وارون‌سازی داده‌های ژئوئید، توپوگرافی و گرانی برای مدل‌سازی موهو و لیتوسفر در منطقه‌ی غرب و شمال غرب ایران

حسام کرمی[۱]، سید هانی متولی عنبران[۲]، علی جاماسب[۳]، مجتبی مرادی غریبوند[۴]، پیمان پورمقدم[۵]
[۱]دانشجو کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران، hesamkarami@ut.ac.ir
[۲]دانشیار، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران، motavalli@ut.ac.ir
[۳] دانشجو دکتری ژئوفیزیک، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران، ajamasb@ut.ac.ir
[۴]کارشناس ارشد ژئوفیزیک، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، mojtabamoradigharibvand@gmail.com
[۵]استادیار، دانشگاه فردوسی مشهد، ppmoghaddam@ferdowsi.um.ac.ir

چکیده

در این مقاله از وارون‌سازی هم‌زمان داده‌های ژئوئید، توپوگرافی و گرانی و همچنین مفاهیم پایه فیزیک و ریاضی و هم ایستایی[۱] محلی برای مدل‌سازی ضخامت پوسته و سنگ‌کره برای منطقه‌ی غرب و شمال غرب ایران استفاده شده است. منطقه مورد مطالعه دربرگیرنده البرز، بخش غربی زون ایران مرکزی و همچنین زاگرس است. این منطقه به لحاظ تکتونیکی تحت تاثیر فرورانش تتیس کهن و همچنین تتیس جوان می‌شود. مطالعه پوسته و لیتوسفر به شناخت بهتر از تکتونیک منطقه‌ای کمک می‌کند. بررسی تغییرات ضخامت لیتوسفر در این منطقه می‌توان نشان‌دهنده ساختار کنونی پهنه مورد مطالعه باشد. نتایج مطالعه نشان می‌دهد که زاگرس و آناتولی شرقی دارای پوسته ضخیم‌تری نسبت به منطقه ایران مرکزی و البرز می‌باشد. همچنین، ضخامت لیتوسفر در منطقه زاگرس بیشتر از البرز تخمین زده شده است. بیشترین ضخامت لیتوسفر در زیر زاگرس و کمترین ضخامت در شمال غرب و منطقه قفقاز به دست آمده است.

واژه‌های کلیدی: وارون‌سازی، ژئوئید، توپوگرافی، داده گرانی، ضخامت پوسته، مرزموهو، سنگ‌کره، ضخامت لیتوسفر.

Inversion of geoid, topography and gravity data for Moho and lithosphere modeling in west and northwestern of Iran

Hesam Karami[1], Seyed-Hani Motavalli-Anbaran[2], Ali Jamasb[3], Mojtaba Moradi[4], Peyman Pour-Moghadam[5]

[1] M.Sc. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran
[2] Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran
[3]PHD candidate, Institute of Geophysics, University of Tehran
[4]Senior Geophysicist, Exploration Directorate, NIOC
[5] Assistant Professor, Ferdowsi University

Abstract

This work presents a simultaneous joint inversion of geoid, gravity and topography datasets to for estimating the lithospheric structure of the western Iran. The structural zones within the area include the Central Iran, Alborz and parts of the Zagros. The structure of the area has been under the influence of the subductions of the paleo- and neo-Tethys. The results of the study show that the deepest Moho depth (i.e., crustal thickness) lies under the Zagros with shallower depths beneath the Alborz and NW Iran. Also, the lithospheric thickness is deepest beneath the Zagros which decreases northward.

Keywords: Inversion, Geoid, Topography, Gravity data, Crust Thickness, Moho boundary, Lithosphere, Lithosphere Thickness.

