

High- resolution Moho modeling in Makran subduction zone with spectral combination of seismic and gravity data

Dashtbazi, A.¹  | Voosoghi, B.¹ 

1. Department of Geodesy, Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: arash.dashtbazi@email.kntu.ac.ir

(Received: 16 Aug 2022, Revised: 28 Sep 2022, Accepted: 10 Jan 2023, Published online: 30 Aug 2023)

Summary

The Mohorovičić discontinuity, often known as the Moho, marks the boundary separating the Earth's crust from the mantle. Techniques such as isostatic-gravity and seismic methods can be used to determine this division. The Moho marks the boundary between the continental and oceanic crust and the upper mantle. Simply put, the Moho acts as a physical/chemical boundary between the mantle and the crust and causes significant changes in geophysical properties such as seismic wave velocity, density, pressure, and temperature (Mooney and Masters, 1998; Martinck, 1994; Bagherbandi, 2011 and Dashtbazi et al., 2023). An accurate and high resolution Moho depth model in fields such as geodesy, geology, geophysics, geodynamic modeling, seismic risk assessment, stress field modeling caused by mantle convection (Li et al., 2018; Behr et al., 2022; Singh and Yadav, 2023; Heilman and Becker, 2022; Hashima et al., 2016; Eshagh et al., 2020; Eshagh, 2015 and Gido et al., 2019), and understanding seismic source mechanisms is important, among other applications (Gido et al., 2019 and Dashtbazi et al., 2023). Furthermore, a reliable Moho model can reveal details of crustal structure that provide valuable insights into the complexities of deeper mantle layers; related to the calculations and detailed examination of gravity, geothermal, geomagnetic models (Stalk et al., 2013). Although there are several Moho models, their accuracy and resolution are insufficient in the complex tectonic geometry of the Makran subduction zone (Brizi et al., 2021 and Heilman and Becker, 2022), because these zones show a complex Moho configuration (Shad Manaman et al., 1390; Taghizadeh Farhamand et al., 2015 and Dashtbazi et al., 2023). As a result, the existing models lack the necessary accuracy for the Makran subduction zone, a region approximately 1000 km long located in southeast Iran and southwest Pakistan (Byrne et al., 1992; Shad Manaman et al., 1390, Penney et al., 2017; Dashtbazi et al., 1398; Dashtbazi. et al., 2023).

In geophysical and geodetic studies, hybrid methods are mainly used to determine the Moho depth when seismic data with appropriate distribution and abundance are not available. These techniques include the Parker-Oldenberg method and the Wenning-Mines-Moritz method. In an effort to strengthen the existing Moho depth models in the Makran subduction zone, two distinct models named BC and SC through the integration of gravity (VMM) and seismic (CRUST1.0) data, which are processed through the Butterworth filter, spectral combination approaches and the least squares technique, was developed (Bagherbandi, 2011 and Dashtbazi et al., 2023). The resulting models provide a resolution of 5' x 5' degrees of arc, corresponding to a grid size of 9 x 9 km (Dashtbazi et al., 2023). The accuracy of these models was evaluated against four separate regional and local models. The resulting RMS values were 5.28, 1.55, 4.18, and 1.27 km for the BC model and 5.59, 1.17, 3.74, and 3.04 km for the SC model. Also, the Moho depth model obtained for the west Makran region in Iran significantly improved the accuracy and resolution of the Moho depth models in the studied area. The SC Moho model exhibits improved RMS metrics compared to the combined BC model, so we recommend it as the first priority. While the Moho depth models in our research really bring significant improvements to the existing models of the Makran subduction Moho zone, the integration of more detailed seismic data with SC and BC Moho models can improve the developed model for the Makran subduction zone. In the end, we suggest that a similar approach be adopted for the analysis of the Moho model in the eastern Makran region in Pakistan, which allows a comparative evaluation of the Moho depth and structure between the western and eastern parts in order to obtain a better picture of the Moho depth model of the Makran subduction zone.

Keywords: Moho depth model, Makran subduction zone, spectral composition, Moho seismic model, Moho gravity model.

Cite this article: Dashtbazi, A., & Voosoghi, B. (2023). High- resolution Moho modeling in Makran subduction zone with spectral combination of seismic and gravity data. *Journal of the Earth and Space Physics*, 49(2), 333-352. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.345780.1007448>

E-mail: (1) vosoghi@kntu.ac.ir



مدل‌سازی موهو با قدرت تفکیک بالا در پهنه فرورانشی مکران با ترکیب طیفی داده‌های لرزه‌ای و گرانی

آرش دشتبازی^۱ | بهزاد وثوقی^۱

۱. گروه ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیر طوسی، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: arash.dashtbazi@email.kntu.ac.ir

دریافت: ۱۴۰۱/۵/۲۵، بازنگری: ۱۴۰۱/۷/۶، پذیرش نهایی: ۱۴۰۱/۱۰/۲۰، انتشار آنلاین: ۱۴۰۲/۶/۸

چکیده

روش‌های ترکیبی برای تعیین عمق موهو در نبود نقاط لرزه‌ای با چگالی و پوشش مناسب عمدتاً در مطالعات ژئوفیزیک، ژئودزی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در میان این روش‌ها می‌توان به روش پارکر-اولدنبرگ و ونینگ ماینز مورتنس اشاره کرد. با هدف بهبود مدل‌های موجود عمق موهو در پهنه فرورانشی مکران به‌عنوان یک منطقه با زمین‌ساخت پیچیده، دو مدل مختلف به نام‌های BC و SC با روش ترکیبی ثقیلی - لرزه‌ای توسعه داده شد. داده‌های جهانی (CRUST1.0) و مدل ونینگ ماینز مورتنس (Vening Meinesz-Mortiz) به‌ترتیب به‌عنوان داده‌های لرزه‌ای و گرانشی، به روشی مناسب و با دو رویکرد فیلتر و ترکیب طیفی و استفاده از سرشکنی کمترین مربعات مورد استفاده قرار گرفته است. مدل‌های به‌دست آمده دارای وضوح $5' \times 5'$ درجه معادل شبکه‌ای با ابعاد حدود 9×9 کیلومتر هستند. دقت موهو به‌دست آمده با چهار مدل مختلف منطقه‌ای و محلی ارزیابی شد. RMS نتایج به‌دست آمده به‌ترتیب $2/92$ ، $1/75$ ، $4/85$ و $1/27$ کیلومتر برای مدل BC و $3/04$ و $4/48$ کیلومتر برای مدل SC است. مدل عمق موهو به‌دست آمده برای مکران غربی در ایران و اطراف آن به میزان قابل ملاحظه‌ای وضوح، دقت و قدرت تفکیک مدل‌های عمق موهو را در منطقه مورد مطالعه بهبود داده است.

واژه‌های کلیدی: مدل عمق موهو، پهنه فرورانش مکران، ترکیب طیفی، مدل‌سازی لرزه‌ای، مدل‌سازی گرانشی.

۱. مقدمه

یک مدل عمق موهو دقیق و با قدرت تفکیک بالا در ژئودزی، زمین‌شناسی، ژئوفیزیک، مدل‌سازی ژئودینامیک و توموگرافی لرزه‌ای، ارزیابی خطرات لرزه‌ای یا درک مکانیسم‌های منبع زلزله و سایر کاربردها مهم است (گیدو و همکاران، ۲۰۱۹؛ لی و همکاران، ۲۰۱۸؛ بهر و همکاران، ۲۰۲۲؛ سینگ و یاداو، ۲۰۲۳؛ هیلمن و بکر، ۲۰۲۲ و هاشیما و همکاران، ۲۰۱۶). تعیین تغییرات عمق موهو به درک فرایندهای زمین‌ساختی و زمین‌شناسی کمک می‌کند. علاوه بر این، یک مدل ساختار موهو و پوسته مناسب می‌تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد ناهمگونی‌های لایه‌های عمیق تر گوشته بالایی (اسحاق، ۲۰۱۵) و (اسحاق و همکاران، ۲۰۲۰)، که برای محاسبه و تحلیل مدل‌های گرانش، ژئوترمال (Geothermal) و ژئومغناطیس (Geomagnetic) مرتبط هستند، ارائه دهد (استالک و

ناپوستگی موهورویچیچ (Mohorovičić discontinuity) که معمولاً به اختصار موهو (Moho) نامیده می‌شود، مرز پوسته و گوشته زمین است. برای تعیین این مرز می‌توان از روش‌های ایزواستاتیک - گرانشی (Isostatic-gravimetric) و لرزه‌ای (Seismic) استفاده کرد. در سال ۱۹۰۹، آندریا موهورویچیچ، که یک زلزله‌شناس بود، از امواج لرزه‌ای برای کشف وجود مرز پوسته و گوشته (crust-mantle boundary) (ناپوستگی موهورویچیچ) استفاده کرد. موهو، پوسته اقیانوسی و قاره‌ای را از گوشته زیرین جدا می‌کند. به‌عبارت دیگر، موهو به سادگی یک مرز فیزیکی/شیمیایی بین پوسته و گوشته است که می‌تواند تغییرات قابل توجهی در خواص ژئوفیزیکی، مانند سرعت موج لرزه‌ای، چگالی، فشار، دما و غیره ایجاد کند (مارتینک، ۱۹۹۴) و (مونی و مسترز، ۱۹۹۸) و (باقربندی، ۲۰۱۱).

استناد: دشتبازی، آرش و وثوقی، بهزاد (۱۴۰۲). مدل‌سازی موهو با قدرت تفکیک بالا در پهنه فرورانشی مکران با ترکیب طیفی داده‌های لرزه‌ای و گرانی. مجله فیزیک زمین و

فضا، ۴۹(۲)، ۳۳۳-۳۵۲. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.345780.1007448>

رایانامه: (1) vosoghi@kntu.ac.ir



مدل خود را با استفاده از مدل وینینگ ماینز برای تعیین عمق موهو با نام وینینگ ماینز موریتس (VMM) (Vening Meinesz Moritz) یا مسئله معکوس ایزوستازی معرفی کرد. مدل وینینگ ماینز موریتس توسط بسیاری از محققان برای تعیین عمق موهو استفاده شده است (باقربندی، ۲۰۱۱؛ باقربندی و همکاران، ۲۰۱۳؛ اسحاق و باقربندی، ۲۰۱۴؛ تنزر و چن، ۲۰۱۴a؛ و چن، ۲۰۱۴b؛ باقربندی، ۲۰۱۲؛ یی و همکاران، ۲۰۱۶؛ ون و همکاران، ۲۰۱۹؛ گیدو و همکاران، ۲۰۱۹)، آنها کاستی‌های مدل گرانشی-ایزوستاتیک را بررسی کردند و اثرات غیر ایزوستاتیک را به‌عنوان یک مشکل اصلی در تعیین عمق موهو با استفاده از روش‌های وارونگی گرانشی معرفی کردند. به بیان دیگر این اثرات سبب ناکارآمدی مدلسازی در تعیین هندسه صحیح و دقیق موهو هستند (شوبری، ۲۰۱۱). آنها روشی با ترکیب مدلسازی لرزه‌ای و گرانشی موهو برای غلبه بر محدودیت‌های مدل (یعنی کمبود داده‌های لرزه‌ای) و همین‌طور کاستی‌های نظری مدلسازی معرفی کردند (یعنی عدم منحصر به فرد بودن وارونگی‌های گرانشی و اثرات غیر ایزوستاتیک). برای اطلاعات بیشتر نگاه کنید به باقربندی (۲۰۱۱)، اسحاق و باقربندی، (۲۰۱۱)؛ همچنین رگازونی و همکاران (۲۰۱۳)، موهو جهانی پوسته دو (CRUST2.0) را با مشاهدات گوس (GOCE) ترکیب کردند، مشابه آن‌چه که توسط شوبری (۲۰۱۱) پیشنهاد شده بود و مدل موهو با قدرت تفکیک بهتر از $(0/5^\circ \times 0/5^\circ)$ ارائه کردند. آنها روش جدیدی را با تخصیص وزن به داده‌های ورودی در نظر گرفتند و با راه‌حل کمترین مربعات (Least Squares) مجموعه‌ای از ایرادات را برطرف کرده و با ادغام پوسته دو و موهو مشتق‌شده از گوس یک مدل عمق موهو بهبود یافته ایجاد کردند (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

هدف این تحقیق بهبود مدل‌های عمق موهو در پهنه فرورانشی مکران با ترکیب مدل گرانشی، لرزه‌ای و سایر مدل‌های منطقه‌ای برای مدلسازی عمق موهو با قدرت تفکیک بالا در پهنه فرورانشی مکران (غربی) است. دو روش ترکیب طیفی (Spectral Combination) مختلف

