

بهبود مدل پوسته فلات ایران با استفاده از بی‌هنجاری بوگه مدل EGM2008

آرش متشرعی^{۱*}

^۱ استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد چالوس، ایران

(دریافت: ۹۰/۶/۲۳، پذیرش نهایی: ۹۱/۱۰/۵)

چکیده

با ظهور فناوری گرانی‌سنجی ماهواره‌ای، امکان محاسبه درجات بالای ضرایب ژئوپتانسیل و در نتیجه دسترسی به میدان گرانی با قدرت تفکیک مکانی زیاد میسر شده است. مدل ژئوپتانسیل EGM2008 با ضرایب بسط تا درجه ۲۱۹۰ معادل قدرت تفکیک مکانی حدود ۱۰ کیلومتر، کاربردهای فراوانی در بررسی‌های میدان گرانی زمین دارد. یکی از کاربردهای این مدل، محاسبه مدل پوسته با قدرت تفکیک مکانی مناسب است. به‌ویژه در منطقه فلات ایران که به‌سبب شرایط خاص جغرافیایی و توپوگرافی (وجود کوهستان‌های صعب‌العبور و کویرهای فاقد دسترسی مستقیم) امکان مشاهدات زمینی میدان گرانی به شکل یکنواخت و یکپارچه وجود ندارد.

در این پژوهش با استفاده از میدان بی‌هنجاری بوگه محاسبه شده از ضرایب ژئوپتانسیل در یک شبکه با تراکم ۰٫۱ درجه اقدام به بازسازی و محاسبه مدل پوسته‌پیوسته با قدرت تفکیک مکانی هم‌ارز میدان بی‌هنجاری بوگه (۰٫۱ درجه) شد. با توجه به عمق متوسط موهو به‌منزله چشمه سبب‌ساز، در منطقه معادل ۴۰ کیلومتر به‌منظور حذف تاثیرات بی‌هنجاری‌های سطحی، یک فیلتر پایین‌گذر میانگین‌گیر متحرک، با تابع کرنل ۵ در ۵ یکانی به کار رفته است. در این مدل‌سازی، از مدل پوسته جهانی (براساس داده‌های امواج سطحی حاصل از زمین‌لرزه‌ها) با قدرت تفکیک مکانی ۲ درجه، به‌منظور برازش با داده‌های بی‌هنجاری بوگه و محاسبه فاکتورهای برازش استفاده شده است. شیب خط برازش ۱۲٫۴۹۹- برآورد شد که با توجه به رابطه خطی بوگه معادل تباین چگالی حدود ۳۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب است.

مدل پوسته محاسبه شده با مدل‌های پوسته جهانی و مدل دهقانی (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳) به لحاظ آماری مورد مقایسه قرار گرفته است. تفاوت مشاهده شده در منطقه البرز میانی (قله‌های مرتفع دماوند و پیرامون آن) با نتایج صدودی و همکاران (۲۰۰۹) مقایسه شد و ادعای بی‌ریشه بودن کوه‌های البرز، به‌خصوص برای البرز میانی، مورد تردید قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: مدل ژئوپتانسیل EGM2008، مدل پوسته، بی‌هنجاری بوگه، فیلترپایین‌گذر میانگین‌گیر متحرک

Development of the crust model for Iranian plateau using Bouguer anomaly extracted from EGM2008 geopotential model

Motasharrie, A.¹,

¹Assistant Professor, Department of Geophysics, Islamic Azad University, Chalus Branch, Iran

(Received: 14 Sep 2011, Accepted: 25 Dec 2012)

Abstract

Bouguer anomaly is the difference between the real gravity and the gravity of the reference potential, which does not contain the effect of the topographical masses above the geoid. The crust thickness variation is well represented in the Bouguer anomaly.

Since direct gravity observation in Iranian plateau is too difficult due to coverage of mountainous areas and deserts, consequently the anomaly extracted from EGM2008

E-mail: arash_mot@yahoo.co.uk

دورنگار: ۰۲۱-۴۶۸۵۸۹۵۵

*نگارنده رابط: تلفن: ۰۲۱-۴۶۸۵۸۹۵۵

geopotential model can be an appropriate data source. Maximum accessible spatial resolution equal to 0.1 degree, equivalent to 10 kilometers is applied to reconstruct the crust model for Iranian plateau.

Since the average crust thickness in the region is 40 kilometers, the dominant expected 40 kilometer wavelength is predictable. To enhance the wavelengths more than 40 kilometers and attenuate the wavelengths less than that, a moving average 5×5 low pass filter is brought into played. The filtered data in a 0.1 degree grid data is applied to construct a crust model in equivalent resolution grid. International crust model with 2 degree resolution is applied as priory information. Bouguer anomaly dataset consists of 30351 points ranged from -249.0mgal to +68mgal with average value of -86.0mgal and standard deviation equal to 48.4mgal.

According to Bouguer infinite slab forward equation ($\Delta g_B = 2\pi G\rho h$), a linear equation is fitted between Bouguer anomaly and crust thickness. The gradient of fitted line assessed to be -12.499 which is equivalent to the density factor equal to 300 kg/cubic meters. The estimated amount is less than the pre-assumed amount (400 kg/cubic meters).

The crust thickness ranges from maximum of 57.4km in north of Zagros and minimum of 16.1km in east of the Oman Gulf. The average value is 40.5km with the standard deviation of 5.24km.

The constructed model is statistically compared to (Dehghani and Makris (1983) model. The correlation factor between the two datasets is equal to 0.752 and the average difference between them is -1.90 kilometers with standard deviation equal to 3.6 kilometers. This model is also compared with the crust 2.0 modal.

Table1. Statistical comparison between the recent models, Dehghani and crust 2.0

	Correlation factor	Covariance factor	Average of difference	Standard error of difference	Average deviation of difference	standard deviation of difference
Dehghani-Recent Model	0.752	16.59	1.899	0.314	2.772	3.603
CRUST 2.0-Recent Model	0.747	11.76	1.051	0.248	2.044	2.835
Dehghani-CRUST 2.0	0.704	14.89	0.848	0.339	2.841	3.879

The result shows that the observed and the recent model is better matched to the crust 2.0 model (Table 1).

More than 10 kilometers a beneath the central Alborz is observed. The comparison between; the crust thickness, estimated in 11 seismological local stations beneath the central Alborz by (Sodoudi et al., 2009) using receiver function, with the result of this method confirmed the accuracy of the recent model. The mentioned difference could be due to the lack of direct gravity observations in the region and has disproved the Dehghani's hypothesis that Alborz Mountains have no isostatic root. (Dehghani and Makis 1983). Such difference can also be seen in other regions like North West of Alborz, Central Iran and Makran. With the lack of direct field observation in the regions.