[1] isostasy

۱ مقدمه

هدف از این پژوهش تعیین مرز سنگ‌کره-نرم‌کره و همچنین ضخامت پوسته در زیر مناطق غرب و شمال غرب ایران است. روش‌های مختلفی برای تعیین ضخامت پوسته و سنگ‌کره وجود دارد که هر کدام با توجه به تعاریف و روش‌های تعیین این ضخامت دارای مزایا و معایبی هستند. روش حاضر با توجه به استفاده از داده‌های ماهواره‌ای بزرگ مقیاس و بدون نیاز به برداشت‌های مستقیم داده که عملی سخت و زمان‌بر است دارای مزیت بزرگی بوده و همچنین وارون‌سازی به این روش در کمترین زمان مدل نهایی از ساختار پوسته را به ما می‌دهد. ضخامت پوسته در زاگرس از ۴۰ تا ۵۵ کیلومتر متغیر است و مقدار آن در خوزستان و عراق از ۳۰ تا تقریبا ۳۷ کیلومتر متغیر است. ضخامت لیتوسفر از جنوب منطقه مورد مطالعه با مقدار ۲۰۰ کیلومتر شروع می‌شود و در شمال غرب ایران به ۱۱۰ کیلومتر می‌رسد.

۲ منطقه مورد مطالعه

منطقه‌ی موردمطالعه، منطقه‌ی غرب و شمال غرب ایران و بخش‌هایی از زاگرس و البرز را پوشش می‌دهد که محدوده ۴۲ درجه غربی، ۵۰ درجه شرقی، ۴۱ درجه شمالی و ۳۳ درجه جنوبی را شامل می‌شود. تغییر شکل در این منطقه تحت تاثیر هم‌گرایی ورقه‌های عربی و اوراسیا و حرکت روبه غرب ورقه صلب خزر جنوبی قرار دارد (خرمی و همکاران، ۲۰۱۹). از نظر ساختاری این منطقه بخش انتهائی کمان ارومیه-دختر است که در آن فعالیت‌های آتش‌فشانی پس از برخورد قاره‌ای مشاهده می‌شود به گونه‌ای که سن آخرین فعالیت آتش‌فشانی در منطقه از غرب به شرق جوان‌تر می‌شود (چو و همکاران، ۲۰۱۳).

منطقه‌ای که برای مدل‌سازی انتخاب شده است از آن جهت حائز اهمیت است که ساختار پیچیده‌ی زمین‌شناسی را در غرب و شمال غرب ایران شاهد هستیم و همچنین وجود میادین نفتی دشت مغان، کبیرکوه، سرکان، ماله‌کوه، نفت شهر و ... و میادین گازی امام حسین، تنگ بیجار و ... بر اهمیت شناخت ساختار زمین‌شناسی منطقه غرب و شمال غرب ایران می‌افزاید.

۳ روش تحقیق

این روش، یک وارون‌سازی خطی شده، مستقیم و تکراری برای تعیین ضخامت موهو و لیتوسفر است. منطقه مورد مطالعه به بلوک‌های مکعبی با ابعاد ثابت (در راستای X و Y) تقسیم می‌شود. در راستای Z نیز هر ستون به ۴ لایه تقسیم می‌شود: ۱- آب (اگر وجود داشته باشد و با چگالی ۱٫۰۳ گرم بر سانتی متر مکعب)، ۲- پوسته، ۳- بخش سنگی گوشته و ۴- نرم‌کره.

توپوگرافی با فرض وجود تعادل ایزوستازی محلی و به صورت یک بعدی و تابعی از ضخامت و نیز با میانگین چگالی ستون لیتوسفر محاسبه می‌شود (لاچن‌بروخ و مورگان، ۱۹۹۰; زین و فرناندز، ۱۹۹۴). با توجه به این که پوسته به صورت یک لایه در نظر گرفته شده است در نتیجه هیچ تمایزی بین رسوبات و پوسته بالایی و پایینی وجود ندارد. در گوشته، چگالی به صورت خطی با دما تغییر می‌کند (زین و فرناندز، ۱۹۹۴):