همکاران، ۲۰۱۳). همچنین، از یک مدل ساختار پوسته دقیق می‌توان برای تعیین توپوگرافی پویا (Dynamic Topography) که توسط جریان‌ات گوشته ایجاد می‌شود استفاده کرد (ریچارد، ۱۹۸۴)، (بکر و فسانا، ۲۰۱۱). چندین مدل موهو جهانی و منطقه‌ای وجود دارد که می‌توان برای این اهداف استفاده کرد، اما دقت و قدرت تفکیک آنها در بسیاری از نقاط جهان رضایت‌بخش نیست. از طرفی در مناطق فرورانشی، موهو دارای هندسه پیچیده‌ای است (هولت و همکاران، ۲۰۱۷؛ هیلمن و بکر، ۲۰۲۲؛ تقی‌زاده فرهمند و همکاران، ۲۰۱۵؛ عبداعتدال و همکاران، ۱۳۹۵؛ شادمنام و همکاران، ۱۳۹۰). در نتیجه مدل‌های موجود قدرت تفکیک مناسبی برای پهنه فرورانشی مکران ارائه نمی‌دهند. منطقه مکران به طول حدود ۱۰۰۰ کیلومتر بوده و در جنوب شرقی ایران و جنوب غربی پاکستان قرار دارد (بیرنه و همکاران، ۱۹۹۲؛ پنی و همکاران، ۲۰۱۷). که از همگرایی و فرورانش بین صفحات اوراسیا و عربی تشکیل شده است (یمینی‌فرد و همکاران، ۱۳۸۷؛ شادمنام و همکاران، ۱۳۹۰؛ دشتبازی و همکاران، ۱۳۹۸ و دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

۲. روش پژوهش

مروری جامع بر روش‌های مختلف گرانی‌سنجی-ایزوستاتیک توسط شوبری و باقربندی (۲۰۱۵) ارائه شده است. با استفاده از اصل ارشمیدس می‌توان عمق موهو را با استفاده از اصل تعادل ایزوستاتیک، مدل‌های پرات (۱۸۵۵) و ایری (۱۸۵۵) تخمین زد. اختلاف چگالی گوشته در مدل پرات در مقابل عمق متغیر در مدل ایزوستاتیک ایری وجود دارد. بعد از آنها ماینز (۱۹۳۱) مدل ایزوستاتیک ایری را با در نظرگرفتن جبران ایزوستاتیک منطقه‌ای (Regional Isostatic Compensation) بر پایه یک مدل خمشی لیوتوسفری صفحه نازک (Thin Plate Lithospheric Flexure) اصلاح کرد. مدل‌های ایری و وینینگ ماینز، مکانیزم‌های جبران (Compensation Mechanisms) محلی در مقابل توده‌های توپوگرافی منطقه‌ای هستند. موریتس (۱۹۹۰)

ناهنجاری بوگه کامل و جاذبه جبرانی باید صفر باشد. در غیر این صورت می‌توان آن را به‌عنوان یک اثر غیر ایزواستاتیک یا مدل‌سازی نشده تفسیر کرد. ناهنجاری گرانشی بوگه کامل از رابطه ۲ به دست می‌آید (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

$$\delta g_R = \delta g - (\delta g^t + \delta g^b + \delta g^i + \delta g^s) \quad (2)$$

در این فرمول δg ناهنجاری گرانشی هوای آزاد، δg^t تصحیح توپوگرافی، و δg^b ، δg^i و δg^s به ترتیب تصحیح گرانشی برای یخ، تصحیح Bathymetry و تصحیح رسوبات (برای تصحیح رسوب از ترکیب مدل‌های پوسته یک و GlobSed در این مطالعه استفاده شد). φ و λ طول و عرض ژئودتیک نقطه محاسباتی هستند.

به این ترتیب، در این مطالعه به دلایلی که به تفصیل توسط تنزر و باقربندی (۲۰۱۲) و شوبری و باقربندی (۲۰۱۷) توضیح داده شده است، ترجیح می‌دهیم به جای ناهنجاری گرانشی (gravity anomaly) از اختلال گرانشی (gravity disturbance) استفاده کنیم (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

معادله ۱ تقریباً برابر با صفر است زیرا سیگنال‌های گرانشی مدل‌نشده به دلیل عدم آگاهی ما با داده‌های در دسترس از لایه‌های داخلی زمین است. این سیگنال‌ها را اثرات غیر ایزواستاتیک (باقربندی و شوبری، ۲۰۱۲a) می‌نامند. جاذبه جبرانی در معادله ۱ را می‌توان به دو عبارت تقسیم کرد، یعنی جاذبه‌های جبرانی (compensation attraction) و باقی‌مانده (شوبری، ۲۰۰۹).

$$A_c = A_c + \Delta A_c = A_c + RG\Delta\rho \iint_{\sigma} \left[\sum_{n=0}^{\infty} \frac{n+1}{n+3} [1 - (1-\tau)^{n+3}] P_n(\cos\psi) \right] d\sigma \quad (3)$$

R شعاع متوسط زمین، G ثابت گرانش، $\Delta\rho$ اختلاف چگالی پوسته و جبه (mantle) ($\Delta\rho = \rho_{mantle} - \rho_{crust}$) است. σ کره واحد، $\tau = D/R$ جاذبه جبران گرانشی نرمال (normal compensation attraction)، D_0 عمق متوسط موهو، $A_c \approx -4\pi G\Delta\rho D_0$ چند

برای داده‌های گرانشی و لرزه‌ای به نام‌های BC (Butterworth Combination) و SC (Spectral Combination) توسعه داده شد (اوپنهم و همکاران، ۱۹۸۳؛ شوبری، ۲۰۱۱؛ شوبری و باقربندی، ۲۰۱۷). همان‌طور که گفته شد، وارونگی گرانشی موهو با تعیین عمق موهو از داده‌های لرزه‌ای به دلایل مختلفی مانند عدم قطعیت مدل‌های چگالی مورد استفاده برای مدل‌سازی مستقیم (Forward) گرانشی و مقدار باقی‌مانده و مدل نشده (Not Modeled) در سیگنال (Signal) گرانش، مربوط به ناهمگنی‌های چگالی اعماق گوشته باقربندی و همکاران (۲۰۱۳) و تنزر و باقربندی (۲۰۱۲) متفاوت است. بنابراین، عمق موهو به دست آمده از داده‌های گرانشی با داده‌های لرزه‌ای در دامنه طیفی (Spectral Domain) ترکیب می‌شود (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳). برای اعتبارسنجی مدل ترکیبی موهو، از مجموعه داده‌های مختلف و همچنین مدل‌های مستقل استفاده کردیم. مدل موهو در اوراسیا ارائه شده توسط استالک و همکاران (۲۰۱۳)، مدل عمق موهو صفحه اروپا و بخشی از آسیا، ارائه شده توسط گراد و همکاران (۲۰۰۹)، داده‌های نقطه‌ای عمق موهو در سه ایستگاه لرزه‌نگاری نوار پهن واقع در منطقه مکران غربی، به روش وارون‌سازی همزمان منحنی‌های پاشش امواج سطحی حاصل از زمین‌لرزه‌های محلی ناحیه ریگان، به همراه تابع گیرنده موج P حاصل از لرزه‌نگاشت‌های زمین‌لرزه‌های دورلرز در ایستگاه‌های مذکور توسط راستگو و همکاران (۱۳۹۵) و در انتها ضخامت پوسته در جنوب شرق ایران با استفاده از رویکرد وارونگی جدیدی که به نام الگوریتم تکامل پیچیده (SCE) مورد مطالعه عبدالهی و همکاران (۲۰۱۸) استفاده شده است.

با استفاده از فرضیه وینینگ ماینز، عمق موهو D را می‌توان با افزودن جاذبه جبرانی به ناهنجاری گرانشی بوگه کامل، تعیین کرد (شوبری، ۲۰۰۹؛ دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳):

$$\delta g_r(\varphi, \lambda) = \delta g_R(\varphi, \lambda) + A_c(\varphi, \lambda) \cong 0 \quad (1)$$

با توجه به این فرض (یعنی تعادل ایزواستاتیک)، مجموع

مدل‌های لرزه‌ای موجود به دلیل پوشش داده‌های لرزه‌ای پراکنده، در شمال آفریقا، جنوب آمریکا و بخش‌هایی از اقیانوس‌ها و آسیا و خصوصاً مناطقی با زمین‌ساخت خاص (هیلمن و بکر، ۲۰۲۲) از قبیل مناطق فرورانشی، قدرت تفکیک بالایی ندارند. می‌توان یک مدل موهو با قدرت تفکیک بالا را با استفاده از روش‌های گرانشی تعیین کرد. در مدل ونینگ ماینز موریتس، اثر غیر ایزواستاتیک مدل‌نشده بر عدم قطعیت مدل تأثیر می‌گذارد (باقربندی و شوبری، ۲۰۱۲a). با این حال، مسائل معکوس و تحلیل‌های مدل‌های ایزواستاتیک-گرانشی منحصر به فرد نیستند. بنابراین، ترکیب داده‌های گرانشی و لرزه‌ای برای غلبه بر این محدودیت‌های عملی (یعنی فقدان پوشش کافی داده‌های لرزه‌ای در برخی مناطق) و کمبودهای نظری (یعنی غیر منحصر به فرد بودن مسائل گرانشی) امری ضروری به نظر می‌رسد.

برای تعیین مدل اول High-Resolution Combined (HRCM) Moho، BC، رویکرد زیر پیشنهاد شد (باقربندی، ۲۰۱۲؛ دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳)، مدل اول ترکیبی موهو با ادغام مدل‌های لرزه‌ای (مانند مدل پوسته یک) و مدل گرانشی ونینگ ماینز موریتس توسعه داده می‌شود. به عبارت دیگر، مدل‌های لرزه‌ای و ونینگ ماینز موریتس به ترتیب برای طول‌موج‌های بلند و طول‌موج‌های کوتاه مدل HRCM استفاده می‌شوند.

در مرحله اول، یک خط به وریانس درجه توان لگاریتمی (logarithmic power degree variance) مدل لرزه‌ای و ونینگ ماینز موریتس موهو برازش می‌کنیم:

$$\log(c_n^i) = a_i + b_i n + \varepsilon_i \quad ; \quad i = VMM, seismic \quad (6)$$

a_i و b_i پارامترهای برازش خط وریانس درجه توان لگاریتمی مدل پوسته یک و ونینگ ماینز موریتس هستند. ε_i نشان‌دهنده خطای مدل رگرسیون خطی و وریانس درجه توان لگاریتمی است (هیسکنن و موریتز، ۱۹۶۷؛ دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

$$c_n^j = \sum_{m=0}^n \left[(c_{nm}^j)^2 + (s_{nm}^j)^2 \right] \quad j = VMM, seismic \quad (7)$$

جمله‌ای لژاندر، P_n^m زاویه ژئوسنتریک بین نقاط محاسبه و ترکیب شده است. همان‌طور که در معادله ۳ مشاهده می‌شود، پارامتر عمق موهو (D) به‌طور ضمنی در A_c مستتر است. با قرار دادن معادله ۳ در معادله ۱ می‌توان معادله غیرخطی انتگرال فردهولم (Fredholm) نوع اول را به شکل زیر بازنویسی کرد (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳):

$$R \iint_{\sigma} \left[\sum_{n=0}^{\infty} \frac{n+1}{n+3} [1 - (1-\tau)^{n+3}] P_n^m(\cos \psi) \right] d\sigma = -(\delta g^R + A_{c0}) / (G\Delta\rho) \quad (4)$$

(شوبری، ۲۰۰۹؛ دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳) معادله محاسبه تعیین عمق موهو را در معادله ۴ ارائه کرد.

$$D(\varphi, \lambda) = D_1(\varphi, \lambda) + \frac{D_1^2(\varphi, \lambda)}{R} - \frac{1}{32\pi R} \iint_{\sigma} \left[\frac{D_1^2(\varphi', \lambda') - D_1^2(\varphi, \lambda)}{\sin^3(\psi/2)} \right] d\sigma$$

$$D_1(\varphi, \lambda) = \frac{1}{4\pi G\Delta\rho} \sum_{n=0}^{\infty} \left(2 - \frac{1}{n+1} \right) \sum_{m=0}^n (\delta g_{nm}^{R^c} \cos m\lambda + \delta g_{nm}^{R^s} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \quad (5)$$

$\delta g_{nm}^{R^c}$ و $\delta g_{nm}^{R^s}$ ضرایب هارمونیک کروی نرمال (یا ضرایب استوکس) ناهنجاری گرانشی بوگه کامل برای درجه n و مرتبه m ، $P_{nm}(\sin \varphi)$ هارمونیک‌های تابع لژاندر نرمال. (φ, λ) و (φ', λ') به ترتیب مختصات محاسبه‌شده و اولیه هستند.