Keywords: Crust model, Bouguer anomaly, Moving average low pass filter, EGM geopotential model

۱ مقدمه

به‌منظور برآورد عمق موهو بر اساس مشاهدات ژئوفیزیک دو راهکار بنیادی وجود دارد. یکی به‌کارگیری داده‌های گرانی‌سنجی (بی‌هنجاری بوگه) برای مدل‌سازی پوسته و دومی استفاده از داده‌های زلزله‌شناسی در برآورد عمق پوسته است. هریک از این دو راهکار دارای مزایا و معایبی است.

در روش زلزله‌شناسی با توجه به اختلاف پارامتر امپدانس صوتی در پوسته و گوشته وجود ناپیوستگی معروف موهوروپیچ به اثبات رسیده است، برخورد امواج لرزه‌ای با این ناپیوستگی پدیده‌های جالب ژئوفیزیکی نظیر بازتاب، شکست و پراش امواج را به همراه دارد. همچنین تجزیه موج لرزه‌ای به امواج پیکری و سطحی در سطح پوسته و در نتیجه تنوع هریک از دو موج، باعث شده است که علاوه بر دسترسی به مشاهدات متعدد و امکان استفاده از مدل‌های ریاضی متنوع، امکان استفاده از روش‌های گوناگونی برای مدل‌سازی پوسته به‌وجود آید. از معایب روش پیش‌گفته می‌توان به دو اشکال عمده اشاره کرد. اولاً پدیده زلزله پدیده‌ای اتفاقی با توزیع جغرافیایی محدوده در سطح کره زمین است به این معنا که در همه مکان‌ها چشمه لرزه‌ای وجود ندارد و در بسیاری موقعیت‌ها نظیر کوهستان‌های مرتفع و اقیانوس‌ها نیز گیرنده امواج قابل نصب نیست. در فلات ایران با توجه به فراوانی نسبی زلزله‌ها این ضعف کم‌رنگ است و با تقویت شبکه ایستگاه‌های گیرنده می‌توان بر این مشکل غلبه کرد. علاوه بر این نقصان، برای برآورد صحیح عمق موهو، لازم است به‌طور هم‌زمان مدل دقیق سرعت امواج نیز در دسترس باشد. چرا که برگردان هم‌زمان پارامترهای فیزیکی سرعت و پارامتر هندسی عمق موهو بسیار دشوار و با پاسخ‌های نایکنا همراه است. برای مثال چنانچه در جدول ۱ مشاهده می‌شود، مقادیر بسیار

متفاوتی برای عمق موهو از سوی محققان گوناگون برآورد شده است.

در روش گرانی‌سنجی مشکل پیوستگی داده‌ها وجود ندارد، چرا که امکان اندازه‌گیری میدان گرانی، هم در دریاها و هم درخشکی‌ها میسر است. نظر به اینکه فلات ایران متشکل از کوهستان‌های صعب‌العبور با ارتفاع میانگین بیش از ۲۵۰۰ متر و همچنین کوه‌های بسیار خشک و فاقد راه‌های دسترسی است، داده‌های زمینی میدان گرانی در سطح فلات ایران دارای اشکالات فراوانی است. امکان اندازه‌گیری میدان گرانی از طریق هوابرد میسر ولی بسیار پرهزینه و دشوار است. تنها به‌تازگی و پس از توسعه مدل‌های ژئوتانسیل جهانی بر پایه مشاهدات ماهواره‌ای، این نقیصه تا حدی برطرف شده است.

در تعیین پوسته به‌روش گرانی‌سنجی نیز دو اشکال عمده وجود دارد. اولاً این داده‌ها متأثر از تغییرات شعاعی و جانبی پارامتر فیزیکی چگالی است و تنها راه تفکیک تأثیرات چشمه بر میدان مشاهده، جداسازی بی‌هنجاری براساس طول موج است.

با این فرض که چشمه‌های مسبب بی‌هنجاری به لحاظ پارامترهای فیزیکی و هندسی متنوع هستند و این تنوع موجب می‌شود که بی‌هنجاری مشاهده شده به‌لحاظ طول موج متفاوت باشد، لذا شیوه‌های جداسازی بر مبنای تجزیه بسامدی طراحی می‌شوند و چون روش معین و دقیقی برای این جداسازی بی‌هنجاری وجود ندارد (محققان این فن عمدتاً به طریق سنتی از روش‌هایی نظیر برازش چندجمله‌ای، اعمال صافی‌های بالاگذر و پایین‌گذر، روش گریفین و یا استفاده از کرنل‌های میانگین‌گیر برای اعمال صافی‌ها و اخیراً نیز استفاده از ابزارهای پیشرفته ریاضی نظیر تبدیلات گسسته موجک، و روش اجزای محدود (finite elements) متداول است) لذا همواره پاسخ یکسانی به این تجزیه

هیسکانن و موریتز، ۱۹۶۷) Δg_{cl} عبارت است از مقدار فروسوی میدان گرانی مشاهده شده تا سطح زمین وار $|\Delta W^c|$ منهای گرانی نرمال (در دستگاه مختصات ژئودتیکی) روی بیضوی (φ عرض ژئودتیکی و λ طول ژئودتیکی)

$$\Delta g_{cl}(\lambda, \phi) = |\nabla W^c(N, \lambda, \phi)| - |\nabla U(0, \phi)| \quad (1)$$

که در آن W پتانسیل گرانی مشاهده و U پتانسیل گرانی نرمال است.

۲-۱-۲ بی‌هنجاری گرانی نوین (The Modern Gravity Anomaly)

از دیدگاه نظریه مولودنسکی (۱۹۶۲)، بی‌هنجاری گرانی عبارت است از مقدار گرانی در نقطه مشاهده (h, λ, ϕ) منهای گرانی نرمال محاسبه شده روی بیضوی با همان مختصات مسطحاتی ژئودتیکی ولی در ارتفاع ژئودتیکی $h - \zeta_g$ که در آن ζ_g بی‌هنجاری ارتفاعی (ارتفاع از سطح تلوروئید) است (وینچک و کراکیوسکی، ۱۹۸۲).

$$\Delta g(h, \lambda, \phi) = |\nabla W(h, \lambda, \phi)| - |\nabla U(h - \zeta_g, \phi)| \quad (2)$$

رابطه اخیر را با جای گذاری میدان به منزله مشتق پتانسیل، می‌توان به شکل زیر بازنویسی کرد:

$$\Delta g(h, \lambda, \phi) = g(h, \lambda, \phi) - \gamma(h - \zeta_g, \phi) \quad (3)$$

که در آن، h ارتفاع ژئودتیکی روی سطح یا بالای سطح زمین است. بنابر این بی‌هنجاری گرانی همواره برای بیرون فضای جرم تعریف می‌شود و مزیت این نوع بی‌هنجاری در این است که گرانی مشاهده شده در سطح، نیازی به اعمال فروسو تا زمین وار ندارد. امروزه در دانش ژئودزی نوین (که در آن بیشتر از مشاهدات ماهواره‌ای بهره گرفته می‌شود) این نوع بی‌هنجاری گرانی متداول تر است.

