

Inversion of geoid, topography and gravity data to determine the thickness of the crust and lithosphere in the northeastern region of the Iranian Plateau

Karami, H.¹ [D] | Motavalli-Anbaran, S. H.¹ ⊠ [D]

1. Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: motavalli@ut.ac.ir

(Received: 7 Jan 2023, Revised: 9 April 2023, Accepted: 2 May 2023, Published online: 15 Nov 2023)

Summary

The main purpose of this research is to determine the thickness of the crust and lithosphere in the northeastern regions of the Iranian plateau. There are different methods to determine these two parameters. According to the definitions and how to determine this thickness, each of the methods has advantages and disadvantages. In this research, large-scale satellite data is used, so we do not need data acquisition that makes it a great advantage, and inversion in this way will give us the final model of the crustal and lithospheric structure in the shortest time.

For this purpose, a joint inversion of geoid topography and gravity data is used. First, we obtain a 1D model that is close to reality using the simultaneous modeling of geoid data, topography, basic concepts of physics and mathematics and local isostasy, for the thickness of the Moho and lithosphere. Then we use a 3D inversion method to reduce the difference between the measured and calculated data. The initial model that is given to the program in 3D inversion is the output of 1D modeling.

The studied area, the northeastern region of the Iranian plateau (including Kopeh-dagh) is an area with great potential in natural resources (mainly oil and gas). The highlands of northeastern Iran are formed in the Alpine-Himalayan folds and are similar to the Zagros mountains from a geological point of view. The Kopeh-dagh mountain range starts from the east of the Caspian Sea and enters Afghanistan after passing through Turkmenistan. The Kopeh-dagh mountain range separates the Turan plate from the central Iranian plate (a part of the Eurasian shield) and reaches a maximum height of 3000 meters. Most geologists consider Kupe-dagh to be the southern edge of the Turan shield and a part of the Eurasian plate. The main fault of Kopeh-dagh (Eshgabad) along the N130 direction forms the southern border of the Turan plate with the Kopedagh mountain range. A very small anomaly, the free-air gradient in the northeast of the Ashgabat fault, indicates the subduction of the southwest-trending Turkmenistan plate beneath Kupeh-dagh. In this way, less displacement is observed between the Turkmenistan and Iran plates that can be proved from the value of the gravity anomaly in the west.

There are large gas fields shared by the three countries of Iran, Turkmenistan and Afghanistan in the Kopeh-dagh region and its surrounding areas. Huge gas fields in Iran, Daulatabad-Donmez, Ghazli, Shatlik, Mehri and Bayran Ali in Turkmenistan and Gogar in Afghanistan have been discovered in this area. Geographically, Kopeh-dagh is part of the eastern continuation of the Alborz Mountains, but its geological and structural features are different from the surrounding areas. One of the main goals in the exploration of oil resources is to describe the structure of the sedimentary cover and underground topography. Furthermore, oil production is very sensitive to heat storage by the source rock and thus to the tectonic evolution of the entire lithosphere.

Results show that the thickening of the Moho is observed under the Kopeh-dagh mountain range and the thickness decreases gradually when moving towards the northeast and southwest of the Kopeh-dagh mountain range. The depth of the Moho in the studied area varies from 40 to 60 km. According to the modeling results, the lithosphere-asthenosphere boundary in the southwestern part of the studied area (Central Iran) is approximately 100 km, and it reaches approximately 200 km towards the northeast of the this area.

Keywords: Inversion, Geoid, Topography, Gravity data, Lithospheric thickness.

E-mail: (1) hesamkarami@ut.ac.ir



Cite this article: Karami, H., & Motavalli-Anbaran, S. H. (2023). Inversion of geoid, topography and gravity data to determine the thickness of the crust and lithosphere in the northeastern region of the Iranian Plateau. *Journal of the Earth and Space* Physics, 49(3), 633-647. DOI: http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.353234.1007489

فیزیک زمین و فضا



وارونسازی دادههای ژئوئید، توپوگرافی و گرانی برای تعیین ضخامت پوسته و سنگکره در منطقه شمال شرق فلات ایران

حسام کرمی' | سید هانی متولی عنبران' 🖾

۱. گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رايانامه نويسنده مسئول: motavalli@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۱/۱۰/۱۷، بازنگری: ۱۴۰۲/۱/۲۰، پذیرش نهایی: ۱۴۰۲/۲/۱۲، انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۸/۲۴)

چکیدہ

هدف اصلی این پژوهش، تعیین ضخامت پوسته و سنگ کره در مناطق شمال شرق فلات ایران است. روش حاضر با توجه به استفاده از دادههای ماهوارهای بزرگ مقیاس، نیازی به برداشتهای میدانی سخت و زمان بر نداشته و دارای مزیت دستیابی مستقیم به مدلی از ساختار سنگ کره است. برای این منظور از وارون سازی همزمان دادههای ژئوئید، توپوگرافی و گرانی استفاده می شود. ابتدا مدلی یک بعدی و نزدیک به واقعیت با استفاده از مدل سازی همزمان دادههای ژئوئید و توپوگرافی با بهره گیری از مفاهیم پایه فیزیک و ریاضی و همچنین هم ایستایی محلی، برای ضخامت موهو و لیتوسفر به دست می آوریم و در ادامه برای کاهش اختلاف دادههای اندازه گیری شده و محاسبه شده، از وارون سازی سه بعدی استفاده می کنیم. در این منطقه مطالعات زیادی با روش های لرزه ای صورت گرفته است ولی با روش گرانی به جز یک پروفیل، مطالعای صورت نگرفته است. از نتایج به دست آمده استنباط می شود که در زیر رشته کوه کپه داغ ضخیم شدگی موهو مشاهده می شود و در حرکت به طرف شمال شرق و جنوب غرب رشته کوه کپه داغ، به تدریج از این ضخامت کاسته شده است. عمق موهو در منطقه مورد بررسی از ۲۰۰ کیلومتر است. با توجه به نتایج مدل سازی، مرز سنگ کره خره در قسمت جنوب غرب منطقه مورد بررسی از ۲۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر معل شرال شرق و جنوب غرب مدل سازی، مرز سنگ کره خرم کره در قسمت جنوب غرب منطقه مورد بررسی از ۲۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر است. با توجه به نتایج مدل سازی، مرز سنگ کره منور مران داده می مسته مور منطقه مورد بررسی از ۲۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر محل شود.

واژههای کلیدی: وارون سازی، ژئوئید، توپوگرافی، داده گرانی، ضخامت سنگ کره.