۲-۱. مدل ترکیبی عمق موهو BC

هاگمنز (۲۰۰۰) روشی را پیشنهاد کرد که می‌تواند برای ترکیب دو مجموعه داده مختلف با قدرت تفکیک‌های مختلف در یک دامنه طیفی (Spectral Domain) استفاده شود. این روش قبلاً برای توسعه یک مدل ترکیبی گرانش زمین با ترکیب داده‌های میدان گرانشی و توپوگرافی توسط هاگمنز (۲۰۰۰)، کلاسنس (۲۰۰۲)، کوهن و فیثراستن، (۲۰۰۳)، باقربندی و شوبری، (۲۰۱۲b) و دشتبازی و همکاران، (۲۰۲۳) استفاده و آزمایش شده است. تعیین مدل جاذبه زمین با قدرت تفکیک بالا، یک چالش در دهه‌های ۱۹۹۰ و ۲۰۰۰ بود. آنها (EGM) از یک مدل ایزواستاتیک برای تعیین میدان گرانش زمین با قدرت تفکیک بالا استفاده کردند.

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، هر دو مدل لرزه‌ای و ایزواستاتیک-گرانشی موهو دارای کاستی‌هایی هستند.

$$\beta_n(n_b, k) = \left[I + (n/n_b)^{2k} \right]^{-1/2} \quad (12)$$

K مرتبه‌ای از فیلتر است که کاهش سرعت و شیب آن را کنترل می‌کند. n_b درجه‌ای است که توان در آن نصف می‌شود (درجه قطع) که به آن درجه باند (band degree) می‌گویند. به عنوان مثال، اگر k را برابر با صفر در نظر بگیریم، ضرایب هارمونیک کروی فیلتر نمی‌شوند و با در نظر گرفتن یک عدد بالا برای k (مثلاً عدد نامتناهی)، ضرایب کوچک‌تر از n_b حفظ می‌شوند و بقیه صفر می‌شوند (باقربندی، ۲۰۱۲). در نهایت، مدل BC با فرمول:

$$D^{HRCM}(\varphi, \lambda) = \sum_{n=0}^{n_{max}} \sum_{m=0}^n (c_{nm}^{HRCM} \cos(m\lambda) + s_{nm}^{HRCM} \sin(m\lambda)) P_{nm}(\sin \varphi) \quad (13)$$

و وریانس درجه توان آن با فرمول زیر به دست می‌آید:

$$c_n^{HRCM} = \sum_{m=0}^n \left[(c_{nm}^{HRCM})^2 + (s_{nm}^{HRCM})^2 \right] \quad (14)$$

۲-۲. مدل موهو ترکیبی SC

این بخش یک روش ترکیبی جایگزین را با فرض این که مدل لرزه‌ای و ویننگ ماینز موریتس دارای خطاهای تصادفی با میانگین صفر هستند، ارائه می‌کند. این روش در واقع یک برآوردگر ترکیبی این مجموعه داده‌ها برای عمق موهو با قدرت تفکیک بالا است (شوبری و باقربندی، ۲۰۱۱؛ شوبری، ۲۰۱۱؛ اسحاق و همکاران، ۲۰۱۱؛ باقربندی، ۲۰۱۱؛ دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

$$D_n^j = \sum_{m=0}^n (c_{nm}^j \cos(m\lambda) + s_{nm}^j \sin(m\lambda)) P_{nm}(\sin \varphi)$$

$j = VMM, seismic$

$$\tilde{D} = \sum_{n=0}^M A_n D_n^{seismic} + \sum_{n=0}^M B_n D_n^{VMM} + \sum_{n=M+1}^{n_{max}} D_n^{VMM} \quad (15)$$

\tilde{D} عمق موهو به روش SC، A_n و B_n وزن‌های طیفی برآوردشده، M و n_{max} حداکثر درجه مدل‌های لرزه‌ای و ویننگ ماینز موریتس هستند. با فرض D به عنوان مقدار واقعی عمق موهو، خطای تخمین‌گر ترکیبی تقریب‌شده موهو برابر خواهد بود با (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳):

$$\varepsilon = \{D\} - D = \sum_{n=0}^M [A_n \varepsilon_{D_n^{seismic}} + B_n \varepsilon_{D_n^{VMM}} + (A_n + B_n - 1) D_n] + \sum_{n=M+1}^{n_{max}} [D_n^{VMM} + \varepsilon_{D_n^{VMM}} - D_n] \quad (16)$$

$$\begin{bmatrix} c_{nm}^j \\ s_{nm}^j \end{bmatrix} = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} D^j(\varphi, \lambda) \begin{bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{bmatrix} P_{nm}(\sin \varphi) d\sigma \quad j = VMM, seismic \quad (8)$$

در مرحله دوم، وریانس درجه تصحیح‌شده (corrected degree variance) عمق ترکیبی موهو با کم کردن پارامترهای خط برازش، تعیین می‌شود:

$$\log(c_n^{corrected}) = \log(c_n^{VMM}) + \Delta a + \Delta b n \quad (9)$$

در اینجا $\Delta b = b_{seismic} - a_{VMM}$ و $\Delta a = a_{seismic} - a_{VMM}$ ضرایب هارمونیک تصحیح‌شده ویننگ ماینز موریتس از رابطه ۱۰ به دست می‌آید (هاگمنز، ۲۰۰۰).

$$\begin{bmatrix} c_{nm}^{corrected} \\ s_{nm}^{corrected} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c_{nm}^{VMM} \\ s_{nm}^{VMM} \end{bmatrix} 10^{(\Delta a + \Delta b n)/2} \quad (10)$$

در مرحله سه، HRMC با ترکیب مدل‌های لرزه‌ای و ویننگ ماینز موریتس و بهره‌گیری از هر مدل، یعنی استفاده از مدل‌های لرزه‌ای با طول‌موج‌های بلند (درجه هارمونیک کم و متوسط) و درجات هارمونیک با قدرت تفکیک بالا با استفاده از داده‌های گرانشی و ویننگ ماینز موریتس تعیین می‌شود. سؤال اصلی باقی مانده این است که نقطه شکست بین مدل لرزه‌ای و ویننگ ماینز موریتس کجاست؟ به عبارت دیگر، یافتن بهترین درجه هارمونیک برای اتصال دو مدل در دامنه مکانی (spatial domain) مهم خواهد بود. همچنین، برای جلوگیری از هرگونه پرس در نقطه شکست، باید از یک فیلتر مناسب استفاده شود.

یکی از متداول‌ترین روش‌ها استفاده از فیلترهای پایین‌گذر/بالاگذر (low-pass/high-pass) مانند فیلتر Butterworth است (هاگمنز، ۲۰۰۰؛ باقربندی، ۲۰۱۱).

با استفاده از ضرایب فیلتر Butterworth β_n ، ضرایب هارمونیک کروی ترکیبی مدل موهو BC یا مدل HRCM به دست می‌آید:

$$\begin{bmatrix} c_{nm}^{HRCM} \\ s_{nm}^{HRCM} \end{bmatrix} = \begin{cases} \beta_n \begin{bmatrix} c_{nm}^{seismic} \\ s_{nm}^{seismic} \end{bmatrix} + \sqrt{1 - \beta_n^2} \begin{bmatrix} c_{nm}^{corrected} \\ s_{nm}^{corrected} \end{bmatrix} & n = 0, \dots, M \\ \sqrt{1 - \beta_n^2} \begin{bmatrix} c_{nm}^{corrected} \\ s_{nm}^{corrected} \end{bmatrix} & n = (M+1), \dots, n_{max} \end{cases} \quad (11)$$

β_n ضرایب فیلتر دامنه طیفی است (هاگمنز، ۲۰۰۰؛ دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳):

۳. داده‌ها و شیوه پژوهش

در این بخش، داده‌های ورودی و روش‌های مورد استفاده برای توسعه یک مدل جدید عمق موهو در پهنه فرورانشی مکران و همچنین مدل‌های عمق موهو که برای ارزیابی دقت این مدل جدید عمق موهو استفاده می‌شوند را به‌طور خلاصه شرح می‌دهیم.

۳-۱. داده‌ها

این مطالعه از مدل موهو لرزه‌ای جهانی پوسته یک، ارائه‌شده توسط لاسکه و همکاران (۲۰۱۳)، برای ترکیب با مدل گرانشی موهو استفاده می‌کند. پوسته یک، نسخه ارتقاء یافته از مدل‌های قبلی پوسته دو (باسین، ۲۰۰۰) و پوسته ۵/۱ (CRUST5.1)، (مونی و مسترز، ۱۹۹۸) است. پوسته یک شامل لایه‌هایی از آب، یخ، رسوبات بالایی، رسوبات میانی، رسوبات پایینی، پوسته بالایی، پوسته میانی، پوسته زیرین است که با قدرت تفکیک $1^\circ \times 1^\circ$ درجه است (لاسکه و همکاران، ۲۰۱۳). مدل‌های پوسته دو و پوسته یک، پرکاربردترین مدل‌ها در مدل‌سازی ژئودینامیک و گرانشی بوده و مدل‌های عمق موهو نیز به‌طور گسترده برای مطالعات پوسته و لرزه‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرند.

۳-۱-۱. مدل‌های ژئوتانسیل جهانی سال ۲۰۰۸

(EGM2008) (پاویس و همکاران، ۲۰۱۲) و زمین

۲۰۱۴ (Earth 2014) (هیرت و رکسر، ۲۰۱۵)

در این تحقیق از داده‌های گرانشی برای تعیین عمق موهو با استفاده از روش ونینگ ماینز موریتس استفاده خواهد شد. همچنین از مدل سه بعدی چگالی آب دریا برای تقریب توزیع چگالی اقیانوس به جای مدل چگالی یکنواخت استفاده می‌شود.

۳-۱-۲. مجموعه داده برای اعتبارسنجی مدل عمق موهو

مدل‌های مختلف عمق موهو با قدرت تفکیک بالا برای اعتبارسنجی نتایج مورد استفاده قرار خواهد گرفت. ما

$\mathcal{E}_{D_n^{VMM}}$ و $\mathcal{E}_{D_n^{seismic}}$ خطای تصادفی D_n^{VMM} و $D_n^{seismic}$ هستند. با فرض اینکه $\mathcal{E}_{D_n^{VMM}}$ و $\mathcal{E}_{D_n^{seismic}}$ با میانگین خطای تصادفی صفر و وریانس درجه خطای مورد انتظار مستقل $\sigma_{D_n^{seismic}}^2$ و $\sigma_{D_n^{VMM}}^2$ ، (MSE) جهانی \bar{D} مورد انتظار زیر را به دست می‌آوریم (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳):

$$MSE^2 = \frac{1}{4\pi} \iint_{\sigma} E\{\varepsilon^2\} d\sigma = \sum_{n=0}^M [A_n^2 \sigma_{D_n^{seismic}}^2 + B_n^2 \sigma_{D_n^{VMM}}^2 + (A_n + B_n - 1)^2 c_n] + \sum_{n=M+1}^{\infty} [c_n^{VMM} + \sigma_{D_n^{VMM}}^2 - c_n] \quad (17)$$

معادله ۱۷ دارای خطای اوریب (biased) است. زیرا ما نباید انتظار داشته باشیم که وریانس عمق موهو C_n واقعی مشخص شود. بنابراین، برای برآورد نا اوریب می‌توان از A_n و B_n با فرض شرایط معادلات ۱۸ استفاده کرد (شوبری، ۲۰۱۱؛ دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳):

$$A_n = 1 - B_n \quad \text{یا} \quad A_n + B_n - 1 = 0 \quad (18)$$

همچنین ما فرض می‌کنیم برای $n \geq M+1$ ، $D_n \approx D_n^{VMM}$ بنابراین MSE برابر خواهد شد:

$$MSE^2 = \sum_{n=0}^M [(1 - B_n)^2 \sigma_{D_n^{seismic}}^2 + B_n^2 \sigma_{D_n^{VMM}}^2] + \sum_{n=M+1}^{\infty} \sigma_{D_n^{VMM}}^2 \quad (19)$$

معادله ۱۹ با توجه به B_n و مساوی صفر قراردادن معادله، به دست می‌آید (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳):

$$\hat{B}_n = \frac{\sigma_{D_n^{seismic}}^2}{\sigma_{D_n^{seismic}}^2 + \sigma_{D_n^{VMM}}^2} \quad (20)$$

با قراردادن معادله (۲۰) در معادله ۱۸، خواهیم داشت (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳):

$$\hat{A}_n = \frac{\sigma_{D_n^{VMM}}^2}{\sigma_{D_n^{seismic}}^2 + \sigma_{D_n^{VMM}}^2} \quad (21)$$

در نهایت، از فیلتر Butterworth برای ترکیب نرمی از ضرایب هارمونیک لرزه‌ای و ونینگ ماینز موریتس همان‌طور که در بخش قبل بحث شد استفاده می‌شود (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳):

$$D^{HRCM} = \sum_{n=0}^M \hat{A}_n \beta_n D_n^{seismic} + \sum_{n=0}^M \hat{B}_n \sqrt{1 - \beta_n^2} D_n^{VMM} + \sum_{n=M+1}^{n_{max}} \sqrt{1 - \beta_n^2} D_n^{VMM} \quad (22)$$

برای به دست آوردن بهترین مقدار با مقایسه RMS تفاضل عمق موهو، یعنی BC و SC با عمق موهو منطقه‌ای مورد استفاده برای اعتبارسنجی از یکدیگر کم شده و تجزیه و تحلیل شدند (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳). مدل‌های موهو که برای اعتبارسنجی استفاده شد، مدل منطقه‌ای موهو اوراسیا ارائه شده توسط استالک و همکاران (۲۰۱۳) در مکران، مدل منطقه‌ای موهو اروپا و بخشی از آسیا ارائه شده توسط گراد و همکاران (۲۰۰۹)، ایستگاه‌های نوار پهن منطقه مکران ارائه شده توسط راستگو و همکاران (۱۳۹۵) در مکران، و در پایان مدل عمق موهو (عبدالهی و همکاران، ۲۰۱۸) در پهنه فرورانشی مکران هستند.