وجود ندارد و تا حدی تجربه و بینش مفسر در این امر دخیل است. درثانی مدل‌سازی به روش گرانی‌سنجی، نیازمند اعمال ثابت‌ها (constrain) است که عمدتاً لازم است در نقاطی مقادیر معلومی از عمق پوسته وجود داشته باشد که بتوان از آن درحکم ثابت بهره جست. فرض تباین ثابت چگالی بین پوسته و گوشته نیز یکی از اشکالات این روش است. با توجه به نبود دسترسی مستقیم به مواد تشکیل دهنده پوسته و گوشته، برآورد تباین چگالی، یکی از مشکلات این روش است و همواره فرض اختلاف ثابتی مثل تباین ۴۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب در همه نقاط پوسته کره زمین منطقی نیست.

چنانچه مشاهده خواهد شد، پردازش هم‌زمان داده‌های زلزله‌شناسی درحکم نقاط معین (fixed points) و داده‌های گرانی‌سنجی مدل EGM2008 به منزله داده‌های پیوسته در سطح پوسته می‌تواند نتایج قابل قبولی به همراه داشته باشد.

۲ روش پژوهش

داده‌های گرانی‌سنجی بوگه براساس مدل EGM2008 استخراج شده است. لذا لازم است توضیحات در مورد نحوه استخراج و نوع داده‌های قابل دسترس از مدل ژئوپتانسیل مزبور عرضه شود.

۱-۲ بی‌هنجاری گرانی (The Gravity Anomaly)

به‌طورکلی در متون ژئودزی و ژئوفیزیکی سه نوع بی‌هنجاری گرانی وجود دارد که هر سه قابل استخراج از مدل EGM2008 هستند:

۱-۱-۲ بی‌هنجاری گرانی کلاسیک (The classical Gravity Anomaly)

تعریف سنتی (تاریخی) بی‌هنجاری از دیدگاه ژئودزی

جدول ۱. نمونه ای از عمق‌های متفاوت برآورد شده برای پوسته ازسوی محققان گوناگون.

نام ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	صدودی و همکاران (۲۰۰۹)	ریاضی (۱۳۸۷)	شریفی (۱۳۸۹)	چن و همکاران (۱۹۸۰)
دماوند	۳۵,۵۸	۴۵	۶۷,۵	۴۵	۴۲	
فیروزکوه	۳۵,۶۴	۴۶	۵۳,۵	۴۶		
تبریز	۳۸,۲	۴۵		۴۵		۴۷,۵
مشهد	۳۶,۳	۴۳		۴۳		۴۱,۵
تهران	۳۵,۸	۴۸	۵۲,۵	۴۸		

سوم بی‌هنجاری یا همان بی‌هنجاری بوگه است. در دانش ژئودزی با داشتن یک مدل هم‌پتانسیل نظیر EGM2008 می‌توان هر سه نوع بی‌هنجاری گرانی و همچنین نوسان‌های گرانی را محاسبه کرد و نیازی به داشتن داده‌های اضافی نیست. روابط (۶)، (۷) و (۸) در محاسبه انواع بی‌هنجاری‌های گرانی اشاره شده، به کار می‌رود. (بارتلمس، ۲۰۰۹)

(در محاسبه بی‌هنجاری کلاسیک)

$$\Delta g_{cl}(\lambda, \phi) \cong -\frac{\partial T}{\partial r} \Big|_{h=0} - \frac{2}{r(\phi)} T^c(0, \lambda, \phi) \quad (6)$$

مشابهاً (در محاسبه بی‌هنجاری نوین)

$$\Delta g(\lambda, \phi) \cong -\frac{\partial T}{\partial r} \Big|_{h=0} - \frac{2}{r(\phi)} T^c(0, \lambda, \phi) \quad (7)$$

در روابط (۶) و (۷)، T آشفتگی پتانسیل (Disturbing Potential) و عبارت است از اختلاف پتانسیل گرانی از پتانسیل نرمال. نوسان پتانسیل از راه بسط ضرایب پتانسیل مدل EGM2008 قابل محاسبه است. $r(\varphi)$ فاصله نقطه از مبدا مختصات (در دستگاه کروی) روی بیضوی است.

$$\Delta g_{tr}(\lambda, \phi) \cong \Delta g_B(\lambda, \phi) = |\nabla W^c(N, \lambda, \phi)| - A_B - |\nabla U(0, \phi)| \quad (8)$$

که در آن، A_B گرانش ناشی از صفحه نامحدود بوگه با ضخامت H و چگالی ρ است.

۳-۱-۲ بی‌هنجاری گرانی کامل توپوگرافی

(The Topography-Reduced Gravity Anomaly)

در بسیاری اهداف ژئودزی و ژئوفیزیکی بی‌هنجاری پتانسیل گرانشی که در آن دوران زمین نقشی ندارد، بیشتر مورد توجه است و آن عبارت است از اختلاف پتانسیل واقعی گرانی از پتانسیل مرجع که علاوه بر استقلال از عرض جغرافیایی تصحیح زمینگان (terrain correction) نیز بر آن اعمال شده باشد. میدان ناشی از این بی‌هنجاری به بی‌هنجاری کامل بوگه نیز موسوم است (هوفمن و همکاران، ۲۰۰۵).

بنابراین با فرض تعریف پتانسیل گرانی توپوگرافی V_t به صورت پتانسیل ناشی از همه توده‌های جرمی بالای زمین‌وار، می‌توانیم آشفتگی گرانی (Disturbing Gravity) در برخی متن‌ها به آن اغتشاش یا نوسان گرانی اطلاق شده است) را به صورت زیر تعریف کنیم:

$$\delta g_{tr}(h, \lambda, \phi) = |\nabla [W(h, \lambda, \phi) - V_t(h, \lambda, \phi)]| - |\nabla U(h, \phi)| \quad (4)$$

و با توجه به استدلالی که در رابطه (۲) به کار گرفته شد:

$$\Delta g_{tr}(h, \lambda, \phi) = |\nabla [W(h, \lambda, \phi) - V_t(h, \lambda, \phi)]| - |\nabla U(h - \zeta_g, \phi)| \quad (5)$$

بی‌هنجاری مورد نیاز برای برآورد ضخامت پوسته، از نوع

$$\psi_{\min} = 4 \arcsin \left(\frac{1}{l_{\min} + 1} \right) \quad (12)$$

با جای گذاری عدد ۲۱۹۰ در رابطه (۱۲)، ψ_{\min} قدرت تفکیک مکانی برابر با ۰٫۱۰ درجه کمائی و حدوداً معادل ۱۱ کیلومتر است. لذا حداکثر قدرت تفکیک مکانی در استخراج داده‌های بی‌هنجاری بوگه از مدل EGM2008، ۰٫۱ درجه کمائی است.