۱. مقدمه

بهصورت همزمان در وارونسازی مدل دخیل هستند. در مدلسازی وارون برای شروع مدلسازی نیاز به یک مدل نزدیک به واقعیت بهعنوان مدل اولیه است که به برنامه داده شود، مدل اولیه که در مدلسازی سه بعدی به برنامه داده میشود مدل خروجی وارونسازی یک بعدی است. در منطقه شمال شرق فلات ایران با روش حاضر مطالعهای صورت نگرفته است و همه مطالعات (بهجز مطالعه انتظارسعادت و همکاران، ۲۰۱۷ که از روش گرانی استفاده شده و فقط یک پروفیل از منطقه عبور می کند) صورت گرفته در آن منطقه با استفاده از روش های لرزه انجامشده و نتایج حاصل شده در حول نقاط لرزهای دارای اعتبار است (جیمنزمانت و همکاران، ۲۰۱۲؛ متقی و

برای تعیین ضخامت پوسته (Moho boundary) و سنگ کره (Lithosphere-asthenosphere boundary) در مناطق شمال شرق فلات ایران از وارونسازی همزمان دادههای ژئوئید، توپو گرافی و گرانی استفاده می کنیم. ابتدا مدلی یک بعدی و نزدیک به واقعیت برای ضخامت موهو و لیتوسفر بهدست می آوریم و از مدلسازی سه بعدی استفاده می کنیم. در مدلسازی سه بعدی از سه نوع داده ماهوارهای مختلف استفاده می شود که وابستگی مستقیم و زیادی به ساختارهای مدل شده (عمق موهو و لیتوسفر) دارد. علاوه بر دادههای ژئوئید و توپو گرافی که در مدلسازی یک بعدی استفاده شد، داده گرانی هوای آزاد



استناد: کرمی، حسام و متولی عنبران، سید هانی (۱۴۰۲). وارونسازی دادههای ژئوئید، توپوگرافی و گرانی برای تعیین ضخامت پوسته و سنگکره در منطقه شمال شرق فلات ایران. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۴۹(۳)، ۶۳۳– ۶۴۷ DOI: http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.353234.1007489

hesamkarami@ut.ac.ir (۱) دایانامه:

همکاران، ۲۰۱۲۹؛ شادمنامن و همکاران، ۲۰۱۱؛ تقیزاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۳؛ ۲۰۱۵). ولی در این روش ما مدلی یکپارچه از شمال شرق فلات ایران ارائه کرده ایم که دقت قابلقبولی برای منطقهای با ابعاد بیش از ۸۵۰ کیلومتر شرقی-غربی و بیش از ۶۵۰ کیلومتر شمالی-جنوبی دارد.

۲. منطقه مورد مطالعه

ناحیه موردمطالعه، منطقه شمال شرق فلات ایران (شامل کپهداغ) منطقهای با پتانسیل بسیار زیاد در منابع طبیعی (عمدتاً نفت و گاز) است. ارتفاعات منطقه شمال شرق ايران در چين خوردگي هاي آلپ-هيماليا شکل گرفتهاند و از دیدگاه زمینشناسی با کوههای زاگرس مشابه هستند. رشته کوه کپهداغ با راستای شمالغربی-جنوبشرقی (NW-SE) از شرق دریای خزر آغاز و پس از گذشتن از تركمنستان وارد افغانستان میشود. رشته کوه کپهداغ صفحه توران را از پهنه ایران مرکزی (جزئی از سپر اوراسیا) جدا می کند و در بیشترین ارتفاع به حداکثر ۳۰۰۰ متر نیز می رسد (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). بیشتر زمین شناسان کپهداغ را لبه جنوبی سپر توران و قسمتی از صفحه اوراسیا میدانند. گسل اصلی کپهداغ (عشق آباد) با راستای N130، مرز جنوبی صفحه توران با رشته کوه کپهداغ را تشکیل میدهد. آنومالی بسیار کم، گرانی هوای آزاد در شمال شرق گسل عشقآباد، نشاندهنده راندگی صفحه تر کمنستان با ترند جنوب غربی به زیر کیهداغ است (مگی و همکاران، ۲۰۰۰). به این صورت، جابهجایی کمتر بین صفحه ترکمنستان و منطقههای پست جنوب شرقی خزر در مقایسه با جابه جایی بین صفحات ترکمستان و ایران از مقدار آنومالی گرانی در غرب، قابل اثبات است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲).

در منطقه کپهداغ و مناطق اطراف آن میدانهای گازی بزرگ بین سه کشور ایران، ترکمنستان و افغانستان بهصورت مشترک وجود دارد. میدانهای گازی بسیار عظیم خانگیران در ایران، دولتآباد-دونمز، گازلی، شاتلیک، مهری و بایران علی در ترکمنستان و گوگر در

افغانستان، در این ناحیه کشف شدهاند. از دید کوهنگاری و جغرافیایی (Geographical)، کپهداغ بخشی از ادامه شرقی کوههای البرز است، ولی ویژگیهای زمین شناختی و ساختاری آن نسبت به نواحی اطراف تفاوت دارد. یکی از هدفهای اصلی در اکتشاف منابع نفتی، توصیف ساختار پوشش رسوبی و توپوگرافی زیر زمین است. علاوهبر این، تولید نفت به ذخیره گرما توسط سنگ منشأ و بنابراین به تکامل تکتونیکی کل لیتوسفر بسیار حساس است.

۳. مدلسازی یک بعدی

در بخش اول از دو نوع داده توپوگرافی و ژئوئید برای مدلسازی ضخامت پوسته و سنگ کره استفاده میشود (فولا و همکاران، ۲۰۰۶). از آنجایی که ژئوئید به توزیع چگالی در عمقهای پایین وابسته است و میتوان به کمک آن اطلاعاتی در مورد تغییرات چگالی از عمقهای پایین به دست آورد و توپوگرافی به سطح زمین) اطلاعاتی به ما میدهد (تورکات و شوبرت، ۱۹۸۲)، در نتیجه برای استفاده از چگالی در عمقهای متوسط تا عمیق از این دو داده استفاده میشود.

این بخش از مدلسازی دو لایه را شامل میشود: پوسته و بخش گوشه لیتوسفر (سنگ کره گوشته). مفهوم ایزوستازی که در زمین شناسی برای توضیح حالت تعادل گرانشی بین لیتوسفر و استنوسفر به کار میرود، بر این فرض استوار است که تعدادی از ستونهای صلب (Asthenosphere) آزادانه روی استنوسفر (Asthenosphere) شناور هستند و در زیر یک سطح معین (سطح جبران، شناور هستند و در زیر یک سطح معین (سطح جبران، ارتفاع یک معیار برای تعیین شناوری ستون سنگ کره است. درنهایت با توجه به مدل ایری-هیسکانن ارتفاع از طریق معادلات (۱) و (۲) به دست می آید (لاچن بروخ و مورگان، ۱۹۹۰):