مدل SC با برازش رگرسیون خطی به هر دو مدل لرزه‌ای (پوسته یک) و گرانشی (ونینگ ماینز موریتس) به دست آمد. رگرسیون خطی به وریانس درجه توان لگاریتمی (Power Degree Variance) مدل‌های پوسته یک و ونینگ ماینز موریتس برازش داده شد (شکل ۱ را ببینید). خطوط بین درجه ۲۵ و ۱۸۰ (حداکثر درجه مدل پوسته یک) با استفاده از روش کمترین مربعات وزن دار برازش داده شدند. زیرا در مدل BC از فیلتر Butterworth استفاده شده که وزن بیشتری را به درجات پایین تر مدل پوسته یک نسبت به ونینگ ماینز موریتس اختصاص می‌دهد (هاگمنز، ۲۰۰۰). بنابراین، انتظار می‌رود که نتایج به‌طور منطقی به واقعیت نزدیک باشند. استفاده از درجه‌های کمتر از ۲۵، در رگرسیون خطی نتایج غیر واقعی را نشان می‌دهد (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

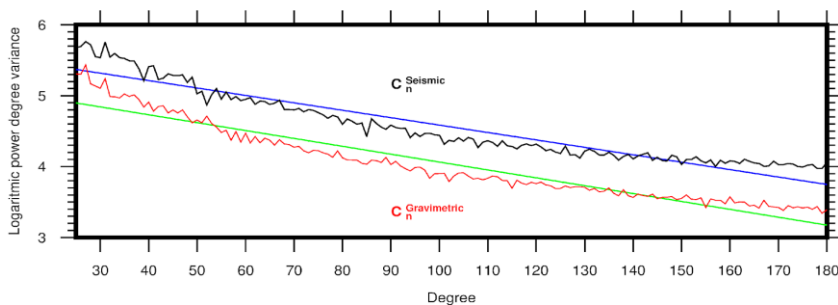
همچنین از مجموعه داده‌های مختلفی برای اعتبارسنجی HRCM (High-Resolution Combined Moho Model) داده‌های لرزه‌ای منطقه‌ای یا نقطه‌ای (Point Wise) استفاده خواهیم کرد؛ به‌ویژه مدل پوسته منطقه‌ای در اوراسیا ارائه شده توسط استالک و همکاران (۲۰۱۳)، مدل عمق موهو صفحه اروپا و بخش‌هایی از آسیا (گراد و همکاران، ۲۰۰۹)، داده‌های نقطه‌ای عمق موهو در سه ایستگاه نوار پهن منطقه مکران ارائه شده توسط راستگو و همکاران (۱۳۹۵)، و مدل عمق موهو ناحیه فرورانش مکران برآورد شده توسط عبدالهی و همکاران (۲۰۱۸) مورد استفاده قرار خواهد گرفت.

۴. نتایج و بحث

در این قسمت پس از مدل‌سازی عمق موهو به اعتبارسنجی مدل‌های به دست آمده از طریق چهار مدل مختلف، پرداخته خواهد شد.

۴-۱. مدل‌سازی عمق موهو HRCM

همان‌طور که در بخش ۲ توضیح داده شد، هدف این تحقیق، تعیین یک مدل موهو ترکیبی با قدرت تفکیک بالا (۵'×۵') به نام BC با استفاده از فیلتر و مدل SC به روش ترکیب طیفی، یعنی با ترکیب مدل لرزه‌ای (پوسته یک) و مدل ونینگ ماینز موریتس است. مدل‌های BC و SC توسط معادلات ۱۳ و ۲۲ تعیین می‌شوند. دو پارامتر مهم، یعنی n_b و k باید با دقت در مدل اول انتخاب شوند. با تجزیه و تحلیل وریانس درجه توان مدل پوسته یک، $n_b=78$ ، به دست آمد. n_b درجه‌ای که در آن توان نصف می‌شود (درجه قطع) را مشخص می‌کند. مقادیر مختلف k

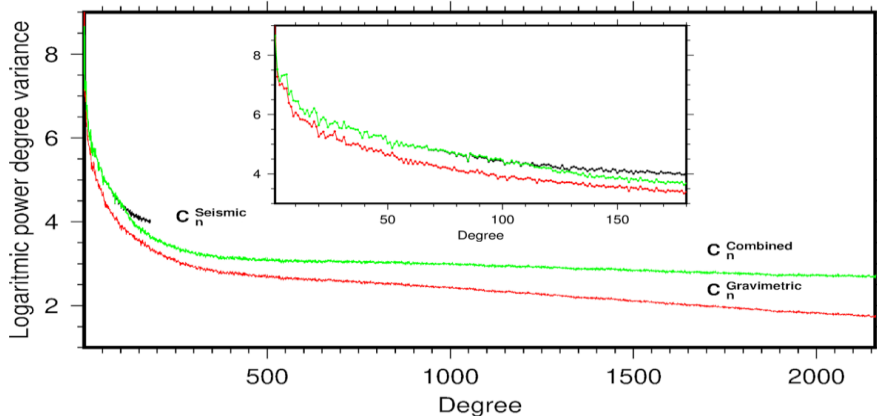


شکل ۱. وریانس درجه توان لگاریتمی پوسته یک (سیاه)، ونینگ ماینز موریتس (قرمز) و خطوط رگرسیون برازش شده بین درجه ۲۵ و ۱۸۰، خطوط آبی و سبز به ترتیب خطوط برازش شده برای مدل‌های پوسته یک و ونینگ ماینز موریتس هستند. به ترتیب مدل‌های پوسته یک و ونینگ ماینز موریتس را نشان می‌دهند (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

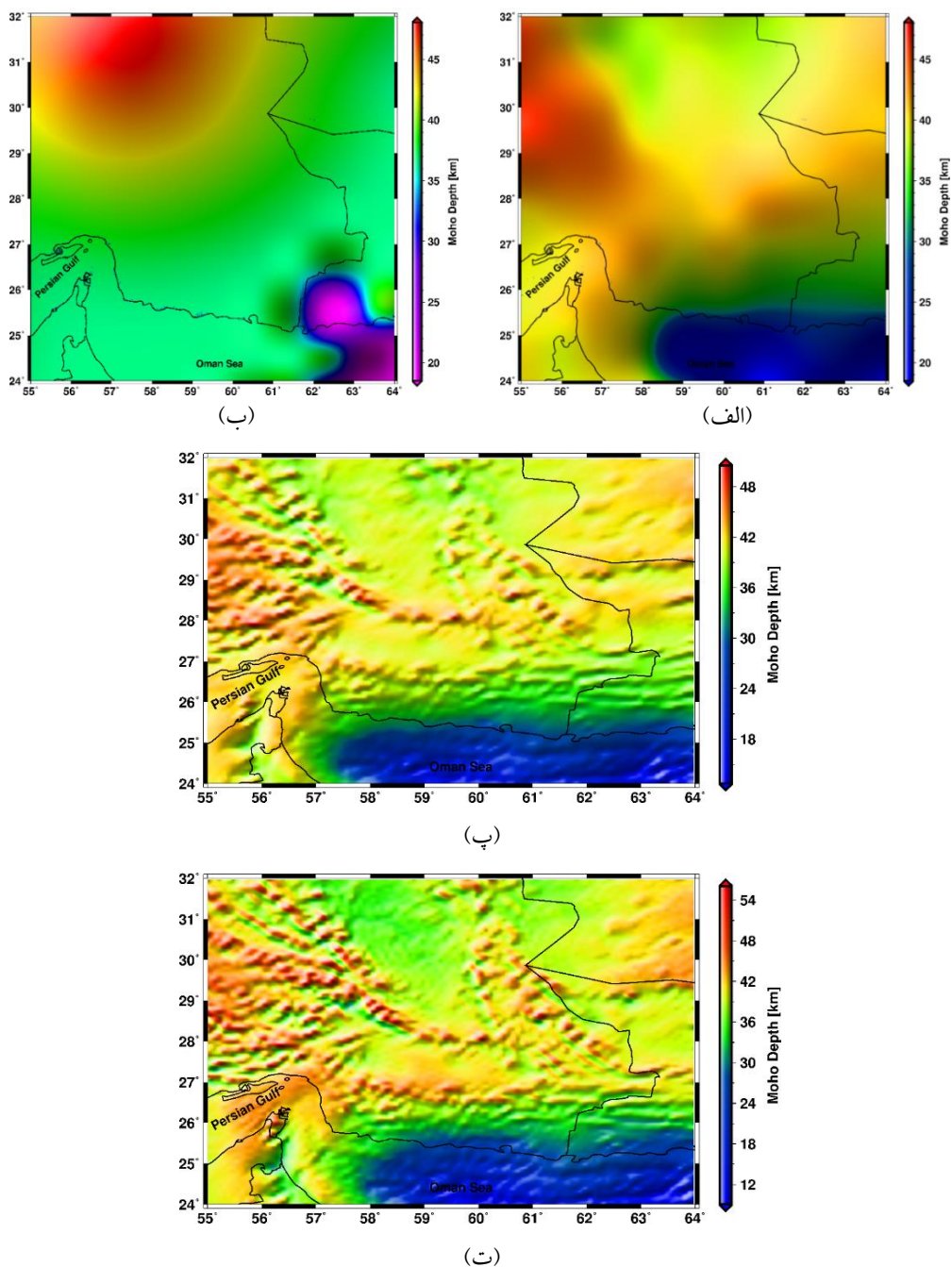
را در نظر گرفت. $\sigma_{D_n}^{seismic}$ (کادک و مارتینگ، ۱۹۹۱). علاوه بر این، ما $\sigma_{D_n}^{VMM}$ را با استفاده از برآورد خطای استاندارد ضرایب هارمونیک کروی به دست آمده توسط مدل ژئوتانسیل جهانی تعیین کردیم. نتیجه مدل SC به دست آمده توسط معادله ۲۲ در شکل ۳-۳ ارائه شده است. مدل‌های شکل‌های ۳-ب و ۳-پ رضایت‌بخش و در حد قابل‌قبولی به مدل‌های منطقه‌ای موهو که برای اعتبارسنجی استفاده کردیم نزدیک هستند (جدول ۱ را ببینید). همان‌طور که در بالا ذکر شد، مدل‌های لرزه‌ای موجود به دلیل پوشش داده‌های لرزه‌ای پراکنده، قدرت تفکیک پایینی دارند. این دلیل اصلی ارائه مدل ترکیبی موهو است. ممکن است درجات زیر ۷۸ به دلیل عدم قطعیت پوسته یک در مناطقی کامل نباشد. مدل جهانی موهو ارائه شده توسط اسویلاس و همکاران (۲۰۱۹)، شکل ۳-ب در آن تقریباً از همان مجموعه داده پوسته یک استفاده شده است. با بررسی دقیق می‌توان مشکلات مدل را مشاهده کرد. به عنوان مثال، مقادیر تغییرات عمق موهو در مکران بسیار کم و خیلی قابل مشاهده نیست. با این حال، در مدل پوسته یک به راحتی می‌توان مشاهده کرد. شکل ۳-الف. بنابراین، متأسفانه یافتن یک مدل کامل برای استفاده در درجه مرتبه‌های زیر ۷۸ آسان نیست و همان‌طور که در بالا اشاره کردیم، هدف ما ارائه و پیشنهاد یک روش جدید است.