$$\rho(T) = \rho(T_0)\big(1 - \alpha(T - T_0)\big) \qquad (1)$$

به‌طوری‌که α ضریب انبساط دمایی ($3.5\times10^{-5}\ K^{-1}$)، T_0 دمای مرجع که در مرز لیتوسفر-آستنوسفر (LAB) 1300 درجهٔ سانتی‌گراد و $\rho(T_0)$ چگالی در این دما است. ρ_a چگالی نرم‌کره و برابر با 3.2 گرم بر سانتی‌متر مکعب در نظر گرفته می‌شود. برای صرفه‌جویی زمانی، محاسبات دمایی و حل معادله حرارت به‌صورت یک بعدی و بدون نیاز به روش‌های عددی انجام گرفته است. فرمول‌های دمایی نیز با ثابت درنظر گرفتن دما در سطح زمین (معمولاً 10 درجه سانتی‌گراد) و LAB (1300 درجه سانتی‌گراد) و نیز فرض تولید حرارت ثابت در پوسته (معمولاً $1\text{-}2\ \mu W/m^3$ برای پوسته قاره‌ای بالایی، $0.2\ \mu W/m^3$ برای پوسته قاره‌ای پایینی و پوسته اقیانوسی و با در نظر گرفتن عدم تولید حرارت در جبه) محاسبه شده است.

در پوسته‌های قاره‌ای، ضخامت پوسته بالایی و پایینی یکسان فرض می‌شود ولی در پوسته‌های اقیانوسی، خصوصیات

پوسته پایینی قاره‌ای برای تمام پوسته درنظر گرفته شده است. چگالی در سنگ‌های پوسته و گوشته به‌صورت خطی، همراه با افزایش عمق افزایش می‌یابد. با توجه به این که بلوک‌های مکعبی شکل برای حجم جرمی در نظر گرفته می‌شود، از فرمول‌های تحلیلی برای محاسبه ژئوئید و گرانی استفاده شده است. اثر گرانی مدل دو بعدی، با فرض گسترش تا بی‌نهایت در راستای y، به صورت رابطه (۲) محاسبه می‌شود (گالاردو-دلگادو و همکاران، ۲۰۰۳):

$$\Delta g = G\rho_0 \left|\left|\left| x\ln(y+r) + y\ln(x+r) - z\ \arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) \right|_{x_1}^{x_2}\right|_{y_1}^{y_2}\right|_{z_1}^{z_2}$$
$$+ G\gamma \left|\left|\left| -xy\ln(r+z) - \frac{z^2}{2}\arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) + \frac{x^2}{2}\arctan\left(\frac{yz}{yr}\right) + \frac{y^2}{2}\arctan\left(\frac{xz}{yr}\right) \right|_{x_1}^{x_2}\right|_{y_1}^{y_2}\right|_{z_1}^{z_2}$$
$$r = \sqrt{x^2+y^2+z^2} \quad , \quad \rho(z) = \rho_0 + \gamma z \qquad (2)$$

اثر ژئوئید مدل دو بعدی (با فرض گسترش تا بی‌نهایت برای راستای y)، به صورت رابطه (۳) محاسبه شده است (فولا و همکاران، ۲۰۰۹):

$$\Delta H = \frac{G\rho_0}{g} \left|\left|\left| xy\ln(z+r) + yz\ln(x+r) + xz\ln(y+r) - \frac{z^2}{2}\arctan\left(\frac{xy}{zr}\right) - \frac{x^2}{2}\arctan\left(\frac{yz}{xr}\right) \right.\right.\right.$$
$$- \frac{y^2}{2}\arctan\left(\frac{xz}{yr}\right)\Big|_{x_1}^{x_2}\Big|_{y_1}^{y_2}\Big|_{z_1}^{z_2} + \frac{G\gamma}{3g}\Big|\Big| xyr + \frac{y}{2}(y^2+3z^2)\ln(x+r)$$
$$+ \frac{x}{2}(x^2+3z^2)\ln(y+r) - z^3\arctan\left(\frac{xy}{zr}\right)\Big|_{x_1}^{x_2}\Big|_{y_1}^{y_2}\Big|_{z_1}^{z_2} \qquad (3)$$

در هر دو رابطه (۲) و (۳)، قسمت اول مربوط به حالت چگالی ثابت و قسمت دوم مربوط به حالت چگالی متغیر با عمق (γ) است. x_i، y_i و z_i $(i=1,2)$، بیان‌کننده فاصله بین نقطه محاسبه اثر و نقطه‌ای بر روی سطح بلوک جرمی است. ρ_0، چگالی بر روی سطح بلوک است.

