

تفسیر ساختار سنگ کره و پوسته در منطقه زاگرس با استفاده از مدل‌سازی داده‌های ارتفاعی، ژئوئید و میدان پتانسیل (گرانی و مغناطیسی)

نعیم موسوی^{۱*}، یورک ایننگ^۲ و وحید ابراهیم‌زاده اردستانی^۲

^۱دانشجوی دکترا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه کیل، کیل، آلمان

آستاذ، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه کیل، کیل، آلمان

آستاذ، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۷/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۷/۱۸

چکیده

در این مطالعه از دو روش متفاوت مدل‌سازی پیشرو (مستقیم) به منظور مطالعه ساختار چگالی و پذیرفتاری مغناطیسی پوسته و گوشته بالایی استفاده شده است. محدوده مورد مطالعه یک نیم‌کره دوطرفه واقع در محدوده زمین‌ساختی فرورانشی زاگرس است که در اثر برخورد صفحات اوراسیا و عربستان به وجود آمده است. مدل‌سازی داده گرانی با تمرکز بر مطالعه ساختار سنگ کره در یک چارچوب ترمودینامیکی انجام می‌شود که در آن کنترل ترکیب‌های شیمیایی گوشته بالایی اهمیت به سزایی دارد و امکان مطالعات ژرف روی ژرفای موهو و مرز میان سنگ کره و نرم کره را به وجود می‌آورد. بررسی ستبرای پوسته نشان می‌دهد که نازک‌ترین بخش پوسته در زیر صفحه عربستان و ایران مرکزی (۴۲-۴۳ کیلومتر) و ستبرترین بخش آن در زیر محدوده سندج- سیرجان (۵۵-۶۳ کیلومتر) جای گرفته است. همچنین مطالعه ستبرای سنگ کره در نیم‌کره مورد نظر بیانگر آن است که سنگ کره عربستان دارای ستبرای تقریبی ۲۲۰ کیلومتر است که با حرکت به سوی شمال خاور ایران ستبرای آن در ایران مرکزی به ۹۰ کیلومتر می‌رسد. اعداد به دست آمده برای ژرفای مرز سنگ کره و نرم کره نشان از آن دارد که نازک‌شدگی سنگ کره در منطقه گسترده‌ای رخ می‌دهد که از کمربند چین خورده زاگرس آغاز شده و تا محدوده سندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر ادامه می‌یابد. بر پایه پیشنهادها موجود در مورد تعیین تقریبی سن زمین‌شناسی منطقه، در این مطالعه از ترکیبات شیمیایی مربوط به میانگین سنی پروتوزویک برای مدل‌سازی گوشته بالایی ایران و عربستان استفاده شد. پس از مطالعه سنگ کره، با مدل‌سازی همزمان داده گرانی و مغناطیسی، امکان بررسی چگونگی توزیع مقادیر چگالی و پذیرفتاری مغناطیسی در مقیاس پوسته فراهم می‌شود. در این مرحله افزون بر تعیین لایه‌های همجنس از دید گرانی و مغناطیسی در پوسته، ژرفای لایه‌های مختلف تشکیل‌دهنده پوسته شامل رسوبات و پوسته بالایی، میانی و پایینی تا مرز موهو برآورد می‌شود. به عنوان یک نکته مهم، وجود گسل اصلی زاگرس در مدل پوسته سبب برآزش بهتر داده گرانی می‌شود که نشان‌دهنده اهمیت لحاظ کردن این ساختار شناخته شده در تفسیر ژئوفیزیکی است.

کلیدواژه‌ها: سنگ کره، پوسته، داده‌های میدان پتانسیل، مدل‌سازی.

*نویسنده مسئول: نعیم موسوی

E-mail: mousavi_naem@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

در جنوب باختری ایران را با استفاده از تصویرسازی توده‌ای زمان سیر دورلرز (travel-time teleseismic tomography) بررسی کردند. نتایج مطالعه آنها نشان می‌دهد که سنگ کره قاره‌ای در صفحه عربستان دارای ستبرای بیشتر (بیش از ۲۰۰ کیلومتر) و در ایران مرکزی بسیار نازک است. این پژوهشگران همچنین به حضور یک لبه فرو رونده اقیانوسی سرد در سوی شمال خاور اشاره می‌کنند که می‌تواند به شکل جایگزین یک گوشته جدا شده از لبه اصلی باشد که می‌تواند نشان‌دهنده لایه‌لایه شدن پوسته در زیر گسل اصلی زاگرس باشد.