۳ روش پژوهش

۳-۱ تجزیه داده‌های بی‌هنجاری گرانی بوگه

با فرض استقلال بی‌هنجاری بوگه از تاثیرات دوران زمین و تغییرات توپوگرافی، این بی‌هنجاری بسیار متاثر از تغییرات عمق ناپیوستگی موهو خواهد بود. با توجه به متوسط تغییرات عمق موهو در ایران ۴۰ کیلومتر و حداکثر قدرت تفکیک مکانی داده‌های مدل EGM2008، حدوداً معادل ۱۰ کیلومتر (۰٫۱ درجه)، می‌توان انتظار داشت که علاوه بر تاثیرات عمده عمق موهو بر داده‌های بی‌هنجاری گرانی تاثیرات چشمه‌های سبب‌ساز گرانی در محدوده طول موج‌های بین ۱۰ تا ۴۰ کیلومتر (بازه نمونه‌گیری) نیز قابل مشاهده باشد. لذا تجزیه داده‌های بی‌هنجاری گرانی به دو بخش تغییرات منطقه‌ای (با طول موج‌های بیشتر از ۴۰ کیلومتر) و محلی (با طول موج‌های بین ۱۰ تا ۴۰ کیلومتر) لازم است. برای این منظور از تابع کرنل میانگین‌گیر متوسط ۵ در ۵ به صورت ماتریسی که همه اعضاء آن یک می‌باشند، استفاده شده است. استفاده از کرنل هموارساز مزبور با انتخاب میانگین مقدار ۲۵ نمونه در شعاع دو برابر بازه نمونه‌گیری (20km) و قطر ۴۰ کیلومتر، طول موج‌های کمتر از ۴۰ کیلومتر را تضعیف و طول موج‌های بیشتر از آن را تقویت می‌کند و از این طریق، تاثیرات چشمه‌های نامرتبط با تغییرات پوسته، کم‌رنگ‌تر می‌شود.

$$A_B(\lambda, \phi) = 2\pi G \rho H(\lambda, \phi) \quad (9)$$

و بنابراین:

$$\Delta g_B(\lambda, \phi) = \Delta g_{cl} - 2\pi G \rho H(\lambda, \phi) \quad (10)$$

لذا با معلوم بودن Δg_{cl} و در دسترس بودن مدل رقومی زمین، می‌توان بی‌هنجاری گرانی بوگه مورد نیاز برای مدل‌سازی پوسته، دسترسی پیدا کرد.

۲-۲ محاسبه بی‌هنجاری گرانی براساس بسط سری‌های هماهنگ کروئی

با معلوم بودن ضرایب بسط سری‌های پتانسیل در رابطه (۱۱) می‌توان برای هر نقطه روی بیضوی آشفته‌گی گرانی را محاسبه کرد و متعاقب آن کمیت آشفته‌گی با روابط (۶) تا (۱۰) به انواع بی‌هنجاری قابل تبدیل است (ونپچک و کراکیوسکی، ۱۹۸۲).

$$T(r, \lambda, \phi) = \frac{GM}{r} \sum_{l=0}^{l_{\max}} \left(\frac{R}{r} \right)^l \quad (11)$$

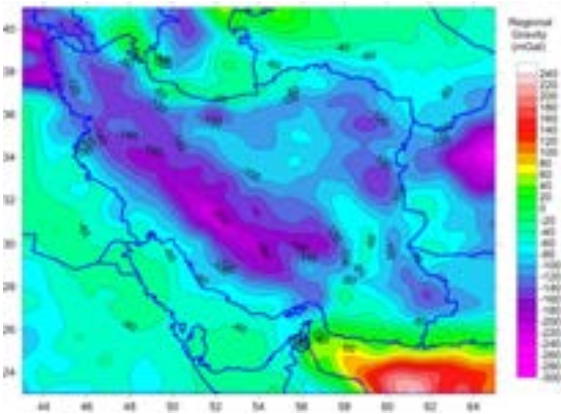
$$\sum_{m=0}^l P_m(\sin \phi) (C_{lm}^T \cos m\lambda + S_{lm}^T \sin m\lambda)$$

در این رابطه: r, ϕ, λ مختصات کروئی زمین مرجع نقطه محاسبه، GM حاصل ضرب ثابت گرانشی در جرم زمین، l, m درجه و مرتبه ضرایب هماهنگ‌های کروئی، P_m تابع لژاندر کامل نرمال شده و C_{lm}^T, S_{lm}^T ضرایب استوکس کامل نرمال شده برای بی‌هنجاری پتانسیل است.

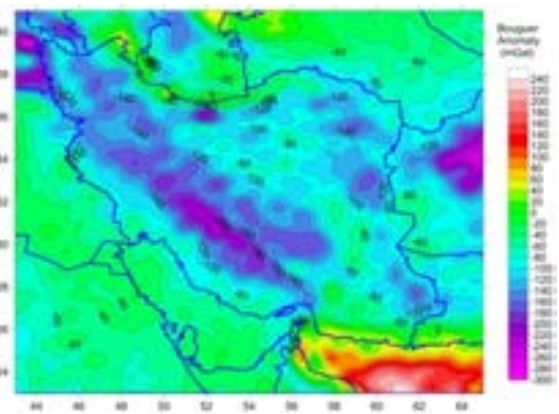
۲-۳ قدرت تفکیک مکانی بی‌هنجاری گرانی

محاسبه شده

نظر به اینکه مرتبه بسط، رابطه مستقیمی با قدرت تفکیک مکانی دارد، لذا دسترسی به مرتبه بالاتر بسط مستلزم فناوری پیشرفته‌تری در مشاهدات ماهواره‌ای است. در حال حاضر بیشینه مرتبه هماهنگی قابل دسترس، عدد ۲۱۹۰ است. رابطه (۱۲) ارتباط مرتبه بسط هماهنگی با قدرت تفکیک مکانی را نشان می‌دهد (بارتلمس، ۲۰۰۹).