 $E = \frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} L - L_0 \quad (E > 0) \tag{1}$

$$N = \frac{-2\pi G}{g} \int_{LC} Z \Delta \rho(Z) dZ \qquad (\Delta)$$

در معادله (۵)، G ثابت جهانی گرانش، g شتاب گرانش در سطح زمین، (Δρ(Ζ تباین چگالی در مقایسه با ستون مرجع و LC علامت انتگرال گیری روی تمام ستون بالاتر از سطح جبران (شامل نرم کره و سنگ کره) است. با در نظر گرفتن یک مدل دو لایه و چگالی ثابت برای پوسته و سنگ کره و همچنین لحاظ کردن علامت مثبت سیستم مختصات به سمت پایین، می توان معادله (۵) را به صورت ذیل دوباره بازنو بسی کرد:

$$N = \frac{-\pi G}{g} [(\rho_{w}.E^{2} + (Z_{C}^{2} - E^{2})\rho_{C} + (Z_{L}^{2} - Z_{C}^{2})\rho_{m} + (Z_{max}^{2} - Z_{L}^{2})\rho_{a}] - N_{0}$$
(9)

از آنجاکه در محاسبات، جرم کل زمین محاسبه نشده است و نیز عمق سطح جبران دلخواه است، بنابراین برای تعیین سطح مرجع ژئوئید به یک پارامتر N_0 که ثابت انتگرال گیری نامیده می شود نیاز داریم. N_0 با اعمال معادله (۶) بر ستون سنگ کره مرجع تعیین می شود (فولا و (۶) بر ستون سنگ کره مرجع تعیین می شود (فولا و معادلات با چهار مجهول تشکیل می دهند: Z_2 عمق موهو، معادلات با چهار مجهول تشکیل می دهند: Z_2 عمق موهو، بخش سنگ کره گوشته. از آنجایی که فقط دو معادله بخش سنگ کره گوشته. از آنجایی که فقط دو معادله وجود دارد، در نتیجه برای حل سیستم معادلات به دو فرض نیاز است که در این قسمت p_0 می معلوم فرض می شود و اقدام به تعیین Z_2 می کنیم.

$$E = \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \left(\frac{\rho_a - \rho_L}{\rho_a} L - L_0 \right) \ (E < 0) \tag{Y}$$

به طوری که در معادله (۱)، E ارتفاع و برای نواحی بالای سطح دریا، مثبت و در اقیانوس ها و نواحی پایین تر از سطح دریا، منفی است. L ضخامت لیتوسفر، $\rho_{\rm a}$ میانگین چگالی لیتوسفر و L_0 عمق فرضی نرم کره در زیر دریاها است که با استفاده از معادله (۲) و پارامترهای یک ستون لیتوسفری خط الرأس میانی اقیانوسی با توجه به ایده لاچن بروخ و مورگان (۱۹۹۰) برابر با ۲۳۸۰ متر تخمین زده شده است (لاچن بروخ و مورگان، ۱۹۹۰). زده شده است (لاچن بروخ و مورگان، ۱۹۹۰). برای مناطق پوشیده از آب و چگالی برای نرم کره است که ثابت در نظر گرفته می شوند. با فرض مدلی دولایه که هر کدام از لایه ها چگالی ثابت دارند با استفاده از مفاهیم ریاضی به معادله (۳) می رسیم:

$$\rho_{\rm L} = \frac{(E+Z_{\rm C})\rho_{\rm C} + (Z_{\rm L} - Z_{\rm C})\rho_{\rm m}}{(E+Z_{\rm L})} \tag{(4)}$$

که Z_c عمق پوسته، Z_L عمق ضخامت لیتوسفر، ρ_m میانگین چگالی میانگین چگالی سنگ کرهای گوشته و ρ_a میانگین چگالی پوسته است (شکل ۱). با ترکیب معادلات (۱)، (۲) و (۳) به معادله جدیدی می رسیم که نشان دهنده ارتباط بین عمق موهو و لیتوسفر و همچنین چگالی های آنها تحت همایستایی محلی است:

$$Z_{C} = \frac{\rho_{a} L_{0} + E(\rho_{C} - \rho_{w}) + Z_{L}(\rho_{m} - \rho_{a})}{\rho_{m} - \rho_{C}}$$
(*)

معادله (۴) برای زیر سطح و همچنین بالای سطح میانگین دریاها صدق میکند درحالیکه باید توجه داشت، بالای سطح دریاهای آزاد ارتفاع بزرگئتر از صفر (E مثبت) و چگالی برای آب برابر صفر خواهد بود. چنانچه فرض هم ایستایی محلی درست باشد



ρ_a ، بخش جبهای سنگکره (فولا و همکاران، ۲۰۰٦). ρ_c چگالی پوسته، ρ_m چگالی بخش جبهای سنگکره، ρ_W چگالی آب، ρ_a چگالی نرمکره، E ارتفاع (E>0 توپوگرافی و E<0 عمقسنجی)، Z_c عمق مرز پوسته–جبه، Z_L عمق مرز سنگکره-نرمکره، L ضخامت سنگکره، L₀ عمق سطح آزاد نرمکره با فرض عدم بار روی سنگکره.

برای میانگین چگالی پوسته در این قسمت مقدار ۲۸۵۰ و چگالی بخش جبهای سنگ کره با چگالی ثابت ۳۲۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب در نظر گرفته شده است.

۳-۱. داده های مورد استفاده در یک بعدی

همه دادههای مورد استفاده از دادههای بزرگمقیاس ماهوارهای هستند. دادههای توپوگرافی (شکل ۲)، از دادههای جهانی سایت TOPEX به ازای هر پانزده ثانیه قوسی گرفته شده است (توزر و همکاران، ۲۰۱۹ و topex.ucsd.edu). دادههای ژئوئید (شکل ۳)، از مدل EGM2008 گرفته شده است (پاولیس و همکاران، ۲۰۰۸).





شکل ۳. نقشه بی هنجاری ژئوئید (پاولیس و همکاران، ۲۰۰۸).

۳-۲. مدلسازی و بررسی نتایج یکبعدی

با اعمال روش مدلسازی بر منطقه مورد بررسی (شکل ۲ و شکل ۳)، و در نظر گرفتن پارامترهای بیانشده در بخش ۳، نتایج حاصل از مدلسازی یک بعدی در شکل ۴ و شکل ۵ نشان داده میشود. مدلسازی یکبعدی بیشتر برای استفاده بهعنوان مدل اولیه در وارونسازی سه بعدی استفاده میشود.

از نتایج بهدست آمده می توان نتیجه گرفت که منطقه موردبررسی از نظر ساختار بزرگ مقیاس پیچیدگی ویژهای ندارد، در زیر رشته کوه کپهداغ ضخیم شدگی موهو را شاهد هستیم و در حرکت به سمت شمال شرق و جنوب غرب رشته کوه کپهداغ به تدریج از این ضخامت به جدول ۱ و شکل ۴ عمقهای موهو بهدست آمده از تحقیقات نوروزی و همکاران (۲۰۰۷) و تقیزاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۵) با عمقهای موهو حاصل شده از مدلسازی همزمان دادههای توپوگرافی و ژئوئید ساز گاری قابل قبولی دارد. کاسته میشود. مرز سنگ کره-نرم کره در بخش جنوب غرب منطقه موردبررسی در ایران مرکزی، تقریباً ۱۰۰ کیلومتر است و بهطرف شمال شرق منطقه موردبررسی به عمق ۲۰۰ کیلومتری میرسد، عمق لیتوسفر در منطقه موردبررسی از ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر متغیر است. با توجه



شکل ٤. عمق موهو، حاصل مدلسازی یکبعدی دادههای ژئوئید و توپو گرافی.