برای وارون‌سازی، داده‌های گرانی و ژئوئید در مختصات دکارتی شبکه‌بندی، $N_{xd} \times N_{yd}$ تشکیل شده است. این شبکه داده‌ها به صورت برداری با تعداد $3 \times N_d$ داده، ذخیره می‌شود، به‌طوری‌که $N_d = N_{xd} \times N_{yd}$، تعداد نقطه داده در هرکدام از انواع داده‌ها می‌باشد. بنابراین بردار داده‌ها به صورت رابطه (۴)، خواهد بود (منکه، ۱۹۸۴):

$$d^T = [d_1, \dots, d_{Nd}, d_{Nd+1}, \dots, d_{2Nd}, d_{2Nd+1}, \dots, d_{3Nd}] = [\,t_1, \dots, t_{Nd}, \Delta g_1, \dots, \Delta g_{Nd}, \Delta H_1, \dots, \Delta H_{Nd}] \qquad (4)$$

به‌طوری‌که، d^T ترانهاده بردار داده‌ها، t توپوگرافی، Δg آنومالی گرانی هوای آزاد و ΔH آنومالی ژئوئید است. از طرف دیگر، تعداد $N_b = N_{xb} \times N_{yb}$ مکعب، برای پوسته و همین مقدار برای بخش سنگ‌کره گوشته وجود دارد. از آنجا که برای هر ستون بلوک‌ها، سه پارامتر (z_C ضخامت پوسته، z_m ضخامت بخش سنگ‌کره جبه و ρ چگالی پوسته) برای وارون‌سازی وجود دارد، در نتیجه تعداد پارامترهایی که به‌منظور وارون‌سازی استفاده می‌شوند، برابر $N_p = 3 \times N_b$ است. به عبارتی سه پارامتر برای هر بلوک خواهد شد. پارامترها نیز به صورت یک بردار و طبق رابطه (۵)، ذخیره می‌شوند:

$$p^T = [p_1, \dots, p_{Nb}, p_{Nb+1}, \dots, p_{2Nb}, p_{2Nb+1}, \dots, p_{3Nb}] = [\rho_1, \dots, \rho_{Nb}, z_{c1}, \dots, z_{cb}, z_{m1}, \dots, z_{mp}] \qquad (5)$$

در وارون‌سازی داده‌های میدان پتانسیل دو مشکل اساسی وجود دارد که باید مورد بررسی قرار گیرد: یک، عدم قطعیت‌های متفاوت برای داده‌های مختلف و دو، عدم یکتایی جواب که موجب ناسازگاری وارون‌سازی می‌شود. در این روش، برای حل مشکل اول، یک بردار از مجموع عدم قطعیت‌ها (σ_d) به‌عنوان مرجعی برای تطبیق با داده‌ها در نظر گرفته شده است که به عنوان فاکتوری برای نرمالایز کردن داده‌های از جنس مختلف (به منظور رسیدن به محدوده مشابه از نظر عددی) نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد. کیفیت تطبیق داده‌ها را می‌توان به روش کمترین مربعات به صورت یک نُرم وزن داده شده از اختلاف بین داده‌های مصنوعی f(p) (محاسبه شده از پارامترها، p) و داده‌های اندازه‌گیری شده (d) تعریف

کرد.

مشکل دوم، با نرمالایز کردن (مشابه قبل) برای بردار پارامترها حل می‌شود. برای این هدف، یک بردار σ_p، با طولی مشابه با بردار پارامترها (p) و شامل مقدار تغییرپذیری هر پارامتر به نسبت مقدار تعریف شده اولیه آن (یادآوری می‌شود که وارون‌سازی یک فرآیند تکراری می‌باشد و می‌بایست با یک مجموعه اولیه‌ای از پارامترها شروع شود) تعریف می‌شود.