موضوع نازک‌شدگی گوشته در زیر فلات ایران طی دهه‌های ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰ نیز مطرح بوده است که توسط مطالعات توزیع زمین‌لرزه‌ها و سازوکار کانونی آنها (Bird, 1978) و مطالعات گرانی و سازوکار خمشی (Snyder and Barazangi, 1986) ارائه شد. در برخی مدل‌سازی‌های دو بعدی ترکیبی (Molinari et al., 2005; Motavalli-Anbaran et al., 2011) که از داده‌های گرانی و به‌طور همزمان از معادلات گرمایی بهره می‌برند، نازک شدن گوشته از صفحه عربستان به ایران مرکزی در طول چند مقطع تأیید شده است. (Jiménez-Munt et al., 2012) ساختار سنگ کره ایران را با هدف جداسازی بی‌هنجاری‌های گرانی منطقه‌ای و باقیمانده مطالعه کردند. این نویسندگان رویکردی یک‌بعدی در پیش گرفتند که داده‌های ارتفاعی و ارتفاع ژئوئید و گرانی را مورد مطالعه قرار دادند و فرض آنها بر این بود که پوسته به عنوان یک لایه همگن با چگالی متوسط ثابت در نظر گرفته شود و چگالی گوشته وابسته به دما باشد. از لحاظ نتایج حاصل در مورد ستبرای سنگ کره، این نویسندگان دریافتند که ستبرای سنگ کره در حوضه پیشخوان مزوپوتامین (Mesopotamian foreland) و خلیج فارس بسیار بیشتر از زاگرس مرتفع و ایران مرکزی است.

رشته کوه زاگرس نتیجه همگرایی طولانی‌مدت میان صفحه عربستان و قطعات زمین‌ساختی حاشیه جنوبی صفحه اوراسیا مشتق شده از صفحه گندوانا (Gondwana)، هستند. منطقه مورد مطالعه، موضوع بررسی‌های ژئوفیزیکی و مطالعات زمین‌ساختی بسیاری بوده است که به‌طور چیره روی پوشش رسوبی و سنگ کف متمرکز بوده‌اند تا بتوانند ساختار داخلی کوه‌های زاگرس را توصیف کنند. طی یک دهه گذشته، تلاش‌های بسیاری برای توصیف و ارائه مدل پوسته و به ویژه مرز پوسته و گوشته، صورت گرفته است (Sodoudi et al., 2009; Shadmanaman et al., 2011; Jiménez-Munt et al., 2012).

مطالعه روی ساختار گوشته فرورانشی زیر زاگرس کمتر صورت گرفته است و گزارش‌های منتشر شده دارای مدل‌های منطقه‌ای پوسته و مرز سنگ کره (lithosphere) و نرم کره (asthenosphere) بر پایه روش دورلرز (Kaviani et al., 2007) و با استفاده از داده‌های میدان پتانسیل (Molinari et al., 2005; Motavalli-Anbaran et al., 2011) هستند. نتایج حاصل از مطالعات سرعتی نشان می‌دهد که گوشته در صفحه عربستان سرعت لرزه‌ای بالایی دارد و سرعت لرزه‌ای در ایران مرکزی کندتر است. تصویرسازی توده‌ای موجی شکل سطحی (surface waveform tomography) که توسط Maggi and Priestley (2005) انجام شد؛ نشان می‌دهد که سنگ کره در زیر فلات ایران و ترکیه نازک است و احتمالاً با لایه‌لایه شدن موضعی همراه است. مقطع ارائه شده توسط Alinaghi et al. (2007) بیانگر وجود گوشته با سرعت بالا در زیر ایران مرکزی است که در سوی شمال تمایل به ژرف‌تر شدن دارد و می‌تواند به عنوان باقیمانده‌ای از سنگ کره اقیانوسی فرورانده شده نوتتیس (NeoTethys) تفسیر شود. این مسئله توسط Paul et al. (2010) نیز گزارش شده است. (Shomali et al., 2011) ساختار بالای گوشته کوه‌های زاگرس

ارتفاع تقریبی ۳ کیلومتر، شامل سنگ کف و پوشش سبتر چین‌خورده شده است (Sepehr and Cosgrove, 2004; Sherkati et al., 2006; Emami et al., 2010). منطقه رورانه زاگرس، محدود به گسل زاگرس مرتفع (HZF) در سوی جنوب باختری است که یک منطقه با تغییر شکل فراوان و شامل صفحه‌های راندگی زمین‌ساختی متشکل از رسوب و سنگ‌های افیولیتی و رادیولاریتیکی (ophiolitic and radiolaritic rocks) است.

محدوده سندانج - سیرجان از نوع واحدهای زمین‌ساختی قاره‌ای در ایران است که شامل رسوبات پالئوزویک (Palaeozoic) تا کرتاسه (Cretaceous) و سنگ‌های دگرگونی است. این منطقه به سوی جنوب باختر روی گسل اصلی زاگرس رانده شده است. در تریاری (Tertiary) کمان ماگمایی ارومیه - دختر روی پوسته ایران در پاسخ به فرورانش صفحه اقیانوسی نوتیس تشکیل شده است و در سوی شمال خاور روی حوضه مرکزی ایران رانده شده است. حوضه ایران مرکزی (خاور ایران) از یک سری رسوبات نئوژن با سبترای ۶ تا ۸ کیلومتر تشکیل شده است روی سنگ‌های ائوسن (Eocene) آتشفشانی و کرتاسه و ژوراسیک (Jurassic) قرار دارد (Morley et al., 2009).