شکل ۲. بی‌هنجاری بوگه منطقه‌ای با اعمال کرنل موارسازمیانگین‌گیر در ۵ دره یکانی



شکل ۱. بی‌هنجاری بوگه با شبکه ۰,۱ درجه

می‌شود (مقدار ثابت در همه مدل‌های مستقیم برآورد بی‌هنجاری ظاهر می‌شود که باید با اطلاعات پیش‌فرض ژئوفیزیکی برآورد شود). در رابطه (۱۴) مقادیر ثابت فیزیکی با ابعادی تعریف می‌شود که Δg_B برحسب میلی‌گال و h برحسب کیلومتر باشد. (دهقانی و ماکریس ۱۹۸۳) با توجه به تقسیم‌بندی چهارگانه ایالت‌های زمین‌ساختی ایران و با دسترس بودن داده‌های محدود لرزه‌ای عمق موهو از سوی محققان متقدم و داده‌های بی‌هنجاری بوگه BGI با استفاده از فن برازش خط، برای هر ایالت زمین‌ساختی ایران ضرایب k و k' را جداگانه محاسبه کرد (در رابطه ۱۵). با معلوم بودن ضرایب مزبور و مدل بی‌هنجاری گرانی می‌توان اقدام به مدل‌سازی عمق موهو برای محدوده فلات ایران کرد. مدل عرضه شده دهقانی دارای دو ضعف عمده است، اولاً شبکه داده‌های بی‌هنجاری بوگه پیوستگی مناسبی ندارد و سرزمین‌های کویری و کوهستان‌های سخت فلات ایران فاقد داده مناسب است. درثانی اطلاعات ضخامت پوسته محاسبه شده، فاقد ارزیابی دقت است و پراکندگی داده‌ها نسبت به خط برازش به طوری که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، نسبتاً زیاد است. تقسیم‌بندی فلات ایران به چهار ناحیه زمین‌ساختی و برازش مستقل خطوط در هر ایالت نیز

۲-۳ مدل‌سازی عمق موهو بر مبنای داده‌های بی‌هنجاری بوگه

برای محاسبه عمق موهو با موجود بودن داده‌های بی‌هنجاری بوگه، عمدتاً از سه طریق استفاده شده است. الف) استفاده از روش تکراری منشوری (کوردل و هندرسون، ۱۹۶۸)

ب) استفاده از مدل‌سازی فوریه پارکر، اولدمبرگ (اولدمبرگ، ۱۹۷۴)

ج) برازش خطی داده‌های گرانی و عمق موهو (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳)

در روش سوم داده‌های بی‌هنجاری بوگه با تغییرات عمق بوگه خطی فرض می‌شود. این فرض از رابطه صفحه نامحدود بوگه به صورت:

$$\Delta g_B = 2\pi G \rho h \quad (13)$$

و در نتیجه:

$$\Delta g_B = kh + c \quad (14)$$

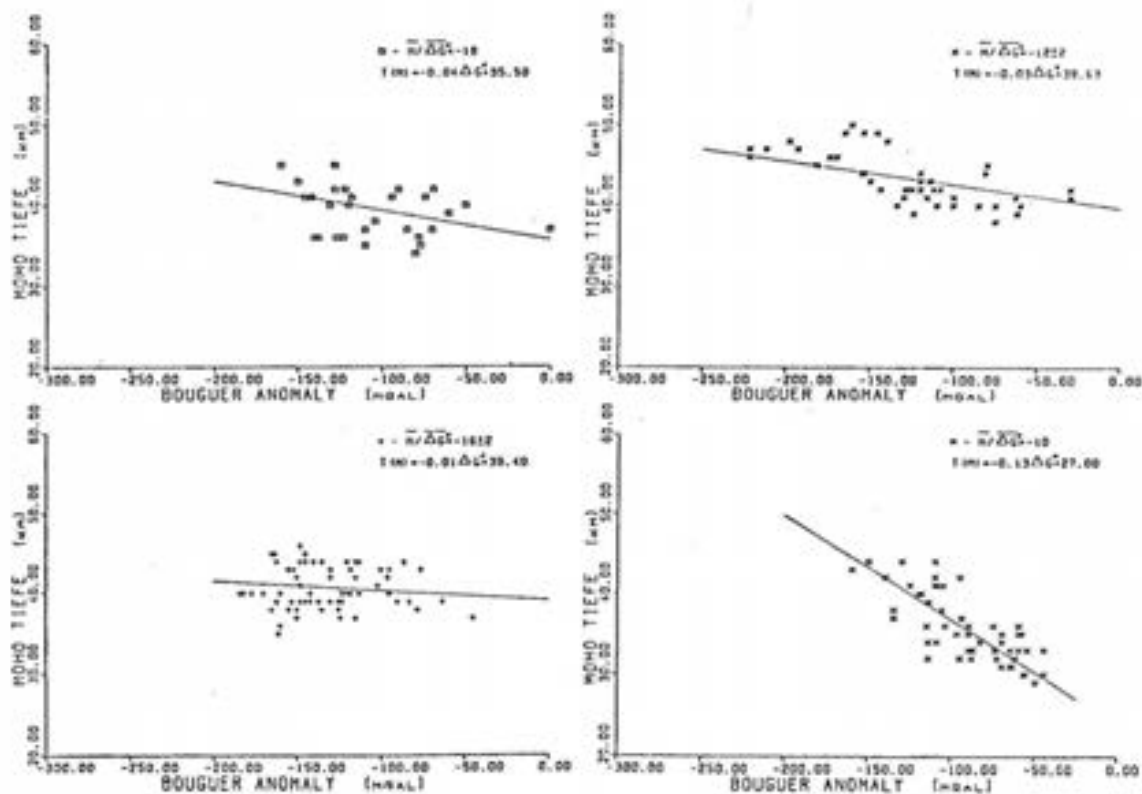
که در آن h ضخامت صفحه نامحدود بوگه، ρ تباین چگالی پوسته و گوشته، k شیب خط برازش که با پارامتر فیزیکی در ارتباط است و c عرض از مبدا برازش است دارای واحد میلی‌گال و به دلیل استفاده باقی‌مانده بی‌هنجاری همواره به منزله مقدار ثابتی در عمق ظاهر