شکل ۵. عمق لیتوسفر، حاصل نتایج مدلسازی یکبعدی دادههای ژئوئید و توپوگرافی.

نام ایستگاه	موقعيت ايستگاهها(درجه)		عمق موهو تقىزاده	عمق موهو نوروزی و		:
	Latitude	Longitude	فرهمند و همکاران، ۲۰۱۵	همکاران ۲۰۰۷	عمق موهو	صحامت ليتوسفر
SHV	۳۷/۵۳۳	٥٧/٦٩٧	07/0		٤٥	۱۳۱
SFR	۳۷/۰٥۲	٥٨	01/0		٥٠	10V
EMG	۳٧/٤ • ٩	٥٨/٦٥١	٤٨		٤٩	178
AKL	٣٦/٥٩٥	٥٨/٧٥٤	٤٨		٥٠	109
PAY	301/202	०८/५९	٤٥		٤٧	10/
KRD	*7/VV7	09/010	٤٦		٤٧	102
MYA	37/328	٦٠/١٠٢	٤.		٤٢	188
MOG	۳٦/۱۰۸	०९/٣٣٩	٤٦		٤٦	١٦٣
MHI	٣٦/٣٠٩	٥٩/٤٧٠٥	٤٦/٥		٤٣	۱۳.
KAR	٣٦/٦٦	٥٩/٦٦		0+	٤٧	187
ZOW	37/12	०९/९१		٤٧	٤٥	120
HAM	37/93	٥٩/٧٧		٤٤	٤٦	102

جدول١. عمق موهو(كيلومتر)، عمق ليتوسفر(كيلومتر).

۴. مدلسازی سەبعدی

در مدلسازی سهبعدی، داده گرانی هوای آزاد به دو داده ژئوئید و توپوگرافی، که در مدلسازی یک بعدی استفاده شد اضافه میشود و روی سه نوع داده وارونسازی انجام میگیرد. مدلسازی وارون سهبعدی عملی خطیشده، مستقیم و تکراری است و نیاز به یک مدل اولیه برای شروع مدلسازی دارد. این مدل اولیه، همان مدل نهایی بخش ۳ (شکل ۴ و شکل ۵) و حاصل از مدلسازی با استفاده از دادههای ژئوئید و توپوگرافی 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- نرم کره.

توپوگرافی با فرض وجود تعادل ایزوستازی محلی و بهصورت 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 بهصورت تک لایه در نظر گرفته شده است پس تمایزی بین پوسته بالایی و پایینی و رسوبات وجود ندارد. در گوشته، چگالی بهصورت خطی با دما تغییر می کند (زین و فرناندز، ۱۹۹۴):

 $\rho(T) = \rho(T_0) \left(1 - \alpha(T - T_0) \right) \tag{V}$

در معادله (۷)، α ضریب انبساط دمایی (¹·K⁻¹) درجهٔ T_0 دمای مرجع که در مرز لیتوسفر (LAB) ۱۳۰۰ درجهٔ سانتی گراد و ($\rho(T_0)$ چگالی در این دما است. ρ_{α} چگالی نرم کره و همان گونه که در بخش ۳ در نظر گرفته شد برابر با ۳/۲ گرم بر سانتی متر مکعب است. برای صرفه جویی در زمان، محاسبه های دمایی و حل معادله حرارت به صورت یک بعدی و بدون نیاز به روش های عددی انجام می شود. فرمول های دمایی نیز با ثابت درنظر گرفتن دما در سطح زمین (۱۰ درجه سانتی گراد) و مرز لیتوسفر مانند بخش ۳ زمین (۱۰ درجه سانتی گراد) و نیز فرض تولید گرمای ثابت در پوسته (معمولاً ۳ سالی ۲–۱ برای پوسته قارهای

بالایی، ۳3 µW/m³ ۰/۲ برای پوسته اقیانوسی و پوسته قارهای پایینی و با توجه به عدم تولید گرما در جبه) محاسبه شده است.

در پوسته های قاره ای، ضخامت پوسته بالایی و پایینی یکسان فرض می شود ولی در پوسته های اقیانوسی، به دلیل تشابهات خصوصیات پوسته پایینی قاره ای برای تمام پوسته درنظر گرفته شده است. چگالی با افزایش عمق در سنگ های پوسته و گوشته وابستگی خطی دارد و همراه با افزایش عمق افزایش می یابد. با توجه به این که بلوک های مکعبی شکل برای حجم جرمی در نظر گرفته می شود، از فرمول های تحلیلی برای محاسبه ژئوئید و گرانی استفاده می شود. اثر گرانی مدل دو بعدی، با فرض گسترش تا بی نهایت در راستای ۷، به صورت رابطه (۸) محاسبه شده است (گالاردو – دلگادو و همکاران،

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

اثر ژئوئید مدل دوبعدی (با فرض گسترش تا بینهایت برای راستای y)، بهصورت رابطه (۹) محاسبه میشود (فولا و همکاران، ۲۰۱۰):

$$\begin{split} \Delta H &= \frac{G\rho_0}{g} \left| \left| \left| xy \ln(z+r) + yz \ln(x+r) + xz \ln(y+r) - \frac{z^2}{2} \arctan\left(\frac{xy}{2r}\right) - \frac{x^2}{2} \arctan\left(\frac{yz}{xr}\right) - \frac{y^2}{2} \arctan\left(\frac{xz}{yr}\right) - \frac{y^2}{2} \arctan\left(\frac{xz}{yr}\right) \left| \frac{x_2}{x_1} \right| \frac{y_2}{y_1} \right| \frac{z_2}{z_1} + \frac{G\gamma}{3g} \right| \left| |xyr + \frac{y}{2}(y^2 + 3z^2) \ln(x+r) + \frac{x}{2}(x^2 + 3z^2) \ln(y+r) - z^3 \arctan\left(\frac{xy}{2r}\right) \left| \frac{x_2}{x_1} \right| \frac{y_2}{y_1} \right| \frac{z_2}{z_1} \end{split}$$
(9)