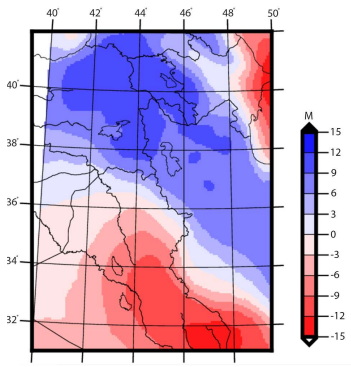
در برخی موارد لازم است مدل هموار نگه داشته شود، به منظور جلوگیری از ارائه نتایج با تغییرات زیاد در یک پارامتر، به نسبت پارامتر مجاور آن و نیز پایدارسازی بیشتر فرآیند وارون‌سازی است. ناهمواری با راه‌های مختلفی تعریف می‌شود. در این‌جا تابع ناهمواری به صورت مشتق اول در راستای X و Y، برای هر مجموعه پارامتر تعریف شده که باید حداقل شود. در نهایت، تابعی که در خلال وارون‌سازی می‌بایست حداقل شود به صورت رابطه (۶)، خواهد بود:

$$C = E_d + \lambda E_p + \mu E_s \qquad (6)$$

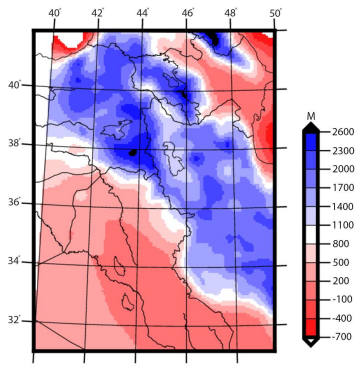
با استفاده از فاکتور λ، می‌توان به‌طورکلی، اهمیت بازه تغییرات پارامترها (E_p) را نسبت به تطبیق داده‌ها (E_d)، کنترل کرد. در حالی که فاکتور μ، اهمیت فرآیند هموارسازی را که برای هر مجموعه پارامتر می‌تواند متفاوت باشد، کنترل می‌کند. چنانچه مقادیر λ و μ کوچک باشند، تطبیق داده‌ها اهمیت یافته و فرآیند وارون‌سازی را کنترل می‌کند و پارامترها می‌توانند آزادانه‌تر تغییر یابند. درنتیجه، چنانچه پارامترهای اولیه، مناسب انتخاب نشده باشند (دور از مقدار متناسب باشند) امکان عدم پایداری فرآیند وارون‌سازی وجود دارد. چنانچه مقدار λ، بزرگ انتخاب شود، مقادیر پارامترها به اجبار به مقادیر ابتدایی نزدیک می‌مانند که درنهایت موجب از دست رفتن یک تطبیق قابل ملاحظه در داده‌ها می‌شود. اگر μ بزرگ انتخاب شود، نتیجه وارون‌سازی برای پارامترها، یک مدل بسیار هموار خواهد بود.

۴ داده

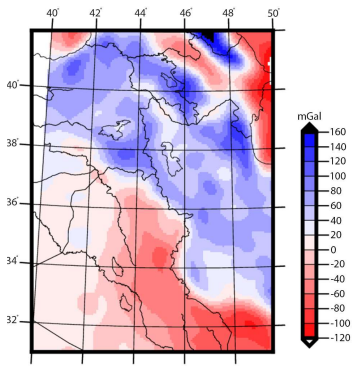
داده‌های مورداستفاده، به‌طور عمده از داده‌های بزرگ‌مقیاس ماهواره‌ای می‌باشند. تغییرات ارتفاع ژئوئید (شکل ۱)، از مدل EGM2008 گرفته شده است (پاولیس و همکاران، ۲۰۰۸). داده‌های توپوگرافی (شکل ۲)، از داده‌های جهانی TOPEX به ازای هر پانزده ثانیه قوسی گرفته شده است (سندول و همکاران، ۲۰۱۹). داده‌های گرانی (شکل ۳)، از داده‌های جهانی TOPEX گرفته شده است (سندول و همکاران، ۲۰۱۴).



شکل ۱. نقشه ژئوئید **EGM2008** (پاولیس و همکاران، ۲۰۰۸).



شکل ۲. نقشه توپوگرافی (سندول و همکاران، ۲۰۱۹).



شکل ۳. نقشه گرانی هوای آزاد (سندول و همکاران، ۲۰۱۴).