۳-۳ مدل پوسته ۲ درجه

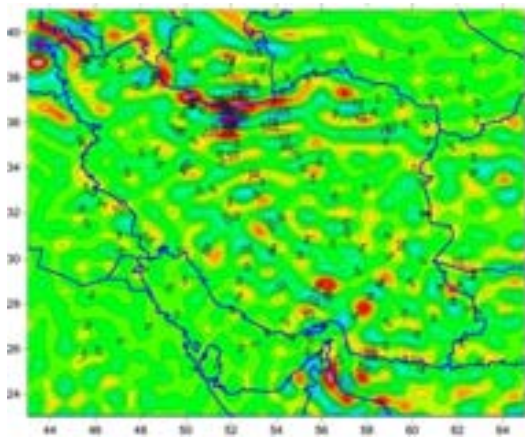
مدل شبکه جهانی پوسته ۲ درجه مدلی است که (لاسکه و همکاران، ۲۰۱۰) با استفاده از امواج سطحی برای کل کره زمین تهیه کرده‌اند و مورد تایید سازمان‌هایی نظیر USGS, NASA است و دراصل مدل بهبود یافته پوسته ۲ با قدرت تفکیک ۵ درجه است. لذا به لحاظ صحت و دقت مناسب‌ترین مدل برای برازش خطی با داده‌های بی‌هنجاری بوگه است. در محدوده جغرافیایی مورد بررسی، یک شبکه ۱۰ در ۱۲ معادل ۱۲۰ نقطه انتخاب شده است.

اقدامی منطقی به نظر نمی‌رسد. ایشان (دهقانی) رابطه (۱۴) را به صورت رابطه (۱۵) در نظر گرفته است و به طوری که در شکل ۳ مشاهده می‌شود، مقادیر متفاوتی برای ضرایب k و k' محاسبه کرده است. ضریب k متفاوت (در پژوهش دهقانی مقادیر عددی ۰,۰۴، ۰,۰۳، ۰,۰۱ و ۰,۱۳) به معنی تغییر پارامتر فیزیکی چگالی به میزان ۱۰ برابر خواهد بود که برای پوسته فلات ایران به مثابه یک منطقه محدود، غیرعادی به نظر می‌رسد. ضریب k' محاسبه شده از سوی وی، برای تغییرات بین ۲۷ تا ۴۰ کیلومتر نیز با توجه به اینکه از داده‌هایی با مرجع یکسان استفاده شده منطقی به نظر نمی‌رسد.

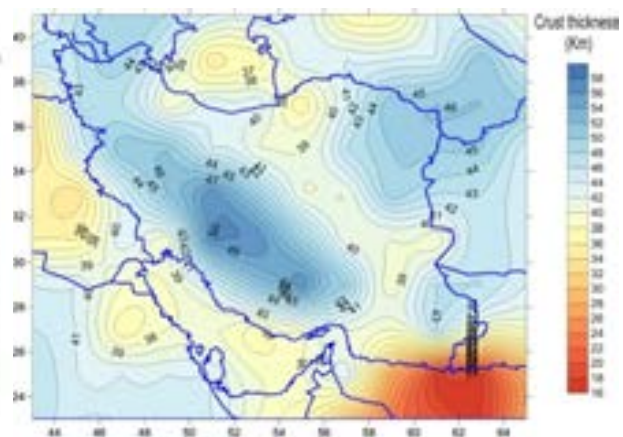
$$h = k\Delta g_B + k' \quad (15)$$



شکل ۳. برازش خطی بین عمق موهو و گرانی بوگه بر اساس تقسیم‌بندی ایالات لرزه‌خیزی ایران، دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳.



شکل ۵. نقشه گرانی باقی‌مانده اختلاف شکل ۲ از شکل ۱.

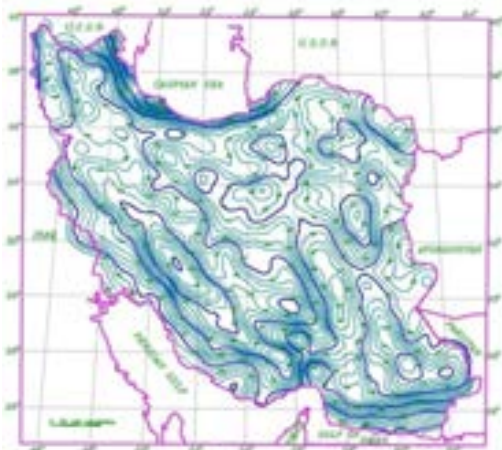


شکل ۴. مدل جهانی پوسته ۲ درجه (لاسکه و همکاران، ۲۰۱۰).

۳-۵ مقایسه ضخامت پوسته محاسبه شده با مدل

پوسته دهقانی

نظر به اینکه مدل پوسته دهقانی همچنان درجه اعتبار زیادی در نزد متخصصان علوم زمین دارد، لذا مدل پوسته دهقانی در یک شبکه با فاصله نمونه‌گیری ۰٫۵ درجه رقومی شد و با مدل پوسته محاسبه شده مورد مقایسه قرار گرفت (با توجه به کیفیت نقشه در دسترس رقومی کردن نقشه با قدرت تفکیک مکانی بهتر امکان پذیر نیست). با وجود این، نمونه‌گیری ۰٫۵ درجه برای مقایسه کافی به نظر می‌رسد).

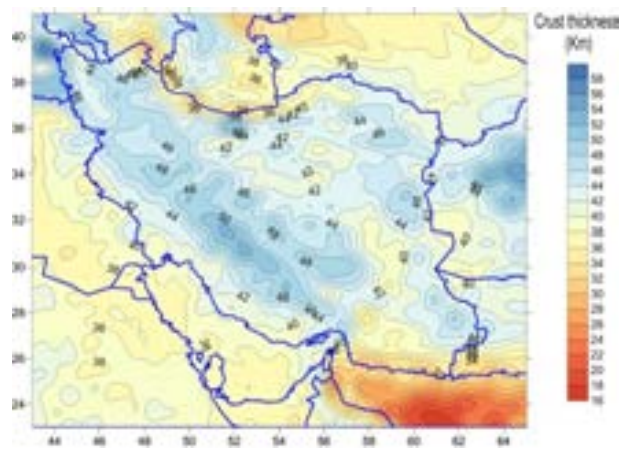


شکل ۷. مدل پوسته دهقانی (۱۹۹۲).