۳- روش مطالعه

۳-۱. روش مدل‌سازی تلفیقی در چارچوب دما و ترکیب‌های شیمیایی سنگ‌کره (روش اول)

این روش بر پایه ترکیب داده‌های ژئوفیزیکی (ژئوئید و داده بی‌هنجاری گرانی بوگه)، داده ارتفاعی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ترکیب‌های شیمیایی گوشته است، که به منظور مطالعه پوسته و گوشته بالایی صورت می‌گیرد. مدل اولیه از چندضلعی‌های هرمی شکل تشکیل شده است که یک شبکه ۳ بعدی از این چندضلعی‌ها می‌تواند یک لایه را درست کند و نماینده لایه‌های مختلف پوسته و گوشته باشد. هر جزء از مدل توسط مجموعه‌ای از متغیرهای ترموفیزیکی (thermophysical) از جمله رسانایی گرمایی و تولید گرما در واحد حجم و چگالی مشخص می‌شود. متغیر رسانندگی دمایی به صورت خطی و یا غیر خطی با ژرفا کاهش می‌یابد. چگالی در پوسته و گوشته وابسته به فشار و دماست. محاسبات دما و فشار با استفاده از به کمینه رساندن انرژی آزاد گیبس (Gibbs free-energy) انجام می‌شوند (جزئیات این شرایط در Connolly, 2005). چگالی گوشته از رابطه $\rho_m = \rho_a [1 - \alpha(T(z) - T_a)]$ (Fullea et al., 2007) به دست می‌آید، که در آن چگالی نرم کره، α ضریب انبساط گرمایی و T_a دمای کف سنگ‌کره است. برای تعیین مقادیر پتروفیزیکی هر لایه و همچنین طراحی هندسه لایه‌ها، باید از اطلاعات زمین‌شناسی موجود استفاده کرد (Afonso et al., 2008; Tunini et al., 2015).

معادله انتقال گرمای رسانشی با استفاده از روش عنصر محدود در حالت پایدار حل می‌شود که از شرایط مرزی خاصی پیروی می‌کند (در بخش نتایج به تفصیل و با ارائه مقادیر مطرح می‌شوند). در این مدل‌سازی، تعیین ویژگی‌های شیمیایی و درصد مواد معدنی موجود در گوشته مورد نیاز است. فازهای مواد معدنی پایدار و مجموعه‌های ترکیب‌های شیمیایی سنگ‌کره در سامانه NCFMAS (این عبارت معرف حروف آغازین مواد موجود در گوشته است که عبارتند از: $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$) تعریف می‌شود و به علت ماهیت همرفتی دما در نرم کره، در این مطالعه ترکیب‌های شیمیایی و معدنی همگن در نظر گرفته می‌شود. در پایان اثر گرانی (بی‌هنجاری بوگه) و ارتفاع ژئوئید با استفاده از الگوریتم‌های اعمال شده، و ارتفاع مطلق برای هر ستون با فرض ایزوستازی محلی (Zeyen et al., 2005) به دست می‌آیند. مدل پایانی شامل مدل توزیع چگالی، دما و المان‌های سرعت لرزه‌ای است. در این روش مانند دیگر روش‌های محاسبه مستقیم داده‌ها، مقایسه خروجی‌های مدل (داده ارتفاعی، ارتفاع ژئوئید، بی‌هنجاری بوگه) با داده‌های مشاهده‌ای انجام می‌گیرد و اصلاح متغیرهای مدل و هندسه آن (پوسته و سنگ‌کره) تا زمانی که بهترین تطابق داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای رخ بدهد؛ انجام می‌گیرد.

یکی از مسائل قابل توجه این است که، همه مدل‌های سنگ‌کره در منطقه که پیش‌تر به آنها اشاره شد (Jiménez-Muntetal., 2012) بر پایه یک رویکرد حرارتی «خالص» پایه‌گذاری شده‌اند. این مهم این روش عبارتند از: الف) ترکیب‌های شیمیایی (mantle composition) که روی چگالی تأثیر دارد در نظر گرفته نمی‌شود؛ ب) چگالی نرم کره در همه جا ثابت است. (Tunini et al. 2015) یک رویکرد سنگ‌شناسی - ژئوفیزیکی (petrological-geophysical) خودسازگار ارائه شده توسط Afonso et al. (2008) را در پیش گرفتند؛ که از داده‌های پتانسیلی (گرانی و ژئوئید)، ایزوستازی (ارتفاع)، معادلات گرمایی (شار گرما و توزیع دما) و ترکیب‌های شیمیایی گوشته استفاده می‌کند. از این رو چگالی گوشته به دست آمده، به رسانندگی دمایی، دما، فشار و ترکیب‌های شیمیایی گوشته از طریق معادلات حالت (equations of state) بستگی پیدا می‌کند. این روش به ارائه مدل تا حد ممکن مقید شده و بسیار نزدیک به واقعیت زمین‌شناسی منطقه می‌شود که دارای توانایی بالا در مدل‌سازی ژرفای بالای پوسته و سنگ‌کره است. بررسی موجود در مقاله حاضر نشان می‌دهد که استفاده همزمان از داده‌های مغناطیسی و گرانی به دلیل حساسیت داده مغناطیسی در ژرفای کمتر، به ارائه مدل قابل اعتماد و تا حد ممکن یکتا از لایه‌های کم‌ژرفای پوسته می‌انجامد. بررسی‌های نویسندگان این مقاله نشان می‌دهد که در روش Afonso et al. (2008) هندسه و متغیرهای پتروفیزیکی لایه‌های کم‌ژرفای پوسته در مقایسه با مدل‌سازی ترکیبی داده‌های گرانی و مغناطیس یکتا نیستند که این امر ناشی از ویژگی‌های داده‌های استفاده شده در دو روش مورد بحث است.