به ترتیب معادله خط برازش یافته $\log(c_n^{seismic}) = 5.63 - 0.0105n$ و $\log(c_n^{Gravimetric}) = 5.18 - 0.011n$ برای مدل پوسته یک و وینینگ ماینز موریتس است. با روش کمترین مربعات بعد از محاسبه $\Delta a = a_{seismic} - a_{VMM}$ و $\Delta b = b_{seismic} - b_1$ در معادله شماره ۹، مدل عمق موهو BC با استفاده از معادلات ۱۳ به دست آمد (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳). انحراف معیار درجه توان لگاریتمی مدل BC، به دست آمده از معادله ۱۴، در شکل ۲ نمایش داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، پس از درجه ۷۸، مدل SC ترکیبی به آرامی از مدل پوسته یک منحرف می‌شود (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳). شکل ۳-الف و ۳-ب را ببینید. فیلتر BC، وزن بیشتری را به مدل موهو تصحیح شده وینینگ ماینز موریتس اختصاص می‌دهد. به عبارت دیگر، از طول موج‌های کوتاه تصحیح شده مدل وینینگ ماینز موریتس (تا درجه و مرتبه ۲۱۶۰) برای مدل‌سازی عمق موهو HRCM استفاده می‌کند. مدل‌های عمق موهو BC و CS با استفاده از روش گفته شده در شکل ۳-الف و ۳-ب نشان داده شده است.

ضرایب \hat{A}_n و \hat{B}_n برای HRCM، از روش ترکیب طیفی SC، باید با استفاده از معادلات ۲۰-الف و ۲۰-ب تعیین شوند. برای انجام این امر، عدم قطعیت‌های مدل‌های پوسته یک و وینینگ ماینز موریتس مورد نیاز است. عدم قطعیت مدل پوسته یک به طور رسمی ارائه نشده است. از این رو، برای تعیین مدل پوسته یک می‌توان ۱۰ درصد عدم قطعیت



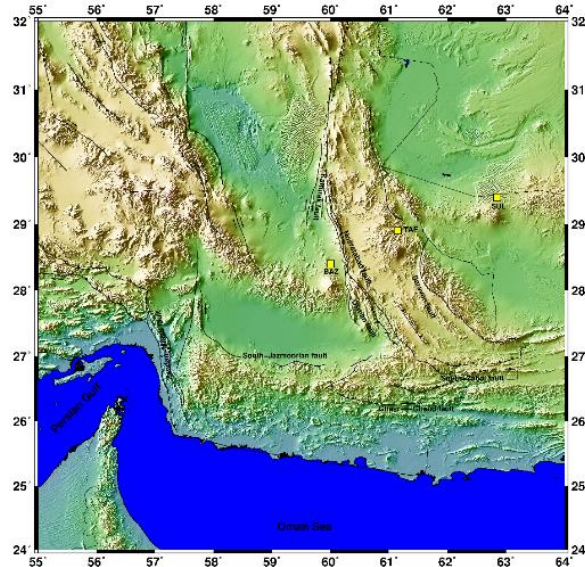
شکل ۲. وریانس درجه توان لگاریتمی پوسته یک (سیاه)، مدل وینینگ ماینز موریتس (قرمز) و مدل HRCM (سبز) به دست آمده از روش BC (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).



شکل ۳. عمق موهو به دست آمده توسط الف) مدل پوسته یک با قدرت تفکیک $1^\circ \times 1^\circ$ درجه، ب) مدل اسویلاس با قدرت تفکیک $1^\circ \times 1^\circ$ درجه (اسویلاس و همکاران، ۲۰۱۹)، پ) مدل BC با قدرت تفکیک $5' \times 5'$ درجه، ت) مدل SC با قدرت تفکیک $5' \times 5'$ درجه.

مطالعات ژئوفیزیکی، ژئودزی و زمین شناسی این دو منطقه به صورت جداگانه بررسی شود (فرهودی و کاریگ، ۱۹۷۷؛ عبدالهی و همکاران، ۱۳۹۵؛ دشتبازی و همکاران، ۱۴۰۰). همچنین اثر فرورانش در امتداد شمالی جنوبی از حدود عرض ژئودتیکی ۲۴ شمالی تا ۳۲ درجه شمالی قابل بررسی و مطالعه است (دشتبازی و همکاران، ۱۳۹۸؛ ۱۴۰۰).

محدوده مورد مطالعه در شکل ۴ نشان داده شده است. پهنه فرورانشی مکران از سمت غرب در ایران از گسل زندان-میناب شروع و تقریباً تا مرز سیاسی ایران-پاکستان و در ادامه تا گسل چمن و اورناچ نال در پاکستان امتداد می یابد (عبداعتدال و همکاران، ۱۳۹۵). همچنین وجود الگوی های متفاوت لرزه خیزی در مکران غربی واقع در ایران و مکران شرقی واقع در پاکستان سبب شده که



شکل ۴. جنوب شرق ایران و محدوده مورد مطالعه، گسل‌های منطقه با خطوط مشکی، مربع‌های زرد قله‌های آتشفشانی بزمان، تفتان در ایران و سلطان در پاکستان.

۴-۲. ارزیابی و اعتبارسنجی مدل‌های HRCM

می‌دهد که RMS بین $1/27$ و $4/85$ کیلومتر در هنگام استفاده از روش BC و بین $0/41$ و $4/48$ کیلومتر، هنگام استفاده از SC در مناطق ارزیابی انتخاب شده متغیر است. قدرت تفکیک مدل‌های به‌دست‌آمده برای مقایسه و یکسان‌سازی قدرت تفکیک مدل‌ها با یکدیگر در اعتبارسنجی، به $1^\circ \times 1^\circ$ در نمونه‌برداری تقلیل داده شد، بنابراین این موضوع می‌تواند یکی از دلایل عمده برخی تفاوت‌ها در مقدار RMS باشد.

در این بخش، مدل‌های HRCM را با استفاده از مدل‌های موهو ارائه‌شده توسط استالک و همکاران (۲۰۱۳)، گراد و همکاران (۲۰۰۹)، راستگو و همکاران (۱۳۹۵) و عبداللهی و همکاران (۲۰۱۸) در مکران ارزیابی و اعتبارسنجی کردیم. جدول ۱، پارامترهای آماری تفاضل بین مدل‌های با قدرت تفکیک بالا و مدل‌های مورد استفاده برای اعتبارسنجی را نشان می‌دهد. نتایج نشان

جدول ۱. پارامترهای آماری تفاوت‌های عمق موهو بین همه نقاط HRCM به‌دست‌آمده BC و SC برای $K:1$ و با مدل استالک و همکاران (۲۰۱۳)، گراد و همکاران (۲۰۰۹)، (در اروپا و بخش‌هایی از آسیا)، راستگو و همکاران (۱۳۹۵) نقاط ایستگاه‌های لرزه‌نگاشت باند پهن (در جنوب شرق ایران)، عبداللهی و همکاران (۲۰۱۸) (در مکران).

مدل	پارامترهای آماری	استالک و همکاران (کیلومتر)	گراد و همکاران (کیلومتر)	راستگو و همکاران (کیلومتر)	عبداللهی و همکاران (کیلومتر)
BC	بیشینه	۳۷/۷۸	۲۰/۶۹	۲/۹۱	۱۹/۸۹
	میانگین	۰/۷۶	۱/۰۶	۱/۴۷	۱/۸۲
	کمینه	۲۳/۱۵	-۲۷/۶۲	۰/۵۷	-۱۸/۳۹
	RMS	۲/۹۲	۱/۷۵	۱/۲۷	۴/۸۵
SC	بیشینه	۳۸/۰۶	۱۵/۶۱	۵/۹۷	۱۶/۲۵
	میانگین	-۰/۶۷	-۱/۰۷	۲/۲۷	۰/۵۸
	کمینه	-۲۰/۸۳	-۱۹/۱۲	-۲/۶۹	-۱۳/۶۷
	RMS	۲/۴۱	۰/۴۱	۳/۰۴	۴/۴۸

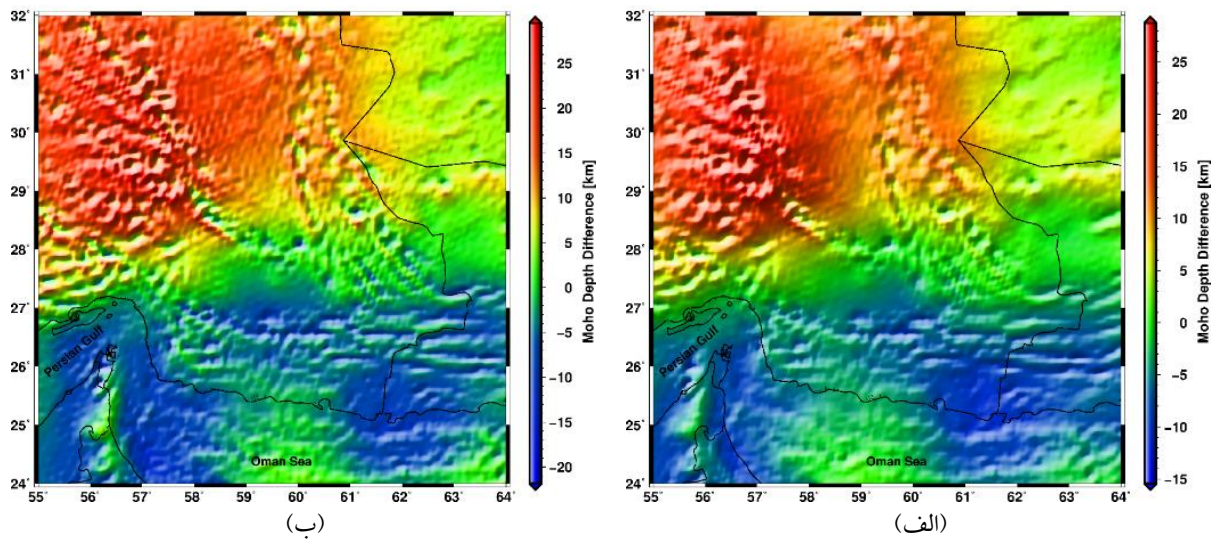
یکی از دلایل تفاوت‌های بزرگ در شکل ۶ می‌تواند قدرت تفکیک پایین داده‌های جهانی مورد استفاده در مدل موهو صفحه اروپا و بخشی از آسیا باشد. به گفته گراد و همکاران (۲۰۰۹)، مناطق بدون داده‌های لرزه‌ای یا گرانشی منطقه‌ای (معمولاً در اطراف صفحه آسیایی) با استفاده از مدل‌های جهانی کلی‌تر و با قدرت تفکیک پایین‌تر (لاسکه، ۲۰۰۲؛ پسیانوس و همکاران، ۲۰۰۴) توسعه داده شده است.