۳-۴ تهیه مدل شبکه ۰٫۱ درجه

با برازش خط به داده‌های بی‌هنجاری بوگه و مدل پوسته ۲ درجه ضرایب برازش در رابطه به قرار زیر محاسبه شد:

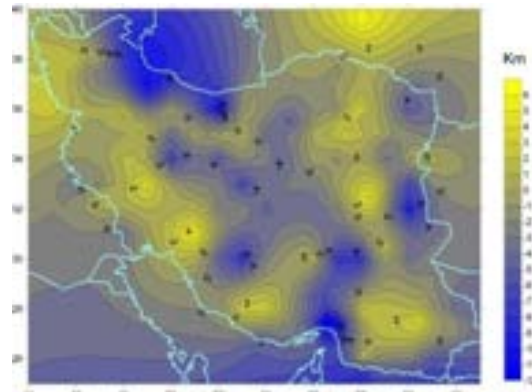
ضریب $k = -12.499 \text{ mgal/km}$ و $c = 433.3 \text{ mgal}$ مستقیماً با پارامتر چگالی در ارتباط است و ضریب برآورد شده معادل تباین چگالی برابر 298 kg/m^3 است که از مقدار پیش‌فرض جهانی 400 kg/m^3 کمتر محاسبه شده است. با معلوم بودن ضرایب فوق و مدل بی‌هنجاری بوگه فیلتر شده (شکل ۲) نقشه ضخامت پوسته شکل ۶ ترسیم شده است.



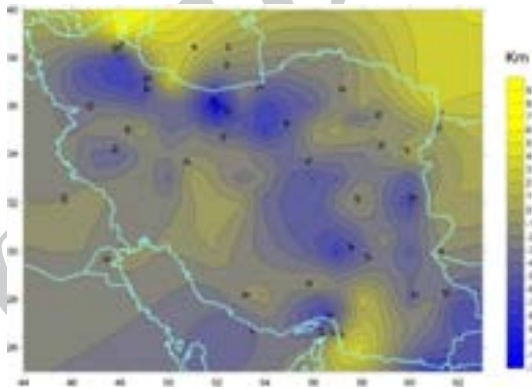
شکل ۶. مدل جهانی پوسته ۰٫۱ درجه.

است. به لحاظ فاکتور متوسط تفاوت، مدل‌های دهقانی به مدل جهانی نزدیک‌تر است (متوسط تفاوت حدود ۸۵۰ متر). به لحاظ فاکتورهای پراکندگی نظیر کوواریانس و انحراف معیار دو مدل حاضر و مدل جهانی پوسته به هم نزدیک‌تر است.

چنانچه در شکل ۹ مشاهده می‌شود در موقعیت جغرافیایی ۵۲ درجه شرقی و ۳۶ درجه شمالی (دقیقاً در البرز میانی و ارتفاعات دماوند) بین دو مدل پوسته حاضر و دهقانی تفاوت قابل توجهی مشهود است (حدود ۱۰ کیلومتر). به طوری که در دهقانی و ماکریس (۱۹۸۳) می‌خوانیم، اشاره به فاقد ریشه بودن ارتفاعات البرز شده است که به لحاظ زمین‌شناسی و ایزوستازی کمی نامعقول است (با توجه به ارتفاعات متجاوز از ۴ کیلومتر و اصل هم‌ایستایی برای این موقعیت، عمق پوسته متجاوز از ۵۵ کیلومتر مورد انتظار است) برای قضاوت نمی‌توان از مدل پوسته جهانی بهره جست چرا که فاصله نمونه‌گیری ۲ درجه و مقادیر منتشر شده برای طول و عرض‌های جغرافیایی فرد است و در موقعیت مزبور با درونیابی تعیین می‌شود. صدودی و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از داده‌های زلزله مربوط به ۱۱ ایستگاه در محدوده البرز و ایران مرکزی و فناوری تابع انتقال‌گیرنده اقدام به برآورد ضخامت پوسته در محدوده مزبور کردند. به طوری که در شکل ۱۰ و جدول شماره ۳ مشاهده می‌شود، ضخامت پوسته در زیر ایستگاه‌های دماوند و فیروزکوه متجاوز از ۵۵ کیلومتر برآورد شده است. شکل ۱ و ۲ نیز در محدوده مزبور بی‌هنجاری گرانی با دامنه بیش از منفی ۱۶۰ میلی‌گال نیز مؤید همین واقعیت است. این در حالی است که در شکل ۷ عمق پوسته در مختصات مزبور از ۴۲ کیلومتر تجاوز نمی‌کند که علت را می‌توان در کمبود داده‌های بی‌هنجاری بوگه مورد استفاده در محدوده مزبور جست‌وجو کرد (نقشه توزیع نقاط گرانی (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳) بیانگر



شکل ۸. تفاوت‌های مدل پوسته دهقانی با مدل حاضر.



شکل ۹. تفاوت مدل پوسته جهانی ۲ درجه با مدل حاضر.

به منظور مقایسه، هر دو مدل پوسته دهقانی و مدل حاضر با مدل جهانی پوسته مورد قیاس قرار گرفت (نمایش در شکل‌های ۸ و ۹) هر دو شبکه ایجاد شده با فاصله نمونه‌گیری رقوم‌سازی نقشه دهقانی یعنی ۰٫۵ ایجاد شد و پارامترهای آماری حاصل از این مقایسه در جدول شماره ۲ نمایان است. (لازم به توضیح است که چون مدل جهانی پوسته با قدرت تفکیک ۲ درجه است، لذا مقایسه آن با مدل‌هایی با درجه تفکیک ۰٫۵ درجه هرگز معیار برتری یکی به دیگری نیست و این مقایسه صرفاً به منظور نشان دادن میزان همخوانی مدل‌ها صورت گرفته است).

چنانچه در جدول ۲ مشخص است، بهترین ضریب همبستگی بین سه مدل مربوط به مدل‌های حاضر و دهقانی

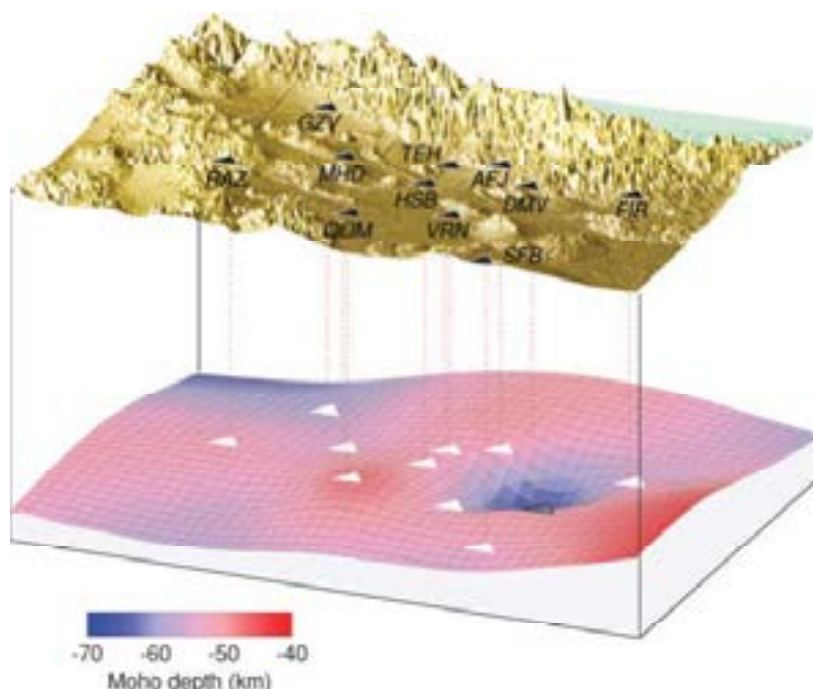
این واقعیت است). به صورتی مشابه مواردی هم در شمال غرب ارتفاعات البرز، ایران مرکزی و مکران نیز قابل مشاهده است که برای قضاوت دقیق‌تر، بررسی‌های فراگیر بیشتری را می‌طلبد.