در این مقاله از مدل‌سازی همزمان داده‌های گرانی و مغناطیس برای به دست آوردن ساختار پوسته در محدوده مورد نظر (از خلیج فارس تا مرکز ایران که از کوه‌های زاگرس عبور می‌کند) استفاده می‌شود. ارتباط دما و ترکیب‌های شیمیایی با چگالی در گوشته بالایی در نظر گرفته شده است و با این رویکرد گوشته سبتر در منطقه برخورد قاره‌ای عربستان - اوراسیا و سنگ‌کره نازک زاگرس و ایران مرکزی مورد مطالعه قرار می‌گیرد. ساختار پوسته و گوشته بالایی تا ژرفای ۴۰۰ کیلومتر در امتداد مقطع مورد مطالعه (حوضه پیشخوان خلیج فارس تا ایران مرکزی، شکل ۱) مشخص می‌شود. این انتخاب بر پایه در دسترس بودن داده‌ها و نتایج مطالعات پیشین انجام شده است که به منظور مقایسه مورد استفاده قرار خواهند گرفت. در این مطالعه نشان داده می‌شود که ساختار سنگ‌کره می‌تواند در یک چارچوب گرمایی که شامل مفروضات شیمیایی گوشته است، توصیف بهتری از وضعیت سنگ‌کره ارائه دهد. برای تعیین ساختار پوسته از تجزیه و تحلیل داده مغناطیسی استفاده می‌شود.

۳-۲ - زمین‌شناسی منطقه ایران

فرایند کوهزایی رشته‌کوه زاگرس حاصل از فرورانش صفحه اقیانوسی قدیمی نوتیس در سوی شمال خاور است که در دوران کرتاسه پسین (Late Cretaceous) تا نئوژن (Neogene) با برخورد قاره‌ای صفحه عربستان و اوراسیا به اوج خود رسیده است (Agard et al., 2011; Vergés et al., 2011; Mouthereau et al., 2012; McQuarrie and Van Hinsbergen, 2013). کمربند کوهزایی زاگرس با گسترش طولی بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر در سوی شمال باختر - جنوب خاور از ترکیه تا تنگه هرمز در جنوب ایران ادامه می‌یابد که در جنوب به منطقه مکران (شکل ۱) متصل می‌شود.

سامانه کوهزایی زاگرس که از ۵ حوزه ساختاری تشکیل شده است، توسط چند گسل راندگی (thrust) - به عنوان نوعی از گسل که اثر سطحی ندارد و زاویه صفحه گسل با افق بسیار کم است - از هم جدا شده‌اند (شکل ۱). حوضه پیشخوان مزوپوتامین (بین‌النهرین) در امتداد دشت دجله و فرات قرار دارد و در ادامه به خلیج فارس می‌رسد. این حوضه با خمیدگی صفحه عربستان در برابر کمربند چین‌خورده زاگرس به وجود آمده است و از حوضه پیشخوان، توسط گسل جبهه اصلی زاگرس (MFF) جدا می‌شود. چنین سازوکاری سبب ایجاد یک ساختار مرتفع با

۵- نتایج

۵-۱. مطالعه بزرگ مقیاس سنگ کره با مدل سازی تلفیقی ژئوفیزیکی - پتروفیزیکی (روش اول)

– **ساختار پوسته و سنگ کره:** برای مدل سازی مستقیم در چارچوب ترمودینامیکی مدل اولیه شامل هندسه پوسته و گوشته تا ژرفای ۴۰۰ کیلومتر و متغیرهای فیزیکی آنها از جمله توزیع چگالی و دمایی مورد نیاز است. در این مطالعه، هندسه پوسته، مختصات مرز پوسته و گوشته و همچنین متغیرهای فیزیکی به گونه ای طراحی شدند که بهترین برازش در مورد همه مشاهدات (گرانی، ژئوئید و ارتفاع) به دست آید. بهترین مدل سنگ کره که شامل لایه پوسته و دیگر لایه های موجود در آن است، برای نیمرخ مورد نظر در شکل ۳-الف نشان داده شده است. در پوشش رسوبی، رسوبات مزوزوییک و پالئوزوییک مشخص شده است. در امتداد نیمرخ مورد نظر، هر یک از این لایه های رسوبی در صفحه عربستان و حوضه پیشخوان خلیج فارس تقریباً دارای ۱۰ کیلومتر ستبراست و ستبرای نسبی آنها در سوی شمال خاور تغییراتی دارد. این تغییرات به صورت نازک شدگی است و دلیل آن وجود سنگ های آتشفشانی در محدوده زاگرس است. همان گونه که توضیح داده خواهد شد در مدل حاضر، سنگ های آتشفشانی در گروه مواد پوسته بالایی قرار دارند. تصویر کاملی از لایه های مدل شامل پوسته میانی و پایینی و پوسته چگال در شکل ۳-الف ارائه شده است. ژرفای پوسته میانی میان ۳۵ تا ۴۰ کیلومتر در نظر گرفته شده است. ستبرای لایه پوسته پایینی (ژرفای موهو) به شکلی در نظر گرفته شد که دارای مقادیری میان ۴۲ تا ۶۳ کیلومتر باشد.