تفاوت‌های ارائه‌شده در شکل‌های ۵ و ۶ را می‌توان با حوضه‌های رسوبی بزرگ و تغییرات میزان صلب‌بودن پوسته توجه کرد (بریتنبرگ و همکاران، ۲۰۰۶؛ تنزر و باقرندی، ۲۰۱۲). شایان ذکر است که مجموعه داده‌های پوسته یک، به‌ویژه پوسته رسوبی و یکپارچه (کریستالی) (به بخش ۳-۱ مراجعه کنید)، دقت و قدرت تفکیک بالایی ندارند (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

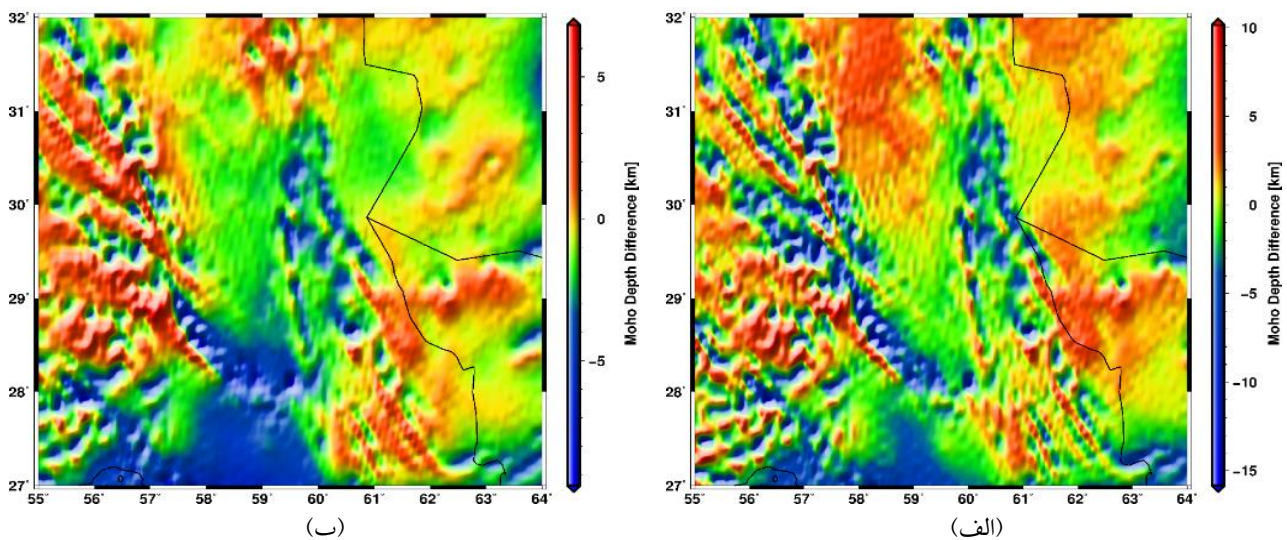
شکل ۵ تفاوت عمق موهو بین نتایج مدل‌های HRCM به‌دست‌آمده و مدل موهو اوراسیا ارائه‌شده توسط استالک و همکاران (۲۰۱۳) را نشان می‌دهد. همان‌طور که قبلاً اشاره کردیم، این مقایسه پس از نمونه‌برداری مجدد مدل‌های HRCM به‌دست‌آمده در اندازه شبکه $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ انجام شد. RMS تفاوت عمق موهو برای مدل‌های BC و SC به ترتیب $2/92$ و $2/41$ کیلومتر است (جدول ۱ را ببینید). مقایسه نشان می‌دهد که بیشتر تفاوت‌ها کمتر از $|\pm 6|$ کیلومتر است (در حدود $57/50$ درصد از عمق‌های موهو به‌دست‌آمده، (جدول ۲) است. بهترین انطباق در مدل منطقه‌ای به‌دست‌آمده مربوط به اروپا و بخشی از آسیا، که به‌طور کامل با مقادیر RMS مطابقت دارد، می‌باشد. مقایسه‌های مشابهی در شکل ۶ با استفاده از مدل موهو ارائه‌شده توسط گراد و همکاران (۲۰۰۹) برای صفحه اروپا و بخشی از آسیا برای منطقه مکران انجام شد.

جدول ۲. آمار تفاوت‌های عمق موهو بین HRCM و مدل استالک و همکاران (۲۰۱۳) (در اوراسیا)، مدل گراد و همکاران (۲۰۰۹) (در اروپا و بخشی از آسیا)، راستگو و همکاران (۱۳۹۵) نقاط ایستگاه‌های لرزه‌نگاشت باند پهن (در مکران) و مکران، عبداللهی و همکاران، ۲۰۱۸. واحد: درصد (%).

مدل	تفاوت	استالک و همکاران (%)	گراد و همکاران (%)	راستگو و همکاران (%)	عبداللهی و همکاران (%)
BC	کمتر از $ \pm 4 $ کیلومتر	۳۳/۹۲	۸۸/۳۶	۱۰۰/۰۰	۴۸/۷۴
	کمتر از $ \pm 6 $ کیلومتر	۵۰/۵۷	۹۶/۶۸	۱۰۰/۰۰	۶۷/۹۶
	کمتر از $ \pm 8 $ کیلومتر	۶۵/۳۸	۹۸/۸۹	۱۰۰/۰۰	۸۰/۰۲
	کمتر از $ \pm 10 $ کیلومتر	۷۴/۸۲	۹۹/۶۰	۶۶/۶۷	۸۷/۰۲
SC	کمتر از $ \pm 4 $ کیلومتر	۳۰/۹۵	۹۳/۶۲	۱۰۰/۰۰	۴۸/۴۵
	کمتر از $ \pm 6 $ کیلومتر	۴۹/۸۳	۹۹/۳۲	۱۰۰/۰۰	۷۰/۱۳
	کمتر از $ \pm 8 $ کیلومتر	۶۷/۳۹	۹۹/۹۶	۱۰۰/۰۰	۸۴/۳۰
	کمتر از $ \pm 10 $ کیلومتر	۷۷/۲۰	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۹۱/۹۱



شکل ۵. مقایسه عمق موهو به دست آمده توسط الف (BC و الف) و الف (SC) با مدل موهو اوراسیا (استالک و همکاران، ۲۰۱۳). پارامترهای فرض شده در این روش عبارتند از: $n_b = 78$ و $k = 1$ واحد: کیلومتر.



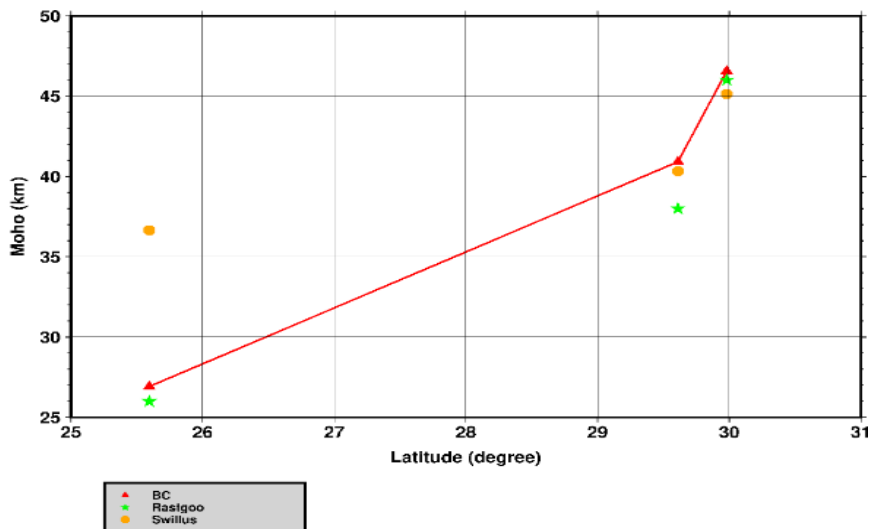
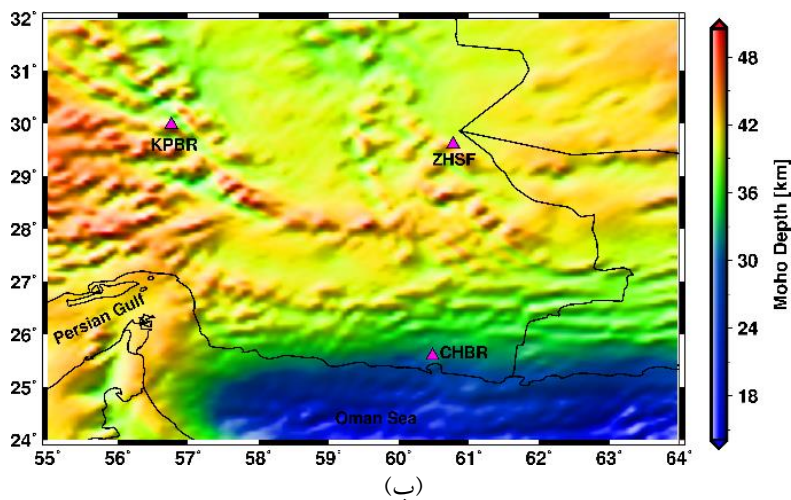
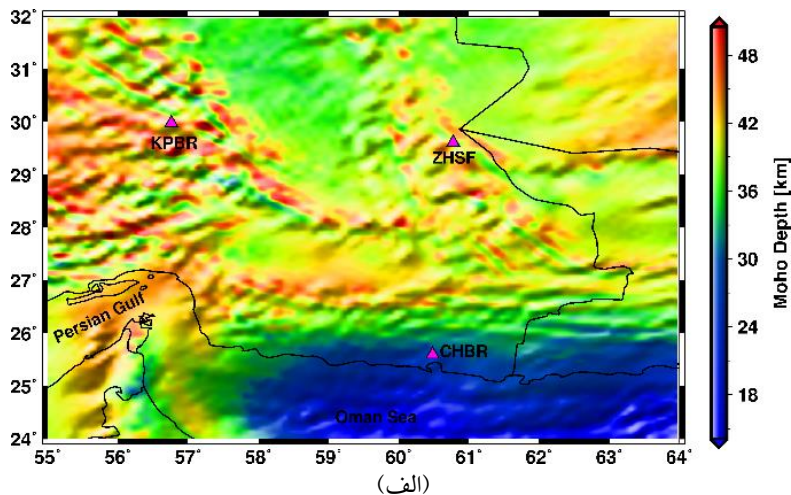
شکل ۶. مقایسه عمق موهو به دست آمده توسط الف (BC و الف) و ب (SC) با عمق موهو صفحه اروپایی و اطراف آسیا، ارائه شده توسط گراد و همکاران (۲۰۰۹). پارامترهای فرض شده عبارتند از: $n_b = 78$ و $k = 1$ واحد: کیلومتر.

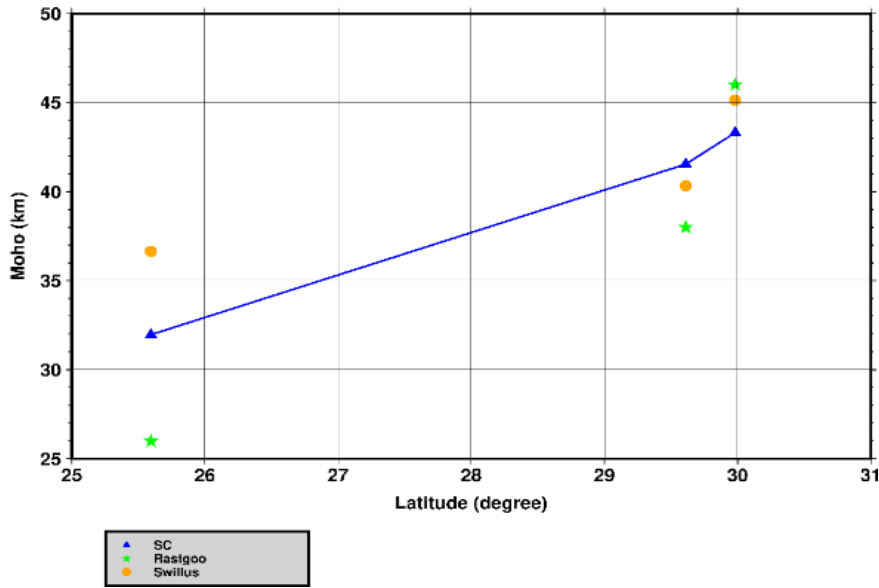
به دست آمده را با داده های لرزه ای مقایسه کردیم، شکل های ۷-پ و ۷-ت، پروفیل سه ایستگاه لرزه نگاشت باند په‌ن، با خطوط آبی و قرمز به ترتیب برای مدل BC و SC بر اساس افزایش عرض ژئودتیک به یکدیگر متصل شده‌اند. ستاره سبز عمق موهو در ایستگاه های باند په‌ن لرزه نگاشت (راستگو و همکاران، ۱۳۹۵) مورد استفاده در صحت سنجی بوده و دایره نارنجی عمق موهو استخراج شده از مدل اسویلاس (اسویلاس و همکاران، ۲۰۱۹) می باشد. مقدار RMS تفاوت در ایستگاه های

علاوه بر این، مدل های HRCM به دست آمده با عمق موهو در سه ایستگاه لرزه نگاشت باند په‌ن KPBR، ZHSF و CHBR در منطقه مکران، محاسبه شده توسط راستگو و همکاران (۱۳۹۵)، ارزیابی شده‌اند. شکل های ۷-الف و ۷-ب مدل های HRCM به دست آمده را نشان می دهد. محل ایستگاه های لرزه نگاشت باند په‌ن مورد مطالعه راستگو و همکاران (۱۳۹۵) واقع شده در محدوده مورد مطالعه ما نیز در شکل های ۷-الف و ۷-ب (مثلث های بنفش) نشان داده شده است. مدل های HRCM

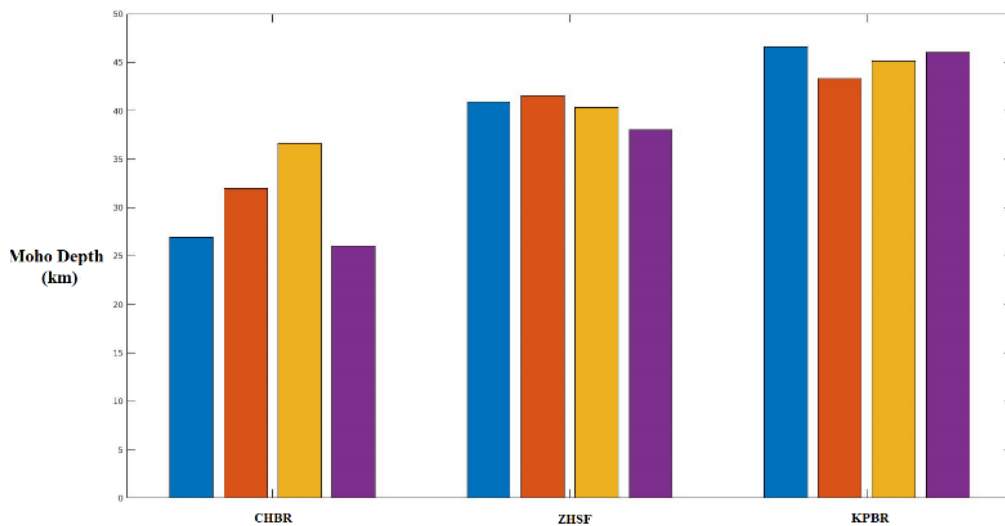
ساحلی کم عمق تر و در کوه های آتشفشانی بزمان و تفتان عمیق تر است. با توجه به این که از داده های عمق موهو ایستگاه های لرزه نگاشت باند پهن در مدل پوسته یک استفاده نشده، بین این مدل ها همبستگی وجود ندارد.