در هر دو رابطه (۸) و (۹)، قسمت اول مربوط به حالت چگالی ثابت و قسمت دوم مربوط به حالت چگالی متغیر با عمق (γ) است. y_i ،x_i و (i = ۲ (۱) ۲ ا)، بیان کننده فاصله بین نقطهای بر روی سطح بلوک جرمی و نقطه محاسبه اثر است. p₀، چگالی بر روی سطح بلوک است. برای وارونسازی، دادههای توپوگرافی، گرانی و ژئوئید در مختصات دکارتی شبکهبندی، N_{xd} × N_{vd} تشکیل شده است. این شبکه دادهها بهصورت برداری با تعداد الا × S داده، ذخيره مي شود، به طوري كه 3 × Nd ، تعداد نقطه داده در هركدام از $N_d = N_{xd} \times N_{vd}$ نوعهای مختلف دادهها است. بنابراین بردار دادهها به صورت رابطه (۱۰)، خواهد بود (منکه، ۱۹۸۴): d^{T} $= [d_1, ..., d_{Nd}, d_{Nd+1}, ..., d_{2Nd}, d_{2Nd+1}, ..., d_{3Nd}]$ $= [t_1, \dots, t_{Nd}, \Delta g_1, \dots, \Delta g_{Nd}, \Delta H_1, \dots, \Delta H_{Nd}]$ $(1 \cdot)$ در معادله (۱۰)، d^T ترانهاده بردار دادهها، t تو یو گرافی، Δg آنومالی گرانی هوای آزاد و ΔH آنومالی ژئوئید است. از طرفی، تعداد $N_b = N_{xb} \times N_{yb}$ مکعب، برای بخش سنگ کره گوشته و همین مقدار برای پوسته وجود دارد. از آنجایی که برای هر کدام از ستونهای بلوکها، سه یارامتر (p چگالی پوسته، z_c ضخامت پوسته، z_m ضخامت بخش سنگ کره جبه) برای وارونسازی وجود دارد، در نتيجه تعداد پارامترهايي كه براي عمل وارونسازي استفاده می شوند، برابر با $N_{\rm p} = 3 \times N_{\rm b}$ است (به عبارتی سه پارامتر برای هر بلوک). پارامترها نیز بهصورت یک بردار و طبق رابطه (۱۱)، ذخيره مي شوند:

$$p^{T} = [p_{1}, ..., p_{Nb}, p_{Nb+1}, ..., p_{2Nb}, p_{2Nb+1}, ..., p_{3Nb}] = [\rho_{1}, ..., \rho_{Nb}, z_{c1}, ..., z_{cb}, z_{m1}, ..., z_{mp}]$$

$$(11)$$

در وارونسازی دادههای میدان پتانسیل دو مشکل اساسی وجود دارد که باید بررسی شود: (۱) عدمقطعیتهای مختلف برای دادههای متفاوت و (۲) عدم یکتایی جواب که موجب مغایرت در وارونسازی میشود. در این روش، برای حل مشکل اول، یک بردار از مجموع عدمقطعیتها (مر) بهعنوان مرجعی برای انطباق با دادهها در نظر گرفته

شده است که به عنوان فاکتوری برای بهنجار کردن داده های از جنس متفاوت (برای رسیدن از نظر عددی به محدوده مشابه) نیز مورد استفاده قرار می گیرد. کیفیت مطابقت داده ها را می توان به روش کمترین مربعات (Norm) به صورت یک نُرم (Norm) وزن داده شده از اختلاف بین داده های مصنوعی (f(p) (محاسبه شده از پارامترها، q) و داده های اندازه گیری شده (d) تعریف کرد.

ردار این احتلاف به صورت معادله (۱۱) نغریف می شود:
$$\epsilon_{di} = \frac{d_i - f_i(p)}{\sigma_{di}}$$
 (۱۲)

با توجه به اختلاف بین دادههای مصنوعی و اندازهگیریشده، نرم بهصورت معادله (۱۳) تعریف میشود:

$$\begin{split} \mathbf{E}_{\mathrm{d}} &= \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}}^{\mathrm{T}} \cdot \boldsymbol{\varepsilon}_{\mathrm{d}} = \left(\mathrm{d} - \mathrm{f}(\mathrm{p})\right)^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{C}_{\mathrm{d}}^{-1} \cdot \left(\mathrm{d} - \mathrm{f}(\mathrm{p})\right) \qquad (1\texttt{m}) \\ & \text{ cr astebus of the set of the set$$

مشکل دوم، با نرمالایز کردن (مانند قبل) برای بردار پارامترها حل می شود. برای این هدف، یک بردار σ_p ، با طولی مشابه با بردار پارامترها (q) و شامل مقدار قابل تغییرپذیری هر پارامتر به نسبت مقدار تعریف شده اولیه آن (در ابتدای بخش ۴ بیان شد که وارون سازی یک فر آیند تکراری است و باید با یک مجموعه اولیه ای از پارامترها شروع شود) تعریف می شود. اگر q مجموعه پارامترهای اولیه باشد، بردار دوم (اختلاف میان پارامترهای اولیه و مجموعه وارون شده آن) را به صورت رابطه (۱۳)، می توان تعریف کرد:

 $\varepsilon_{\rm pi} = \frac{{\rm p}_{\rm i} - {\rm p}_{\rm 0i}}{\sigma_{\rm pi}} \tag{14}$

در این بخش نیز برای جلوگیری از بزرگ تر بودن بازه تغییرپذیری برخی از پارامترها نسبت به سایر پارامترها (برای مثال، چگالی بهطور متداول در محدوده ده کیلوگرم بر مترمکعب، عمق موهو در محدوده یک کیلومتر و عمق لیتوسفر در محدوده صد کیلومتر تغییر می کند)، بر روی این اختلاف عمل بهنجار کردن انجام با استفاده از متغیر ۸، می توان به صورت کلی، اهمیت بازه تغییرات پارامترها (E_p) را نسبت به تطبیق دادهها (E_d)، کنترل کرد. در حالی که متغیر μ ، اهمیت فرآیند هموارسازی که می تواند برای هر مجموعه پارامتر متفاوت باشد را کنترل می کند. اگر مقدارهای ۸ و μ کوچک باشند، تطبیق دادهها اهمیت می یابد و فرایند وارونسازی را کنترل می کند و پارامترها می توانند آزادانه تر تغییر کنند. بنابراین، اگر پارامترهای اولیه، مناسب انتخاب نشوند (از وارونسازی وجود خواهد داشت. اگر مقدار ۸، بزرگ انتخاب شود، مقادیر پارامترها به ناچار به مقادیر اولیه نزدیک می مانند که در نتیجه منجر به از دست رفتن یک تطابق قابل توجه در دادهها می شود. چنانچه μ بزرگ

۴-۱. داده های مورد استفاده در سه بعدی

براي پارامترها را شاهد خواهيم بود.