ژرفای پوسته پایینی در بخش سنندج - سیرجان SSZ به ۶۳ کیلومتر می رسد. به منظور ایجاد همخوانی در مشاهدات گرانی، ژئوئید و داده های ارتفاعی و همچنین رسیدن به برازش بهینه داده های مشاهده ای و محاسبه ای، در پوسته پایینی و در ژرفای بیشتر از ۵۰ کیلومتر، لایه ای با چگالی ۳۱۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب تعبیه شده است. از آنجا که قرار دادن این لایه در سراسر نیمرخ بدون توجیه زمین شناسی لازم است، استفاده از این چگالی تنها در بخش کوچکی از نیمرخ و در زیر بخش سنندج - سیرجان انجام شده است. نبود همخوانی دقیق تغییرات هندسه موهو و بی هنجاری بوگه که می تواند دلایل بسیاری داشته باشد؛ یکی از دلایلی است که پیشنهاد این روش (Tunini et al., 2015) را ضروری ساخته است. در واقع این ریشه تطابق کامل با کمینه موجود در داده گرانی ندارد و با افزایش چگالی آن نسبت به دیگر نقاط پوسته پایینی، اثر بی هنجاری منفی موجود داده گرانی حذف نمی شود. اما بر خلاف مطالعه انجام شده توسط (Tunini et al., 2015)، چگالی این بخش از پوسته بسیار کمتر از مقدار پیشنهادی آنان (۳۵۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب) در نظر گرفته شده است و تباین چگالی به دست آمده برای برازش داده ها کافی به نظر می رسد. با استفاده از این راهکار، این بخش از پوسته همچنان از سازوکار انتقال دمایی پوسته برخوردار خواهد بود؛ اما تباین چگالی پایین این لایه با گوشته، از ایجاد یک ریشه بسیار ژرف در زیر زاگرس جلوگیری می کند. در ادامه و در بخش توضیحات چگالی، دوباره به این نکته پرداخته می شود.

ویژگی های ترکیب سنگی و متغیرهای فیزیکی مدل به صورت کامل در جدول ۱ نشان داده شده است. برای چگالی پوسته مقادیر مختلفی میان ۲۶۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب در سطح تا ۳۱۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب در ژرفای موهو در نظر گرفته می شود. برای افزایش تدریجی چگالی با افزایش ژرفا، از لایه های مختلفی استفاده می شود که مقادیر چگالی آنها با افزایش ژرفا افزایش می یابد. چگالی آب دریا ۱۰۳۱ کیلوگرم بر متر مکعب فرض می شود. در این مطالعه هدف آن است که میانگین چگالی پوسته ۲۸۷۵ کیلوگرم بر متر مکعب باشد؛ از این رو چگالی پایین ترین لایه پوسته ۳۱۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب انتخاب شد. اگر چه گسترش محدوده دارای این چگالی بسیار کوچک است؛ اما در میانگین گیری وارد می شود و در رسیدن به مقدار میانگین مورد نظر نقش دارد.

در مورد متغیرهای شیمیایی نیز می توان با مقایسه خطای نسبی خروجی های مدل های مختلف (ارتفاع، ارتفاع ژئوئید، بی هنجاری بوگه) که بر پایه ترکیب های شیمیایی مختلف به دست آمده اند، مناسب ترین ترکیب شیمیایی میانگین را برای گوشته انتخاب کرد.

۳-۲. روش مدل سازی ترکیبی داده های گرانی و مغناطیس (روش دوم)

در این روش، تفسیر داده های میدان پتانسیل (گرانی و مغناطیس) با استفاده از مدل سازی مستقیم (forward) صورت می گیرد. برای محاسبه داده های گرانی و مغناطیس از روش (Talwani et al., 1959) و (Talwani and Heirtzler, 1964) و الگوریتم ارائه شده توسط (Won and Bevis, 1987) استفاده شد. این الگوریتم در قالب یک نرم افزار تجاری دوبعدی به نام GMSYS ارائه شده است. لایه ها تا بینهایت (۳۰۰۰۰ کیلومتر) ادامه پیدا می کنند تا از اثرات نامطلوب لبه مدل جلوگیری شود. اثرات بلوک ها عمود بر مقطع در نظر گرفته می شود و انحنای زمین در نظر گرفته نمی شود. نقاطی که محاسبه در آنها انجام می شود باید خارج از مدل در نظر گرفته شوند یا در محدوده ای از مدل باشند که اطلاعات مربوط به آن نقطه، مانند یک نقطه خالی، صفر باشد. تعیین ساختار کلی پوسته توسط مدل سازی چگالی به دست می آید. سپس مدل سازی مغناطیسی کمک می کند تا به کمک تباین متغیرهای مغناطیسی به تفکیک لایه های پوسته بیشتر پرداخته شود.