لرزه نگاشت پهن به ترتیب ۱/۲۷ و ۳/۰۴ کیلومتر برای مدل های HRCM است. نتایج به دست آمده اختلاف قابل قبول عمق موهو به دست آمده با عمق موهو مطالعه راستگو و همکاران (۱۳۹۵) را نشان می دهد. همچنین نتایج نشان می دهد که موهو در جنوب مکران و در حاشیه





(ت)

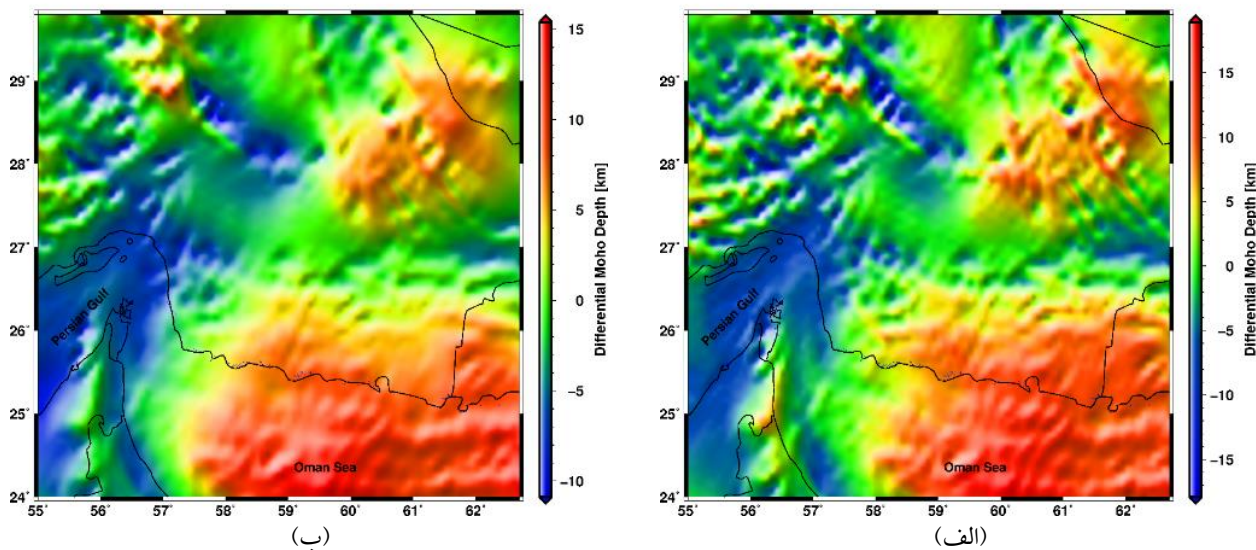


(س)

شکل ۷. عمق موهو HRCM به رنگ‌های قرمز و آبی به ترتیب: الف) BC، ب) SC با قدرت تفکیک 5'x5' درجه، مثلث‌های بنفش ایستگاه‌های لرزه‌نگاشت باند پهن مکران، پروفیل مقایسه نقاط روش پ) BC، ت) SC با عمق موهو به دست آمده توسط راستگو و همکاران (۱۳۹۵)، (ستاره سبز)، مدل اسویلاس (اسویلاس و همکاران، ۲۰۱۹)، (دایره نارنجی) تفکیک ۱°x۱° درجه، در مکران و ت) نمودار میله‌ای عمق موهو، به روش BC آبی، SC.

عبداللهی و همکاران (۲۰۱۸) محاسبه شده در شکل‌های ۸-الف و ۸-ب ارائه شده است. RMS تفاوت بین مدل‌های عمق موهو BC و SC و مدل موهو مکران به ترتیب ۴/۸۵ و ۴/۴۸ کیلومتر است (جدول ۱).

همچنین، مدل‌های HRCM با مدل عمق موهو در جنوب شرقی ایران و جنوب غربی پاکستان یعنی منطقه فرورائش مکران ارائه شده توسط عبداللهی و همکاران (۲۰۱۸) مقایسه شد. تفاوت نتایج مدل‌های BC و SC با مدل



شکل ۸. تفاوت بین عمق موهو به دست آمده از روش: الف) BC، ب) SC در مکران غربی و مدل عمق موهو ارائه شده توسط عبداللهی و همکاران (۲۰۱۸) واحد: کیلومتر (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

۵. نتیجه گیری

از آب، یخ، رسوبات بالایی، رسوبات میانی، رسوبات پایینی، پوسته بالایی، پوسته میانی، پوسته زیرین با قدرت تفکیک $1^\circ \times 1^\circ$ درجه است (لاسکه و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین از مدل‌های ژئوپتانسیل جهانی سال ۲۰۰۸ (پایس و همکاران، ۲۰۱۲) و زمین ۲۰۱۴ (هیرت و رکسر، ۲۰۱۵) و مدل سه بعدی چگالی آب دریا در این مطالعه استفاده شده است (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳).

با ترکیب طیفی داده‌های لرزه‌ای و گرانشی، دو مدل عمق موهو با قدرت تفکیک بالا به نام‌های BC (Butterworth) و SC (Spectral Combination)، معرفی شد. مدل‌های پوسته لرزه‌ای موجود با قدرت تفکیک $1^\circ \times 1^\circ$ درجه با شبکه‌ای با ابعاد حدود 110×110 کیلومتر، به مدل‌هایی از عمق موهو با قدرت تفکیک $5' \times 5'$ درجه مربوط به شبکه‌ای با ابعاد حدود 9×9 کیلومتر در مکران غربی و اطراف آن بهبود داده شد. محدوده مورد مطالعه در طول ژئودتیک $64-55$ درجه شرقی و عرض ژئودتیک $32-24$ درجه شمالی واقع شده و وسعت آن حدود 880×990 کیلومتر می‌باشد. داده‌های جهانی پوسته یک و مدل ویننگ ماینز موریتس، به ترتیب به عنوان داده‌های لرزه‌ای و گرانشی، به روشی مناسب و با دو رویکرد فیلتر و ترکیب طیفی و استفاده از سرشکنی کمترین مربعات

در بسیاری از مطالعات زمین‌شناسی، ژئوفیزیک و ژئودزی به دلیل کمک به درک بهتر زمین‌ساخت و برخی فرایندهای زمین‌شناسی، به یک مدل موهو با دقت و قدرت تفکیک بالا مورد نیاز است (اسحاق و همکاران، ۲۰۱۵)، از طرفی دقت و قدرت تفکیک مدل‌های موجود عمق موهو فعلی در پهنه فرورانش مکران رضایت‌بخش نیست. علاوه بر این، یک مدل موهو با قدرت تفکیک بالا می‌تواند اطلاعات دقیق‌تری در مورد ناهمگونی‌های گویته بالایی ارائه دهد (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳؛ لی و همکاران، ۲۰۱۸؛ بهر و همکاران، ۲۰۲۲؛ سینگ و یاداو، ۲۰۲۳؛ هیلمن و بکر، ۲۰۲۲؛ هاشیما و همکاران، ۲۰۱۶). مدل‌های پوسته دو (باسین، ۲۰۰۰) و پوسته یک (لاسکه و همکاران، ۲۰۱۳)، پرکاربردترین مدل‌های عمق موهو در مدل‌سازی ژئودینامیک بوده و به طور گسترده برای مطالعات پوسته و ژئوفیزیک مورد استفاده قرار می‌گیرند. این مطالعه از ترکیب طیفی مدل موهو لرزه‌ای جهانی پوسته یک و مدل گرانشی موهو ویننگ ماینز موریتس استفاده کرده است. پوسته یک، نسخه ارتقاء یافته از مدل‌های قبلی پوسته دو و پوسته پنج-یک (CRUST5.1)، (مونی و مسترز، ۱۹۹۸) است. پوسته یک شامل لایه‌هایی

مورد استفاده قرار گرفته است.

انحراف معیار ۱۴/۴۰ و ۱۴/۲۵ کیلومتر به ترتیب برای مدل‌های BS و SC محاسبه شده است. همچنین ۶۳/۴۷، ۴۱/۰۱ و ۹/۰۹ به ترتیب مقادیر بیشینه، میانگین و کمینه برای مدل BS و ۶۳/۴۷، ۴۱/۲۹ و ۱۲/۷۳ برای مدل SC می‌باشد. دقت مدل‌های موهو به دست آمده با چهار مدل مختلف لرزه‌ای منطقه‌ای (استالک و همکاران، ۲۰۱۳؛ گراد و همکاران، ۲۰۰۹) و محلی (راستگو و همکاران، ۱۳۹۵؛ عبداللہی و همکاران، ۲۰۱۸) ارزیابی شد. RMS نتایج به دست آمده به ترتیب ۲/۹۲، ۱/۷۵، ۴/۸۵ و ۱/۲۷ کیلومتر برای مدل BC و ۲/۴۱، ۰/۴۱، ۴/۴۸ و ۳/۰۴ کیلومتر برای مدل SC است. مدل‌های BS و SC عمق موهو به دست آمده برای مکران غربی در ایران و اطراف آن به میزان قابل ملاحظه‌ای وضوح، دقت و قدرت تفکیک مدل‌های عمق موهو را در منطقه مورد مطالعه بهبود داده است.

با این حال، این مقایسه پس از نمونه‌برداری مجدد از مدل‌های توسعه داده شده SC و BC به اندازه شبکه $1^\circ \times 1^\circ$ درجه انجام شد؛ زیرا مدل‌های موهو منطقه‌ای و محلی، نسبت به مدل توسعه داده شده ما در این مطالعه قدرت تفکیک کمتری داشتند. اختلاف‌های به دست آمده را می‌توان با حوضه‌های رسوبی بزرگ (بریزی و همکاران، ۲۰۲۱) و (هیلمن و بکر، ۲۰۲۲) موجود و تغییرات میزان صلب بودن پوسته، که مواردی مدل‌سازی نشده دارد، توجیه کرد (دشتبازی و همکاران، ۲۰۲۳). همچنین قابل ذکر است که مدل جدید در فواصلی که فاقد نقاط عمق موهو به روش لرزه‌ای (به عنوان مثال مدل پوسته یک و اسویلاس و یا سایر مدل‌های محلی) است، دقت بیشتری نسبت به مدل لرزه‌ای درون‌یابی شده دارد. زیرا دقت با استفاده از مدل گرانشی بسیار بهبود یافته است. این موضوع را می‌توان در این تحقیق و مکران غربی و اطراف آن به وضوح مشاهده کرد.

تشکر و قدردانی

از آقای دکتر ظاهر حسین شمالی، آقای دکتر نوید

شادمنا من و خانم دکتر سمیه عبداللہی از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بابت در اختیار گذاشتن داده‌های مدل عمق موهو، تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین از داورهای محترم بابت نظرات دقیق و سازنده خود، که موجب بهبود محتوای علمی و نگارشی مقاله شد، کمال تشکر را دارد.

در دسترس بودن داده‌ها

مجموعه مدل‌های تولید شده در این پژوهش، در صورت درخواست با ذکر مراجع مربوطه در دسترس است.