همه دادههای مورد استفاده از دادههای بزرگمقیاس ماهوارهای هستند. دادههای توپوگرافی (شکل ۷)، از دادههای جهانی سایت TOPEX به ازای هر پانزده ثانیه قوسی گرفته شده است (توزر و همکاران، ۲۰۱۹ و topex.ucsd.edu گرفته شده است (پاولیس و همکاران، مدل EGM2008 گرفته شده است (پاولیس و همکاران، جهانی TOPEX گرفته شده است (سندول و همکاران، جهانی TOPEX گرفته شده است (سندول و همکاران،



شکل ٦. نقشه ژئوئيد EGM2008 (پاوليس و همکاران، ۲۰۰۸).

شده است. بهنجارکردن با تقسیمکردن هر اختلاف بر σ_p مخصوص به خود انجام میشود. مقدار σ نیز میتواند بهعنوان معیاری برای آزادی هرنوع پارامتر به تغییرپذیری در نظر گرفته شود.

با توجه به این ملاحظات، نرم دومی بهصورت رابطه (۱۵) تعریف شده است:

$$\begin{split} \mathbf{E}_{\mathbf{p}} &= \ \mathbf{\epsilon}_{\mathbf{p}}^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{\epsilon}_{\mathbf{p}} = \left(\mathbf{p} - \mathbf{p}_{0}\right)^{\mathrm{T}} \cdot \mathbf{C}_{\mathbf{p}}^{-1} \cdot \left(\mathbf{p} - \mathbf{p}_{0}\right) \quad (1\Delta) \\ \mathbf{0} \quad \mathbf{$$

در برخی موارد لازم است مدل هموار نگه داشته شود، چون از نتایج با تغییرات زیاد در یک پارامتر، به نسبت پارامتر مجاور آن جلوگیری شود و همچنین پایدارسازی بیشتر فرایند وارونسازی را به دنبال دارد. ناهمواری با راههای مختلفی تعریف میشود. در این پژوهش تابع ناهمواری بهصورت مشتق اول در راستای X و Y، برای هر مجموعه پارامتر تعریف شده که باید حداقل شود:

 $\epsilon_{s} = \sum_{i=1}^{3*Nb} \left[\sum_{j} \left(\frac{p_{i} - p_{j}}{\sigma_{pi}} \right)^{2} \right]$ (19)

در معادله (۱۶)، همه بلوکهای اطراف بلوک i با شرط این که اندیس آنها بزرگ تر از i باشد، با J مشخص می شود. همچنین، در قسمت باید اختلاف برای انواع مختلف یارامترها نرمالایز شود.

به این منظور، مانند مقادیر σ_{pi} در رابطه (۱۴) (البته بدون در نظر گرفتن اصلاحات مربوط به اطلاعات اولیه)، استفاده میشود. این مجموع بهصورت ماتریسی به شکل معادله (۱۷) خواهد بود:

$$\mathbf{E}_{\mathrm{S}} = \mathbf{p}^{\mathrm{T}}.\,\mathbf{C}_{\mathrm{S}}.\,\mathbf{p} \tag{1V}$$

مقادیر قطری ماتریس C_s از تقسیم کردن تعداد بلوکهایی که در راستای افقی، در مجاورت یک بلوک، قرار دارند (مقدار دو، سه و چهار بهترتیب برای بلوکهایی که در گوشه قرار گرفته، بلوکهای قرار گرفته در کنارهها و دیگر بلوکهای مدل) بر مقدار واریانس (σ²_p)، حاصل میشود. در نهایت، تابعی که در حین وارونسازی باید حداقل شود به صورت رابطه (۱۸)، خواهد بود:

 $C = E_d + \lambda E_p + \mu E_s \tag{1A}$

که با نتایج متقی و همکاران (۲۰۱۲b) تطابق دارد و بیانگر فرورانش سپر توران به زیر سپر ایران مرکزی است (متقی و همکاران، ۲۰۱۲b). در حرکت به سمت شمال و در زیر کوههای بینالود کاهش موهو تا عمق بین ۴۵ تا ۴۹ کیلومتر را مشاهده میکنیم که با نتایج مطالعات تقیزاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۳)، تقی زاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۵)، جیمنزمانت و همکاران (۲۰۱۲) و نوروزی و همکاران (۲۰۰۷)، تطابق دارد. بیشترین عمق برای موهو در این مطالعه برابر با ۵۵ کیلومتر زیر کوههای کپهداغ و در قسمت شمالی کپهداغ عمق موهو برابر با ۴۵ کیلومتر و قسمت جنوبی کپهداغ برابر با ۵۰ کیلومتر بهدست آمده است (متولی عنبران و همکاران، ۲۰۱۱؛ نوروزی و همکاران، ۲۰۰۷؛ تقی زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۳؛ شادمنامن و همکاران، ۲۰۱۱؛ جیمنزمانت و همکاران، ۲۰۱۲). افزایش عمق در زیر کوههای کپهداغ ناشی از برخورد صفحه توران و صفحه ایران مرکزی است که با مطالعات تقیزاده فرهمند و همکاران (۲۰۱۳) و هالینگورث و همکاران (۲۰۱۰) تطابق دارد. در قسمت غربي ناحيه مورد مطالعه در شرق بلندىهاي البرز تا بيشينه ۵۳ کیلومتر و نازکشدگی ضخامت موهو در دو طرف جنوبی و شمالی رشته کوه البرز به وضوح مشاهده مى شود. با حركت به طرف شمال البرز ابتدا ضخامت پوسته کاهش می یابد و با حرکت به سمت شمال صفحه خزر جنوبی، این ضخامت تا عمق ۴۴ کیلومتری افزایش مى يابد. در قسمت شرقى رشته كوه البرز ضخامت عمق موهو با شیب ملائم کاهش یافته و سپس در کپهداغ شاهد افزايش عمق موهو هستيم كه نتايج دقيقا با مطالعات متولى عنبران و همكاران (٢٠١١) تطابق دارد. ضخامت یوسته در صفحه ایران مرکزی حدود ۴۰ کیلومتر تخمین زده شده است.

نتایج مدلسازی برای ضخامت سنگ کره در پیش بوم بینالود، برابر با ۱۷۰ تا ۱۸۰ کیلومتر است و با حرکت به سمت شمال، این عمق افزایش می یابد که افزایش عمق در زیر پیش بوم بینالود به ۱۹۰ تا ۲۰۰ کیلومتری می رسد (متقی و همکاران، ۲۰۱۲b). در مطالعه متقی و همکاران



شکل ۸. نقشه گرانی هوای آزاد (سندول و همکاران، ۲۰۱٤).

۵. بحث و نتیجه گیری

با اعمال روش وارونسازی سهبعدی بر منطقه مورد بررسی (شکل ۶، شکل ۷ و شکل ۸)، و در نظر گرفتن پارامترهای بیانشده در بخش ۴، نتایج حاصل از مدلسازی سهبعدی در شکل ۹، شکل ۱۰ و شکل ۱۱ نشان داده می شود.