مغناطیدگی در سنگ هایی در طیف آرکئن (archean) تا فانروزوییک (phanerozoic) وجود دارد و مرتبط با فراوانی مواد معدنی مغناطیسی در سنگ، تاریخچه گرمایی - مکانیکی و میدان مغناطیسی است که سنگ در آن تشکیل شده است. مطالعه حاضر روی یک مقطع دوبعدی انجام می پذیرد که در آن دسترسی به داده گرانی و مغناطیس وجود دارد.

۴- داده های ورودی

برای ساختن مدل ژئوفیزیکی سنگ کره، از ۴ گروه داده ارتفاعی، ژئوئید، بوگه و داده های مغناطیس گردآوری شده از پایگاه های اینترنتی استفاده شد. ژرفای موهو از مدل پوسته Crust1.0 به دست آمده و هندسه مرز سنگ کره - نرم کره از مدل (Jiménez-Munt et al., 2012) و (Tunini et al., 2015) برگرفته شده است. از آنجا که مدل اولیه پوسته دارای ابهامات ذاتی است، با اصلاح مدل های اولیه سعی در بهبود آن می شود. با توجه به نبود اطلاعات شیمیایی معتبر در منطقه مورد مطالعه، از پیش فرض های عمومی در مورد مناطق فرورانشی مشابه با زاگرس استفاده شد.

برای داده گرانی بوگه (شکل ۲-ج) از داده WGM2012 (سایت بین المللی BGI) استفاده و داده ژئوئید ایران از مدل EGM2008 مشتق شده است. داده های ارتفاعی ۱ × ۱ دقیقه (شکل ۲-الف) از مدل جهانی ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009) به دست آمده است. حوضه های عربستان و پیشخوان خلیج فارس از دید ارتفاعی هموار هستند؛ در حالی که ارتفاع در رشته کوه زاگرس به سرعت به مقدار ۱۵۰۰ متر در کمربند چین خورده زاگرس، و به ارتفاع میانگین ۳۰۰۰ متر از سطح دریا در منطقه های زاگرس رورانده و البرز افزایش می یابد. داده شار سطحی گرما در ایران و عربستان بسیار کمیاب است (Pollack et al., 1993; Förster et al., 2007; Rolandone et al., 2013).

در مجموع ۳ سایت محاسبه زمین گرمایی در منطقه مورد مطالعه وجود دارند که بیش از صدها کیلومتر دورتر از مقطع مورد مطالعه هستند. در نتیجه از داده شار سطحی گرمایی برای مقید کردن مدل استفاده نشده است. شکل ۲-د مربوط به داده های مغناطیسی برگرفته از مدل ۲ دقیقه EMAG2 (Maus et al., 2009) است. برای اعمال قیدهای پتروفیزیکی (چگالی و پذیرفتاری مغناطیسی) از نتایج دیگر مطالعات (Jiménez-Munt et al., 2012; Tunini et al., 2015) استفاده شده است. اطلاعات خاصی در مورد پذیرفتاری و پسماند مغناطیسی در منطقه وجود نداشت؛ از این رو باید به اجبار مقادیر مناسب در روند آزمون و خطا پیدا شود.

دما در سطح صفر (این مقدار می‌تواند ۱۰ یا ۲۰ در نظر گرفته می‌شود اما با توجه به معادلات گرمایی موجود و شیب دما با ژرفا، مقدار دما در مرز سنگ‌کره-نرم کره از مقدار دلخواه فراتر می‌رود)، در مرز سنگ‌کره-نرم کره ۱۳۳۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفته می‌شود. زیر مرز سنگ‌کره-نرم کره، یک لایه گرمایی میانی با ستبرای ۴۰ کیلومتر با دمای ۱۴۰۰ درجه سانتی‌گراد در نظر گرفته می‌شود، تا از ناپیوستگی غیر واقعی میان شیب رسانایی در گوشه و تغییرات گرمایی بی‌دررو (adiabatic) در نرم کره جلوگیری شود. شیب گرمایی میان لایه میانی و کف مدل محدود به مقادیر ۰/۳۵ و ۰/۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر است. بدون این فرض، دما در ژرفای ۴۰۰ کیلومتر، به ۱۵۲۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد که در ادامه باید اصلاح شود (Afonso et al., 2008).

لایه هم‌دما در ژرفای موهو در حوضه عربستان در حدود ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد است. نازک شدن گوشه در محدوده سنندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر و ایران مرکزی لایه هم‌دما در موهو را به سوی بالا میل می‌دهد، زیرا به گوشه بالایی که داغ هست نیز بسیار نزدیک می‌شود. با بررسی لایه‌های هم‌دما در موهو مانند آنچه که در شکل ۳-ج آمده است؛ افزایش دما از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد در عربستان به ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در محدوده سنندج-سیرجان دیده می‌شود و از سوی دیگر در کمان ماگمایی ارومیه-دختر به مقدار تقریبی ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد خواهد رسید.

