wave velocity analysis and gravity modeling, *Tectonophysics*, 747-748, 191-210.

2. Airy, G.B. (1855), on the computations of the effect of the attraction of the mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations in geodetic surveys, *Philosophical Transactions of the Royal Society (London)*, series B, vol. 145.

3. Astort, A. Colavitto, B. Sagripanti, L. García, H. Echaurren, A. Soler, S. Ruíz, F. Folguera, A. (2018), Crustal and mantle structure beneath the southern Payenia Volcanic Province using gravity and magnetic data, *Tectonics*, doi.org/10.1029/2017TC004806.

4. Asgharzadeh, M.F. (2007), *Geodynamical Analysis of the Iranian Plateau and Surrounding Regions*, The Ohio State University, Columbus, Ohio.

5. Bagherbandi, M. and Eshagh, M., (2011), Recovery of Moho's undulations based on the Vening Meinesz-Moritz theory from satellite gravity gradiometry data: A simulation study. *Advances in Space Research*, 49 (6), 1097-1111.

6. Bagherbandi, M. Tenzer, R. Sjoberg, L.E. Novak, P. (2013), Improved global crustal thickness modeling based on the VMM isostatic model and non-isostatic gravity correction, *Journal of Geodynamics*, 66 (2013) 25- 37.

7. Barzaghi, R. Reguzzoni, M. Borghi, A. De Gaetani, C. Sampietro, D. Marotta, A.M. (2015), Global to Local Moho Estimate Based on GOCE Geopotential Model and Local Gravity Data, In: Sneeuw N., Novák P., Crespi M., Sansò F. (eds) VIII Hotine-Marussi Symposium on Mathematical Geodesy. International Association of Geodesy Symposia, 142. Springer, Cham.

8. BİLİM, F. (2017), Investigating Moho depth, Curie Point, and heat flow variations of the Yozgat Batholith and its surrounding area, north central Anatolia, Turkey, using gravity and magnetic anomalies, *Turkish J Earth Sci*, 26 (2017), 410-420, doi:10.3906/yer-1706-2.

9. Dyrelius, D. and Vogel, A. (1972), Improvement of convergence in iterative gravity interpretation. *Geophys J. R. Astr. Soc.*, 27, 195-205.

10. Gomez-Ortiz, D. and Agarwal, B.N.P. (2005), 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenburg's algorithm, *Computers and Geosciences*, 31, 13-520.

11. Kende, J. Henry, P. Bayrakci, G. Özeren, M. S. Grall, C. (2017), Moho depth and crustal thinning in the Marmara Sea region from gravity data inversion, *JGR*