مطالعات زیادی برای تعیین عمق موهو در ناحیه شمال شرق ایران صورت گرفته که مطالعه دهقانی و ماکریس (۱۹۸۴) اولین مطالعه گرانی در فلات ایران است و نتایج مدلسازی در این پژوهش تطابق خوبی با مطالعه دهقانی و سایر مطالعات صورت گرفته در منطقه کپهداغ دارد (جیمنزمانت و همکاران، ۲۰۱۲؛ متقی و همکاران، ملاا ۲۰۱۲؛ شادمنامن و همکاران، ۲۰۱۱؛ تقیزاده فرهمند و پوسته در کوههای بینالود بین کپهداغ –بینالود و نواحی مرکزی ایران، مشاهده می شود و در زیر بلندی های کپهداغ و بینالود قرار نگرفته است. ضخامت پوسته برای

همچنین ضخیمشدگی پوسته را نیز در این منطقه مشاهده می کنیم. با توجه به نتایج می توان نتیجه گرفت که فرض فرورانش قسمت خزر جنوبي به زير صفحه اوراسيا درست است. مطالعات حاصل از امواج لرزهای که توسط لوو و همکاران (۲۰۱۲) انجام شده است، نشان میدهد (شکل ۱۲)، ناهنجاری سرعت موج با نتایج حاصل از این پژوهش تطابق نزدیکی دارد. در پایین ناحیه خزر جنوبی سرعت بالای موج P_n را مشاهده میکنیم که با سنگ کره ضخیم حاصل شده از مدل مطابقت دارد، همچنین با مشاهده سرعت بسیار بالای موج P_n در شمال خزر جنوبی، افزایش ضخامت LAB تا عمق ۲۲۰ کیلومتری را شاهد هستیم. در بخش شمالی کپهداغ نیز با افزایش سرعت موج P_n شاهد افزایش ضخامت پوسته در این ناحیه از مدل هستیم، و در قسمت جنوبی این ناحیه، کاهش سرعت موج P_n، با کاهش ضخامت LAB در این بخش از منطقه مورد مطالعه همراه است.

افزایش چگالی در ناحیه بلندیهای کپهداغ و کوههای بینالود با مطالعه انتظارسعادت وهمکاران (۲۰۱۷) مطابقت قابل قبولی دارد و در قسمت شمالی و جنوبی کپهداغ کاهش چگالی را مانند مطالعات پیشین مشاهده می کنیم. در شمال شرق صفحه خزر جنوبی کمترین چگالی را شاهد هستیم، شیب افزایش چگالی در این بخش از مدل، به سمت شمال بیشتر از جنوب ناحیه است که با مطالعه متولی عنبران و همکاران (۲۰۱۱) سازگاری قابل قبولی دارد.

(۲۰۱۲b)، با استفاده از تومو گرافی لرزهای به یک آنومالی پرسرعت بین اعماق ۱۲۰ تا ۲۲۰ کیلومتری اشاره می شود، در حالی که زیر ایران مرکزی آنومالی کمسرعتی مشاهده می شود، سه فرضیه برای افزایش ضخامت سنگ کره بیان شده است. اول اینکه، ضخامت سنگ کره در ناحیه شمال غرب ايران ممكن است به دليل تصادم صفحات اوراسيا (توران) و ایران مرکزی افزایش یافته باشد، مانند افزایش ضخامت پوسته در این بخش از مدل است، دومین فرضیه بیان می کند که افزایش ضخامت لیتوسفر امکان دارد بر اثر فرورانش سپر توران به زیر ایران مرکزی اتفاق افتاده باشد که در ادامه رخداد یوسته است، و فرضیه سوم نشان میدهد که افزایش ضخامت حاصل بقایای صفحه فرو رفته قبلی است (متقی و همکاران، ۲۰۱۲b). در بخش جنوب غربی ناحیه مورد بررسی یک نازکشدگی برای سنگ کره از ۱۱۰ تا ۱۴۰ کیلومتری در ایرانمرکزی را شاهد هستیم که در راستای شمالغربی-جنوب شرقی است و با فعالیتهای آتشفشانی سنوزوئیک و همچنین مطالعات ييشين (مولينارو و همكاران، ۲۰۰۵؛ كاوياني و همكاران، ۲۰۰۷؛ یائول و همکاران، ۲۰۱۰؛ منامن و شمالی، ۲۰۱۰؛ هافکنشاید و همکاران، ۲۰۰۶) مطابقت دارد، همچنین سنگ کره نازک با ضخامت کمتر از ۱۰۰ کیلومتر در بخش جنوبي رشته كوه البرز توسط صدودي و همكاران (۲۰۰۹) گزارش شده است. سنگ کره بسیار ضخیمی در بخش شمالي صفحه خزر جنوبي و در زير آپشرون-بالكان را شاهد هستیم که تا عمق ۲۲۰ کیلومتری میرسد و



شکل ۹. عمق موهو، حاصل نتایج مدلسازی سهبعدی دادههای ژئوئید، توپوگرافی و گرانی.



شکل ۱۰. عمق لیتوسفر، حاصل نتایج مدلسازی سهبعدی دادههای ژئوئید، توپوگرافی و گرانی.



شکل ۱۱. چگالی پوسته، حاصل نتایج مدلسازی سهبعدی دادههای ژئوئید، توپوگرافی و گرانی.



شکل ۱۲. توزیع سرعت موج P_n در ناحیه مورد بررسی و مناطق اطراف آن (لوو و همکاران، ۲۰۱۲).

مدل اولیه، اطلاعات اولیه توزیع چگالی (چگالی در موهو و یا شیب چگالی) و اطلاعات عمق موهو از مطالعات پیشین لرزهای، در عدمقطعیت مدل نهایی موثر است. تخمین خوبی از عدمقطعیت در مدل نهایی را می توان با چند وارونسازی که دادههای اولیه در محدوده عدمقطعیتهای خود تغییر می کنند به دست آورد. برای این منظور، باید یک مجموعه از وارونسازیها را با اضافه کردن نوفه تصادفی در محدوده تغییرات خود، به دادههای اولیه ضخامت پوسته، چگالی در مرز پوسته و شیب تغییرات چگالی انجام داد. در نتیجه، واریانس مدلهای مقدارهای قطری ماتریس E = $G * C_{post} * G^T$ است که در اجزا مقدارهای قطری ماتریس یا ابعاد ۳ * N_d است که در اجزا قطری خود آپستریور واریانس دادهها را که به صورت

تعریف می شود داراست) را می توان تخمین قابل قبولی از کل واریانس مدل لحاظ کرد و ریشه مربع آن را به عنوان عدمقطعیت نهایی در نظر گرفت. عدمقطعیت های نهایی در شکل ۱۳ و شکل ۱۴ نشان داده شده است.

در اکثر مناطق مدل عدم تطابق کوچکی بین دادههای مشاهدهای (اندازه گیری مستقیم داده) و محاسبهای (اثر محاسبهای مدل نهایی) را مشاهده می کنیم. انحراف معیار اختلاف بین دادههای مشاهدهای و محاسبهای برای ژئوئید برابر با ۲۰۷۷ متر، گرانی برابر با ۱۱/۳۷ میلی گال و توپو گرافی برابر با ۱۹۷ متر است.