ترکیب‌های شیمیایی ژرف بخش گوشه به تدریج از بخش جنوب باختری نیمرخ واقع در عربستان به سوی حوضه پیشخوان خلیج فارس-بین‌النهرین به ویژه در ایران مرکزی تغییر می‌کند و بیشتر دارای Al_2O_3 و CaO می‌شود (Tunini et al., 2015). غنی بودن از مواد Al_2O_3 و CaO در ایران مرکزی با مطالعه اخیر روی نمونه‌های ژئوشیمیایی از شمال خاور ایران همخوانی دارد (Su et al., 2014). در این مطالعه فرض بر آن است که مناطق مرکزی ایران شامل پهنه ماگمایی ارومیه-دختر نیز از این رژیم شیمیایی و معدنی پیروی می‌کنند. درصد عناصر یاد شده برای اختصاص دادن یک ترکیب شیمیایی برای گوشه (آرکنن، پروتروویک و فانروزویک) متفاوت است. در این مطالعه بر پایه پیشنهاد و جمع‌بندی دیگر پژوهشگران (Tunini et al., 2015) و سایر منابع موجود در آن مقاله) که با استفاده از ترکیب‌های شیمیایی مختلف، مدل‌سازی سنگ‌کره را آزمایش کرده اند، گوشه پروتروویک برای گوشه انتخاب شده است.

گوشه غنی از MgO سبب کاهش چگالی (چگالی = ۳۲۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب جدول ۱) می‌شود. مطالعات نشان می‌دهند که پهنه رورانه زاگرس و سنندج-سیرجان، کمتر دارای MgO هستند که می‌توان دلیل آن را مربوط به ذوب کم در گوشه در طول فروانش (Ghasemi and Talbot, 2006) و منابع آن دانست. مجموعه مواد معدنی گوشه با توجه به شرایط فشار-دما متفاوت هستند اما بیشتر ترکیب‌های اصلی اکسیدی دارند (Afonso et al., 2008). بر پایه مدل حاضر و نتایج برازش داده‌ها، چگالی مناسب برای گوشه بالایی ۳۲۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب انتخاب شد که متناسب با انتخاب گوشه پروتروویک و یک حد میانی میان گوشه آرکنن و فانروزویک است؛ از دید سن‌شناسی هم این تفسیر معتبر به نظر می‌رسد.

مقایسه اطلاعات لرزه‌ای: در شکل ۴ سرعت لرزه‌ای امواج P و S نشان داده شده است. تغییرات سرعت به دما و تغییرات ستبرای پوسته ارتباط دارد. سرعت موج P با افزایش ژرفا در گوشه تا به ژرفای ۴۰۰ کیلومتر افزایش می‌یابد، در حالی که، سرعت موج S در گوشه بالایی با افزایش ژرفا کاهش می‌یابد و به نظر می‌رسد این کاهش سرعت ناشی از گرم شدن تدریجی گوشه با افزایش ژرفاست. ویژگی جالب توجه در این نمودارها تغییرات چیره در مرز سنگ‌کره-نرم کره است، که هم‌زمان با نازک شدن گوشه رخ می‌دهد. وجود یک بی‌هنجاری سرعتی در نمودار موج S در سنگ‌کره نازک، دیده می‌شود که در آن سرعت از مقدار ۴/۷۰ در موهو به ۴/۵۳ کیلومتر بر ثانیه کاهش می‌یابد. در صفحه عربی، سرعت گوشه برای امواج P به‌طور کلی، بالاتر از ۸/۱۵ تا ۸/۳۳ کیلومتر بر ثانیه است و برای امواج S این مقدار به ۴/۵۰ تا ۴/۶۸ کیلومتر بر ثانیه می‌رسد.

(Tunini et al., 2015) چگالی پایین‌ترین لایه پوسته در محدوده مورد مطالعه را ۳۵۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب پیشنهاد کردند که به نظر نگارندگان استفاده از این مقدار چگالی در پوسته نمی‌تواند منطقی باشد. از این رو به منظور دست‌یابی به چگالی میانگین ۲۸۷۵ در پوسته و کاهش اختلاف عددی زیاد چگالی پوسته و گوشه و همچنین کاهش مقادیر خطای نسبی که یکی از موارد کنترلی در مدل‌سازی هستند، از این مقدار چگالی برای بخش محدودی از پوسته پایینی استفاده شده است. بر پایه مدل به دست آمده در ایران مرکزی و بخش مرتفع زاگرس پوسته میانی به‌طور قابل توجهی ستبرتر از رسوبات است که البته وجود مواد متامورفیک و ملائز سبب این انتخاب شده است. پهنه سنندج-سیرجان (SSZ) و کمان ماگمایی ارومیه-دختر می‌تواند با مجموعه‌های گرانی و دگرگونی مشخص شود که دارای خواص مغناطیسی هستند (در شکل ۵ که مدل‌سازی ترکیبی داده گرانی و مغناطیسی را نشان می‌دهد، این مواد مجزا شده‌اند). از آنجا که چگالی این مواد (۲۷۵۰ تا ۲۸۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب) نزدیک به چگالی پوسته بالایی بود، این مواد که دارای خواص مغناطیسی هستند از پوسته میانی مجزا نشده و در این لایه ادغام شده‌اند. این ساده‌سازی منجر به مشکل جدی در بازسازی داده گرانی نمی‌انجامد. زیرا داده‌های گرانی تنها به متغیر چگالی وابسته‌اند و از سوی دیگر هدف از طراحی این مدل، تعیین مختصات مرز سنگ‌کره و نرم کره و پوسته به‌صورت بزرگ‌مقیاس است. دلیل تمرکز بر مدل‌سازی بزرگ‌مقیاس، بهره‌گیری از نقطه قوت مدل‌سازی حاضر یعنی تلفیق مدل‌سازی داده‌های گرانی، ژئوئید و ارتفاعی با ترکیب‌های شیمیایی گوشه است.