۵ مدل‌سازی

در مدل‌سازی ضخامت‌های پوسته و لیتوسفر در مواجه با مناطق پیچیده زمین‌ساختی، نیاز به مدل اولیه نزدیک به واقعیت است و نه صرفا یک مدل تخت برای موهو و لیتوسفر، بنابراین مدل‌سازی با مدل اولیه حاصل از وارون‌سازی یک‌بعدی حاصل از داده‌های ژئوئید و توپوگرافی (فولا و همکاران، ۲۰۰۵) آغاز می‌شود. مدل از ستون‌هایی به ابعاد ۳۰*۳۰ کیلومتر و ۲۹ بلوک در راستای E-W و ۴۳ بلوک در راستای N-S و در مجموع ۱۲۴۷ بلوک، تشکیل شده است. با توجه به این که برای هر بلوک سه پارامتر تعیین می‌شود، در نتیجه برای ۱۲۴۷ بلوک، ۳۷۴۱ پارامتر مجهول وجود دارد که طی

مدل‌سازی باید مشخص شود. برای کاهش عدم‌یکتایی جواب‌ها و نیز پایدارسازی برنامه وارون، از راهکار فرآیند تعدیل و هموارسازی استفاده شده است. با اعمال روش مدل‌سازی سه‌بعدی در منطقه موردبررسی (شکل ۱، شکل ۲ و شکل ۳)، و در نظر گرفتن پارامترهای بیان‌شده در بخش قبلی، نتایج حاصل از مدل‌سازی در شکل‌های ۴، ۵ و ۶ نشان داده شده است.

۶ نتیجه‌گیری

نتایج عمق موهو نشان می‌دهد در بخش‌های شمال غربی زاگرس، زاگرس، کوه‌های قفقاز، غرب ترکیه و شرق رشته‌کوه البرز، ضخیم‌شدگی وجود دارد که با افزایش ارتفاعات این مناطق و مشاهدات گذشته از دیگر روش‌های ژئوفیزیکی نیز مطابقت دارد که مورد انتظار است. در دریای سیاه که منشا اقیانوسی دارد کمترین مقدار ضخامت پوسته را مشاهده می‌کنیم که مقدار ۲۵ کیلومتر را دارد.

نازک شدگی لیتوسفر (۹۵ تا ۱۱۰ کیلومتر) در شمال غرب زاگرس، بخش‌های غربی قفقاز و شرق آناتولی، تقریبا با مناطق آتشفشانی مطابقت دارد و می‌توان تاییدی بر فرضیه جداشدگی سنگ‌کره و فرورفتن آن در این منطقه و بالا آمدن نرم‌کره باشد (آنگوس و همکاران، ۲۰۰۹).

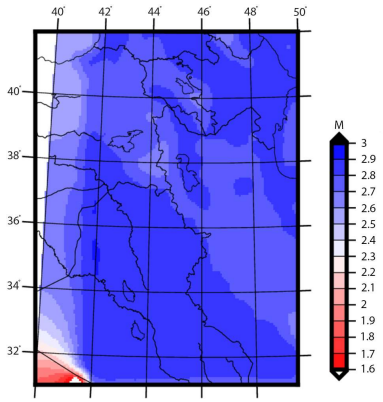
مقدار ضخامت در رشته کوه‌های زاگرس که حاصل یک فعالیت تکتونیکی یعنی برخورد دو صفحه تکتونیکی اوراسیا و عربستان هستند بیشتر از ۵۰ کیلومتر را نشان می‌دهد.

عدم قطعیت برای موهو با میانگین حدودی ۲٫۶ کیلومتر (شکل ۷) و لیتوسفر با میانگین حدودی ۱۶ کیلومتر (شکل ۸) محاسبه شده است.