منابع

- دشتبازی، آ.؛ وثوقی، ب. و توکلی، ف. (۱۴۰۰). برآورد تغییر شکل‌های ارتفاعی قسمت پس کمان پهنه فرورانشی مکران با تداخل‌سنجی راداری. دومین کنفرانس ملی داده کاوی در علوم زمین، <https://civilica.com/doc/1422762>
- دشتبازی، آ.؛ عمادی، ر. ا. و نانکلی، ر. (۱۳۹۸). تعیین میدان جابجایی هم‌لرزه در زلزله سال ۲۰۱۳ سراوان بر روی ایستگاه‌های دائمی GPS. مجله مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، ۱۰(۲)، ۱۳-۲۶.
- راستگو، م.؛ رحیمی، ح.؛ حمزه‌لو، ح. و غلامی، و. (۱۳۹۵). برآورد ساختار سرعت موج برشی و تغییرات عمق موهو در جنوب شرق ایران، با استفاده از وارون‌سازی همزمان پاشش امواج سطحی و تابع گیرنده موج P. مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۰(۴)، ۱۱۲-۱۲۷.
- شادمنا من، ن.؛ شمالی، ظ. ح. و میرزائی، ن. (۱۳۹۰). بررسی ساختار سه‌بُعدی سرعت برشی در گوشته بالایی و تغییرات عمق موهو در منطقه مکران. مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۷(۲)، ۱۵۳-۱۶۹.
- عبداعتدال، م.؛ شمالی، ظ. ح. و قیطانچی، م. ر. (۱۳۹۵). توموگرافی امواج لاو با استفاده از نوفه‌های لرزه‌ای محیطی در منطقه مکران. مجله علوم زمین، ۲۶(۱۰۲)، ۱۴۷-۱۵۲.

- Abdollahi, S., Ardestani, V. E., 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*, Elsevier, 747, 191–210.
- Airy, G. B. (1855). On the Computation of the Attraction of Mountain Masses. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 16, 42.
- Bagherbandi, M. (2011). An Isostatic Earth Crustal Model: and Its Applications. *Trita-SOM NV-2011:06*, KTH Royal Institute of Technology, Geoinformatik och Geodesi, Urban Planning and Environment, School of Architecture and the Built Environment (ABE), KTH.
- Bagherbandi, M. (2012). Combination of seismic and an isostatic crustal thickness models using Butterworth filter in a spectral approach. *Journal of Asian Earth Sciences*, Elsevier, 59, 240–248.
- Bagherbandi, M., & Sjöberg, L. E. (2012a). Non-isostatic effects on crustal thickness: A study using CRUST2.0 in Fennoscandia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Elsevier, 200, 37–44.
- Bagherbandi, M., & Sjöberg, L. E. (2012b). A synthetic Earth gravity model based on a topographic-isostatic model. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Springer, 56(4), 935–955.
- Bagherbandi, M., Tenzer, R., Sjöberg, L. E., & Novák, P. (2013). Improved global crustal thickness modeling based on the VMM isostatic model and non-isostatic gravity correction. *Journal of Geodynamics*, Elsevier, 66, 25–37.
- Bassin, C. (2000). The current limits of resolution for surface wave tomography in North America. *EOS Trans. AGU. 81: Fall Meet. Suppl., Abstract*.
- Becker, T. W., & Faccenna, C. (2011). Mantle conveyor beneath the Tethyan collisional belt. *Earth and Planetary Science Letters*, Elsevier, 310(3–4), 453–461.
- Behr, W. M., Holt, A. F., Becker, T. W., & Faccenna, C. (2022). The effects of plate interface rheology on subduction kinematics and dynamics. *Geophysical Journal International*, 230(2), 796–812.
- Braitenberg, C., Wienecke, S., & Wang, Y. (2006). Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, 111(B5).
- Brizzi, S., Becker, T. W., Faccenna, C., Behr, W., van Zelst, I., Dal Zilio, L., & van Dinther, Y. (2021). The role of sediment accretion and buoyancy on subduction dynamics and geometry. *Geophysical Research Letters*, 48(20), e2021GL096266.
- Byrne, D. E., Sykes, L. R., & Davis, D. M. (1992). Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B1), 449–478.
- Čadež, O., & Martinec, Z. (1991). Spherical harmonic expansion of the Earth's crustal thickness up to degree and order 30. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Springer, 35(3), 151–165.
- Claessens, S. J. (2002). A synthetic Earth model analysis, implementation, validation and application. *MSc. thesis, Delft University of Technology*.
- Dashtbazi, A., Voosoghi, B., Bagherbandi, M., & Tenzer, R. (2023). A High-Resolution Global Moho Model from Combining Gravimetric and Seismic Data by Using Spectral Combination Methods. *Remote Sensing*, 15(6), 1562. <https://doi.org/10.3390/rs15061562>.
- Eshagh, M., & Bagherbandi, M. (2014). Combined Moho Estimators. *Geodynamics Research International Bulletin*, Division of Natural Sciences, Surveying and Mechanical Engineering, Department of Engineering Science, University West, 1(3), 1–11.
- Eshagh, M., Bagherbandi, M., & Sjöberg, L. (2011). A combined global Moho model based on seismic and gravimetric data. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, Akadémiai Kiadó, 46(1), 25–38.
- Eshagh, M. (2015). On the relation between Moho and sub-crustal stress induced by mantle convection. *Journal of Geophysics and Engineering*, 12(1), 1–11.
- Eshagh, M., Fatolazadeh, F., & Tenzer, R. (2020). Lithospheric stress, strain and displacement changes from GRACE-FO time-variable gravity: case study for Sar-e-Pol Zahab Earthquake 2018. *Geophysical Journal International*, 223(1), 379–397.
- Farhoudi, G., & Karig, D. E. (1977). Makran of Iran and Pakistan as an active arc system. *Geology*, 5(11), 664–668.
- Gido, N. A. A., Bagherbandi, M., & Sjöberg, L. E. (2019). A gravimetric method to determine horizontal stress field due to flow in the mantle in Fennoscandia. *Geosciences Journal*, Springer, 23(3), 377–389.
- Grad, M., Tiira, T., & Group, E. S. C. W. (2009). The Moho depth map of the European Plate. *Geophysical journal international*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, 176(1), 279–292.
- Haagmans, R. (2000). A synthetic Earth for use in geodesy. *Journal of Geodesy*, Springer, 74(7–8), 503–511.
- Hashima, A., Becker, T. W., Freed, A. M., Sato, H., & Okaya, D. A. (2016). Coseismic deformation due to the 2011 Tohoku-oki earthquake: influence of 3-D elastic structure around Japan. *Earth, Planets and Space*, 68(1), 1–15.
- Heiskanen, W. A., & Moritz, H. (1967). Physical Geodesy. WH Freeman and Company. *San*

- Francisco, CA.
- Hirt, C., & Rexer, M. (2015). Earth2014: 1 arc-min shape, topography, bedrock and ice-sheet models—available as gridded data and degree-10,800 spherical harmonics. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Elsevier, 39, 103–112.
- Heilman, E., & Becker, T. W. (2022). Plume-Slab Interactions Can Shut Off Subduction. *Geophysical Research Letters*, 49(13), e2022GL099286.
- Holt, A. F., Royden, L. H., & Becker, T. W. (2017). The dynamics of double slab subduction. *Geophysical Journal International*, 209(1), 250–265.
- Laske, G. (2002). Crustal model at $2^\circ \times 2^\circ$, available at <http://mahi.ucsd.edu/Gabi/rem.dir/crust/crust2.html>.
- Laske, G., Masters, G., Ma, Z., & Pasyanos, M. (2013). Update on CRUST1.0—A 1-degree global model of Earth's crust. *EGU General Assembly 2013*, 2658.
- Li, S., Wang, K., Wang, Y., Jiang, Y., & Dosso, S. E. (2018). Geodetically inferred locking state of the Cascadia megathrust based on a viscoelastic Earth model. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(9), 8056–8072.
- Martinec, Z. (1994). The minimum depth of compensation of topographic masses. *Geophysical Journal International*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, 117(2), 545–554.
- Meinesz, F. A. V. (1931). Une nouvelle methode pour la reduction isostatique regionale de l'intensite de la pesanteur. *Bulletin geodesique*, Springer, 29(1), 33–51.
- Mooney, L., & Masters, C. (1998). 5.1: a global crustal model at 5x5 degrees. *Journal of Geophysical Research*, 103, 727–747.
- Moritz, H. (1990). The figure of the Earth: theoretical geodesy and the Earth's interior. *Karlsruhe: Wichmann*.
- Oppenheim, A. V., Willsky, A., & Young, I. (1983). I, 1983, Signals and Systems. Englewood Cliffs: Prentice-Hall.
- Pasyanos, M. E., Walter, W. R., Flanagan, M. P., Goldstein, P., & Bhattacharyya, J. (2004). Building and testing an a priori geophysical model for western Eurasia and North Africa. *Pure and Applied Geophysics*, Springer, 161(2), 235–281.
- Penney, C., Tavakoli, F., Saadat, A., Nankali, H. R., Sedighi, M., Khorrami, F., ... & Priestley, K. (2017). Megathrust and accretionary wedge properties and behaviour in the Makran subduction zone. *Geophysical Journal International*, 209(3), 1800–1830.
- Pavlis, N. K., Holmes, S. A., Kenyon, S. C., & Factor, J. K. (2012). The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of geophysical research: solid earth*, Wiley Online Library, 117(B4).
- Pratt, J. H. (1855). I. On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb-line in India. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, The Royal Society London, (145), 53–100.
- Reguzzoni, M., Sampietro, D., & Sansò, F. (2013). Global Moho from the combination of the CRUST2.0 model and GOCE data. *Geophysical Journal International*, Oxford University Press, 195(1), 222–237.
- Richards, M. A., & Hager, B. H. (1984). Geoid anomalies in a dynamic Earth. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, Wiley Online Library, 89(B7), 5987–6002.
- Singh, S., & Yadav, R. (2023). Numerical modelling of stresses and deformation in Zagros-Iranian plateau region. *EGUsphere*, 2023, 1
- Sjöberg, L. E. (2009). Solving Vening Meinesz-Moritz inverse problem in isostasy. *Geophysical Journal International*, Blackwell Publishing Ltd Oxford, UK, 179(3), 1527–1536.
- Sjöberg, L. E. (2011). Geoid determination by spectral combination of an Earth gravitational model with airborne and terrestrial gravimetry—a theoretical study. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Springer, 55(4), 579–588.
- Sjöberg, L. E., & Bagherbandi, M. (2011). A method of estimating the Moho density contrast with a tentative application of EGM08 and CRUST2.0. *Acta Geophysica*, Springer, 59(3), 502–525.
- Sjöberg, L. E., & Bagherbandi, M. (2015). *Encyclopedia of Geodesy: Isostasy–Geodesy*. Springer.
- Sjöberg, L. E., & Bagherbandi, M. (2017). *Gravity inversion and integration*. Springer.
- Stolk, W., Kaban, M., Beekman, F., Tesauro, M., Mooney, W. D., & Cloetingh, S. (2013). High resolution regional crustal models from irregularly distributed data: Application to Asia and adjacent areas. *Tectonophysics*, Elsevier, 602, 55–68.
- Szwilius, W., Afonso, J. C., Ebbing, J., & Mooney, W. D. (2019). Global crustal thickness and velocity structure from geostatistical analysis of seismic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(2), 1626–1652.
- Taghizadeh-Farahmand, F., Afsari, N., & Sodoudi, F. (2015). Crustal thickness of Iran inferred from converted waves. *Pure and Applied Geophysics*, 172(2), 309–331.
- Tenzer, R., & Bagherbandi, M. (2012). Reformulation of the Vening-Meinesz Moritz inverse problem of isostasy for isostatic gravity disturbances. *International Journal of Geosciences*, 3(5A), 918–929.
- Tenzer, R., & Chen, W. (2014a). Regional gravity inversion of crustal thickness beneath the Tibetan plateau. *Earth Science Informatics*, Springer,

- 7(4), 265–276.
- Tenzer, R., & Chen, W. (2014b). Expressions for the global gravimetric Moho modeling in spectral domain. *Pure and Applied Geophysics*, Springer, 171(8), 1877–1896.
- Stolk, W., Kaban, M., Beekman, F., Tesauro, M., Mooney, W. D., & Cloetingh, S. (2013). High resolution regional crustal models from irregularly distributed data: Application to Asia and adjacent areas. *Tectonophysics*, Elsevier, 602, 55-68.
- Wan, J., Xu, C., Luo, Z., Wu, Y., Zhou, B., & Yan, J. (2019). An Approach to Moho Topography Recovery Using the On-Orbit GOCE Gravity Gradients and Its Applications in Tibet. *Remote Sensing*, Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 11(13), 1567.
- Ye, Z., Tenzer, R., Sneeuw, N., Liu, L., & Wild-Pfeiffer, F. (2016). Generalized model for a Moho inversion from gravity and vertical gravity-gradient data. *Geophysical Journal International*, Oxford University Press, 207(1), 111–128.