جدول ۲. مقایسه پارامترهای آماری بین سه مدل- رنگ آبی مبین پارامتر مناسب‌تر است.

انحراف معیار تفاوت دو مدل	انحراف متوسط تفاوت دو مدل	خطای استاندارد تفاوت دو مدل	متوسط تفاوت دو مدل	کوواریانس	ضریب همبستگی
۳.۶۰۳	۲.۷۷۲	۰.۳۱۴	-۱.۸۹۹	۱۶.۵۹	۰.۷۵۲
۲.۸۳۵	۲.۰۴۴	۰.۲۴۸	-۱.۰۵۱	۱۱.۷۶	۰.۷۴۷
۳.۸۷۹	۲.۸۴۱	۰.۳۳۹	-۰.۸۴۸	۱۴.۸۹	۰.۷۰۴

جدول ۳. مقادیر عددی عمق برآورد شده (صدودی و همکاران، ۲۰۰۹).

Station code	Lat. (deg)	Lon. (deg)	Sedimentary Depth	Moho Depth
AFJ	35.85	51.71	7.4	۵۲,۵
DMV	35.58	52.03	3	۶۷,۵
FIR	35.64	52.75	5.9	۵۳,۵
GZV	36.38	50.22	8.1	۵۸
HSB	35.42	51.36	2.5	۵۱
MHD	35.68	50.67	3.7	۵۴,۵
QOM	34.84	51.07	3.7	۴۷
RAZ	35.40	49.93	2	۵۱,۵
SFB	34.35	52.24	2	۵۳,۵
TEH	35.74	51.38	3	۵۲,۵
VRN	34.99	51.73	2.5	۵۴,۵



شکل ۱۰. عمق موهو استخراج از صدودی، و همکاران (۲۰۰۹).

۴ نتیجه گیری

تفاوت ضخامت پوسته در محدوده البرز مرکزی و مقایسه آن با تحقیق (صدودی و همکاران، ۲۰۰۹) ادعای فقدان ریشه کوه‌های البرز را رد می‌کند و تفاوت بیش از ۱۰ کیلومتر را می‌توان ناشی از ضعف داده‌های بی‌هنجاری بوگه به کار گرفته شده در مدل‌سازی دهقانی دانست. موارد مشابه این تفاوت در سایر نقاط فلات ایران مشاهده می‌شود که به شکلی مشابه، دلیل تفاوت در ناهمگن بودن بانک داده‌های بی‌هنجاری بوگه در محدوده مورد بررسی است.

منابع

ریاضی، ز.، ۱۳۸۷، بررسی ساختار پوسته زمین براساس منحنی‌های زمان مسافت و تابع انتقال گیرنده لرزه‌ای، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات تهران، ایران.
 شریفی بروجردی، ف. و قیطانچی، م. ر.، ۱۳۸۹، تعیین ضخامت پوسته البرز مرکزی با استفاده از تابع انتقال

با توجه به عمق متوسط پوسته ۴۲ کیلومتر در محدوده فلات ایران، استفاده از داده‌های بی‌هنجاری بوگه مدل EGM2008 با قدرت تفکیک ۱۱ کیلومتر مناسب و استفاده از کرنل ماتریس یکانی ۵ در ۵ برای تقویت طول موج‌های نزدیک به چشمه سب‌ساز، کارآمد است. براساس برازش خط میان داده‌های بی‌هنجاری بوگه و عمق موهو حاصل از مدل جهانی پوسته ۲ درجه، شیب خط $-12,499$ معادل فاکتور تباین چگالی حدود 300 کیلوگرم بر متر مربع برآورد شد که حاکی از کمتر بودن فاکتور تباین چگالی در محدوده فلات ایران نسبت به سایر مناطق پوسته کره زمین است. میانگین تفاوت‌های پوسته حاضر با مدل جهانی $-1,05$ کیلومتر با انحراف معیار $2,83$ کیلومتر و ضریب همبستگی $0,745$ و میانگین اختلافات پوسته حاضر از مدل دهقانی $-1,90$ کیلومتر با انحراف معیار $3,60$ کیلومتر و ضریب همبستگی $0,752$ ، نشان از تطابق بیشتر مدل حاضر با مدل جهانی است.

- Hofmann-Wellenhof, B., and Moritz, H., 2005, Physical geodesy, Wien [et al.]: Springer, NASA ocean altimeter pathfinder project, report 1.
- Laske, G., Masters, G. and Reif, C., 2010, A new Global Crustal Model at 2x2 Degrees <http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/crust2.html>
- Molodensky, M., Eremeev, V., and Yurkina, M., 1962, Methods for study of the external gravitational field and figure of the Earth, Transl. from Russian (1960), Israel Program for Scientific Translations.
- Oldenburg, D. W., 1974, The inversion and interpretation of gravity anomalies, *Geophysics*, **39**, 526-536.
- 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, *Geophys. J. Int.*, **177**, 733-742.
- Vancek, P. and Krakiwsky, E. J., 1982, *Geodesy the Concepts*, North-Holland, Amsterdam.
- گیرنده، سیزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک، ۲۱۳-۲۱۶.
- Barthelmes, F., 2009, Definition of functions of the Geopotential and their calculation from Spherical Harmonic Models, Scientific Technical Report, STR09/02, GFZ Publication.
- Chen, Y., Chen, W. P., and Molnar, P., 1980, The uppermost mantle P wave velocity beneath Turkey & Iran, *Geophysical research letters*, **7**(1), 77-80.
- Cordell, L., and Henderson R.G., 1968, Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer, *Geophysics*, 596-601.
- Dehghani, G. A., and Makris, J., 1983, The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol*, 51-68.
- Heiskanen, W. A., and Moritz, H., 1967, *Physical geodesy, A series of books in geology*, Freeman, San Francisco.

Archive of SID