همچنین مدل عدمبرازش نهایی که بهصورت تفریق دادههای محاسبه شده، از مدل نهایی پس از وارون سازی (فوروارد از شکل ۹، شکل ۱۰ و شکل ۱۱)، از داده های اندازه گیری شده (شکل ۶، شکل ۷ و شکل ۸)، محاسبه می شود و در شکل ۱۵، نشان داده شده است.





شکل ۱۰. عدمبرازش مدل. عدمبرازش بهصورت تفریق دادههای محاسبهشده با توجه به مدل نهایی پس از وارونسازی (**شکل ۹، شکل ۱۰** و **شکل ۱۱**) از دادههای اندازهگیریشده محاسبه میشود: (الف) عدمبرازش گرانی هوای آزاد، (ب) عدمبرازش ژئوئید و (ج) عدمبرازش توپوگرافی.

- Dehghani, G. A., & Makris, J. (1984). The gravity field and crustal structure of Iran. *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh*, 168, 215-229.
- Entezar-Saadat, V., Motavalli-Anbaran, S. H., & Zeyen, H. (2017). Lithospheric structure of the Eastern Iranian plateau from integrated geophysical modeling: a transect from Makran to the Turan platform. *Journal of Asian Earth Sciences*, 138, 357-366.
- Fullea, J., Fernàndez, M., & Zeyen, H. (2006). Lithospheric structure in the Atlantic– Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 140-151.
- Fullea, J., Fernandez, M., Zeyen, H., & Vergés, J. (2007). A rapid method to map the crustal and lithospheric thickness using elevation, geoid anomaly and thermal analysis. Application to the Gibraltar Arc System, Atlas Mountains and adjacent zones. *Tectonophysics*, 430(1-4), 97-117.
- Fullea, J., Fernàndez, M., Afonso, J. C., Vergés, J., & Zeyen, H. (2010). The structure and evolution of the lithosphere–asthenosphere boundary beneath the Atlantic–Mediterranean Transition Region. *Lithos*, 120(1-2), 74-95.
- Gallardo-Delgado, L. A., Pérez-Flores, M. A., & Gómez-Treviño, E. (2003). A versatile algorithm for joint 3D inversion of gravity and magnetic data. *Geophysics*, 68(3), 949-959.
- Hafkenscheid, E., Wortel, M. J. R., & Spakman, W. (2006). Subduction history of the Tethyan region derived from seismic tomography and tectonic reconstructions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B8).
- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M. J., Jackson, j., & Copley, A. (2010). Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia– Eurasia convergence in NE Iran since the

Oligocene. *Geophysical Journal International*, 181(3), 1214-1246.

- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. (2002). Active tectonics of the south Caspian basin. *Geophysical Journal International*, 148(2), 214-245.
- Jimenez-Munt, I., Fernandez, M., Saura, E., Vergés, J., & García-Castellanos, D. (2012). 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia—Eurasia collision (Iran). *Geophysical Journal International*, 190(3), 1311-1324.
- Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H., & Mokhtari, M. (2007). A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran). *Geophysical Journal International*, 171(1), 399-410.
- Lachenbruch, A. H., & Morgan, P. (1990). Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. *Tectonophysics*, 174(1-2), 39-62.
- Lü, Y., Liu, B., Pei, S., Sun, Y., Toksöz, M. N., & Zeng, X. (2012). Pn tomographic velocity and anisotropy beneath the Iran region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(1), 426-435.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K., & Baker, C. (2000). A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: Do earthquakes really occur in the continental mantle?. *Geophysical Journal International*, 143(3), 629-661.
- Manaman, N. S., & Shomali, H. (2010). Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian– Eurasian plate boundary. *Physics of the Earth* and Planetary Interiors, 180(1-2), 92-103.
- Menke, W. (1984) Geophysical data analysis: Discrete inverse theory. Academic Press, London.
- Molinaro, M., P. Leturmy, J.-C. Guézou, and D. Frizon de Lamotte (2005), The structure and

مراجع

kinematics of the south-eastern Zagros foldthrust belt, Iran: from thin-skinned to thickskinned tectonics. *Tectonics*, 24, TC3007.

- Motaghi, K., Tatar, M., & Priestley, K. (2012a). Crustal thickness variation across the northeast Iran continental collision zone from teleseismic converted waves. *Journal of Seismology*, 16(2), 253-260.
- Motaghi, K., Tatar, M., Shomali, Z. H., Kaviani, A., & Priestley, K. (2012b). High resolution image of uppermost mantle beneath NE Iran continental collision zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 208, 38-49.
- Motavalli-Anbaran, S. H., Zeyen, H., Brunet, M. F., & Ardestani, V. E. (2011). Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling. *Tectonics*, 30(5), 5012. doi:10.1029/2011TC002934.
- Nowrouzi, G., Priestley, K. F., Ghafory-Ashtiany, M., Javan Doloei, G., & Rham, D. J. (2007). Crustal velocity structure in Iranian Kopeh-Dagh, from analysis of P-waveform receiver functions. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, 8(4), 187-194.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M., & Péquegnat, C. (2010). Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). *Geological Society, London, Special Publications*, 330(1), 5-18.
- Pavlis, N. K. (2008). An earth gravitational model to degree 2160: EGM2008. the 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, April 13-18.
- Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H. F., Garcia, E., & Francis, R. (2014). On-shore Bouguer anomaly based of Gtopo30 DEM using density 2.67 g/cc. Original gravity data

from New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205), 65-67.

- Shad Manaman, N., Shomali, H., & Koyi, H. (2011). New constraints on upper-mantle Svelocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion. *Geophysical Journal International*, 184(1), 247-267.
- Sodoudi, F., Yuan, X., Kind, R., Heit, B., & 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.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Sodoudi, F., Afsari, N., & Mohammadi, N. (2013). A detailed receiver function image of the lithosphere beneath the Kopeh-Dagh (Northeast Iran). *Journal of seismology*, 17(4), 1207-1221.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N., & Sodoudi, F. (2015). Crustal thickness of Iran inferred from converted waves. *Pure and Applied Geophysics*, 172(2), 309-331.
- Tozer, B., Sandwell, D. T., Smith, W. H., Olson, C., Beale, J. R., & Wessel, P. (2019). Global bathymetry and topography at 15 arc sec: SRTM15+. *Earth and Space Science*, 6(10), 1847-1864.
- Turcotte, D. L., & Schubert, G. (1982). and G. Schubert, Geodynamics, 450 pp.
- Zeyen, H., & Fernàndez, M. (1994). Integrated lithospheric modeling combining thermal, gravity, and local isostasy analysis: Application to the NE Spanish Geotransect. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B9), 18089-18102.