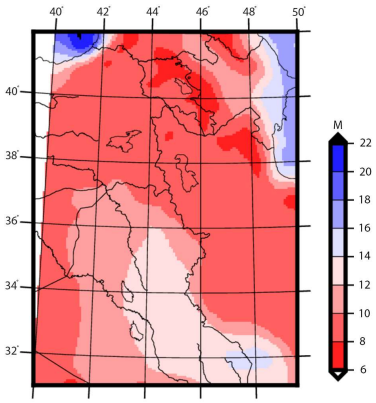
هم‌چنین مدل عدم‌برازش نهایی که به صورت تفریق داده‌های محاسبه شده، از مدل نهایی پس از وارون‌سازی (فوروارد از شکل ۴، شکل ۵ و شکل ۶)، از داده‌های اندازه‌گیری شده (شکل ۱، شکل ۲ و شکل ۳)، محاسبه می شود در شکل ۹، نشان داده می‌شود.

ضخامت پوسته در غرب ایران تقریبا بدون ساختار پیچیده و مقدار آن در حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر است.

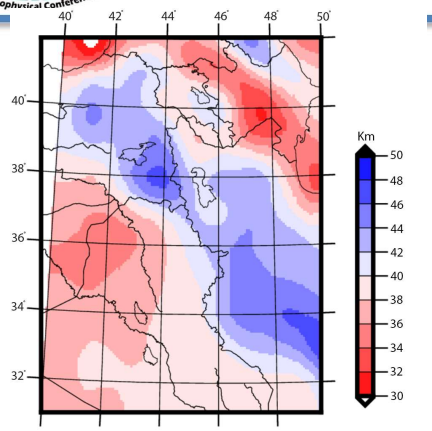
سنگ‌کره در جهت شمال افزایش می‌یابد و در محدوده اوراسیا به حدود ۲۰۰ کیلومتر می‌رسد. محدوده جنوبی سنگ‌کره کراتونیک صفحه روسیه، لبه بسیار تیزی را نشان می‌دهد که به سواحل شمالی دریای سیاه و شمال و غرب قفقاز محدود می‌شود، در حالی که در شرق قفقاز به سمت بخش‌های جنوبی دریای خزر امتداد می‌یابد. در بخش‌های غربی آناتولی، ضخامت ۱۳۰ تا۱۵۰ کیلومتر برای سنگ‌کره محاسبه شده است.



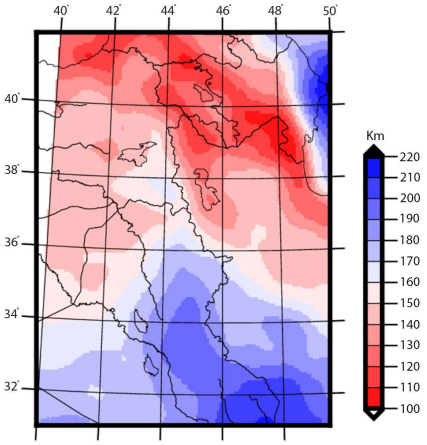
شکل ۷. توزیع عدم قطعیت عمق موهو



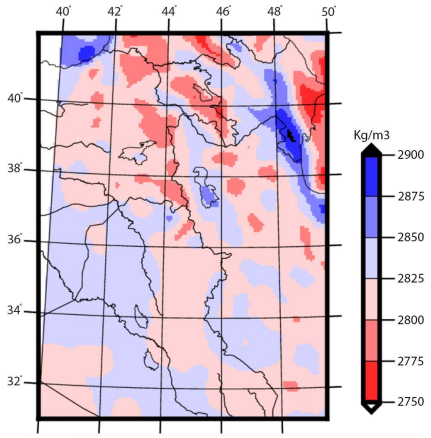
شکل ۸. توزیع عدم قطعیت عمق **LAB**



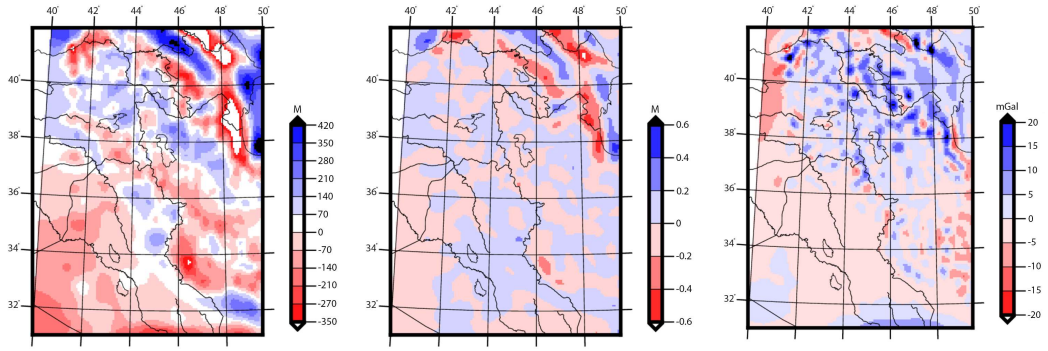
شکل ۴. عمق موهو، حاصل نتایج مدل سازی سه بعدی داده‌های ژئوئید، توپوگرافی و گرانی.



شکل ۵. عمق لیتوسفر، حاصل نتایج مدل سازی سه بعدی داده‌های ژئوئید، توپوگرافی و گرانی.



شکل ۶. چگالی پوسته، حاصل نتایج مدل سازی سه بعدی داده‌های ژئوئید، توپوگرافی و گرانی.



(ج) (ب) (الف)

شکل ۹. عدم‌برازش مدل. عدم‌برازش به صورت تفریق داده‌های محاسبه شده متعلق به مدل نهایی پس از وارون‌سازی (**شکل ۴، شکل ۵** و **شکل ۶**) از داده‌های اندازه‌گیری شده محاسبه می شود: (الف) عدم‌برازش گرانی هوای آزاد، (ب) عدم‌برازش ژئوئید و (ج) عدم‌برازش توپوگرافی.

منابع

Khorrami, F., Vernant, P., Masson, F., Nilfouroushan, F., Mousavi, Z., Nankali, H., Saadat, S.A., Walpersdorf, A., Hosseini, S., Tavakoli, P. and Aghamohammadi, A. 2019, An up-to-date crustal deformation map of Iran using integrated campaign-mode and permanent GPS velocities. Geophysical Journal International, 217(2), 832-843.

Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y., 2013, Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, Lithos, 162–163, 70–87.

Lachenbruch, A. H., and Morgan, P., 1990, Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb, Tectonophysics, 174, 39-62.

Zeyen, H. and Fernàndez, M., 1994, Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity and local isostasy analysis: application to the NE Spanish Geotransect, J.

Gallardo-Delgado, L. A., Pérez-Flores, M. A. and Gómez-Treviño, E., 2003, A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data, Geophysics, 68(3), 949- 959.

Fullea, J., Afonso, J. C., Connolly, J. A. D., Fernàndez, M., García-Castellanos, D. and Zeyen, H., 2009, LitMod3D: an interactive 3- D software to model the thermal, compositional, density, seismological, and rheological structure of the lithosphere and sublithospheric upper mantle, Geochem. Geophys. Geosyst., 10, Q08019.

Menke, W., 1984, Geophysical data analysis: Discrete inverse theory, Academic Press, London, 260 pp.

Pavlis, N. K., S. A. Holmes, S. C. Kenyon, and J. K. Factor (2008), An Earth gravitational model to degree 2160: EGM2008, in General Assembly of the European Geosciences Union, edited, Vienna, Austria, April 13-18, 2008.

Tozer, B. , D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, C. Olson, J. R. Beale, and P. Wessel, Global bathymetry and topography at 15 arc seconds: SRTM15+, Submitted to Earth and Space Science, April 1, 2019.

Sandwell, D. T., R. D. Müller, W. H. F. Smith, E. Garcia, R. Francis, New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, Science, Vol. 346, no. 6205, pp. 65-67, doi: 10.1126/science.1258213, 2014.

Fullea, J., M. Fernàndez, and H. Zeyen (2005), Lithospheric structure in the Atlantic-Mediterranean transition zone: joint inversion of elevation and geoid anomalies, C. R. Geosciences, 338(1-2), 140-151.

Angus, D. A., Wilson, D. C., Sandvol, E. and Ni, J. F., 2006, Lithospheric structure of the Arabian and Eurasian collision zone in eastern Turkey from S-wave receiver functions, Geophys. J. Int., 166, 1335-1346.