متغیرهای مؤثر دیگر در مدل‌سازی، متغیرهای ترموفیزیکی هستند. هدایت گرمایی میانگین برای پوسته ۲ و برای گوشه ۵/۳ وات بر کلین متر است. میانگین نرخ تولید گرمای پوسته در اثر پرتوژی ۰/۷ میکرووات بر متر مکعب (Vilà et al., 2010) و در گوشه تقریباً نزدیک به صفر است. متغیر نرخ تولید گرمای پوسته در نرم کره صفر است. در جدول ۲ تجزیه و تحلیل خطا برای هر سه داده دیده می‌شود. خطای نسبی نشان داده شده (که به‌صورت نرم ۲ (norm 2) داده محاسبه‌ای منهای داده مشاهده‌ای تقسیم بر داده‌های مشاهده‌ای است) میان داده‌های مشاهده شده و محاسبه‌ای بوده و در مورد ۳ نوع داده به کار رفته انجام شده است (ژئوئید، گرانی و ارتفاعی).

بررسی خطای نسبی در مورد داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای نشان می‌دهد که داده ژئوئید با کمترین میزان اختلاف بهترین برازش را دارد. البته داده ژئوئید می‌تواند در اثر تغییرات بسیار جزئی در مدل، تغییرات ناگهانی داشته باشد و از این رو نمی‌تواند معیار اصلی در کنترل مدل‌سازی باشد. بیشینه مقدار خطای نسبی ۱ واحد است که در این صورت بیان می‌کند که خروجی تنها یک خط صاف با مقدار ۰ است. از این رو هر چقدر که مقادیر خطای نسبی به صفر نزدیک باشد، گویای این واقعیت است که داده محاسبه‌ای به داده مشاهده‌ای نزدیک‌تر است.

- تعیین متغیرهای چگالی، دما و ترکیب‌های شیمیایی گوشه: مرز سنگ‌کره-نرم کره (LAB) که در حوضه پیشخوان دارای ژرفای تقریبی ۲۲۰ کیلومتر است؛ با حرکت به سوی شمال خاور و در زیر محدوده سنندج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر و به سوی ایران مرکزی به مقدار ۱۱۰ کیلومتر میرسد (شکل ۳-الف). نازک شدن گوشه در ZFTB (بلافاصله در شمال گسل اصلی جبهه زاگرس) رخ می‌دهد و با حرکت به سوی شمال خاوری این نازک‌شدگی با گسترده‌گی ۳۰۰ کیلومتر در زیر نواحی محدوده سنندج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر ادامه می‌یابد. هندسه موهو از مدل Crust1.0 استخراج شده است. در این مدل توزیع چگالی در گوشه به شرایط دما و فشار وابسته است. کمترین مقدار چگالی گوشه بالایی (۳۳۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب) در امتداد نیمرخ مورد مطالعه در زیر کمان ماگمایی ارومیه-دختر و محدوده سنندج-سیرجان پیدا شده که مرتبط با دمای زیاد این منطقه در اثر نازک‌شدگی شدید گوشه در این منطقه است. بیشترین چگالی گوشه (۳۴۳۰ کیلوگرم بر متر مکعب) در صفحه عربستان دیده می‌شود که مرتبط با ستبرای گوشه نیز هست.

داده مغناطیسی است که بیشتر به ساختار و ویژگی‌های پتروفیزیکی (پذیرفتاری مغناطیسی) پوسته وابسته است.

میانگین ژرفای پوسته بالای ۱۰ کیلومتر است. توپوگرافی منطقه در محدوده رسوبات زاگرس بالاست که در پایان ستبری ۰ تا ۵ تا ۱۰ کیلومتر را برای آنها به وجود می‌آورد. محدوده توپوگرافی با رنگ زرد در شکل ۵ نشان داده شده است؛ اما از دید جنس با رسوبات یکسان است و از ژرفای ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر پوسته میانی شروع می‌شود. اگر سنگ‌های دگرگونی (در زیر گسل اصلی زاگرس و محدوده سنندج- سیرجان) با پوسته بالایی که چگالی مشابهی دارند یکپارچه در نظر گرفته شوند؛ پوسته بالایی می‌تواند یک لایه تقریباً ۲۰ کیلومتری در نظر گرفته شود که در زیر محدوده سنندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر ستر است. این انتخاب پوسته میانی که بر پایه چگالی انجام می‌پذیرد؛ در مدل‌سازی گرانی در روش اول (در مقیاس سنگ کره) به کار رفته است. پوسته بالایی دارای خواص مغناطیسی قوی است که پذیرفتاری و پسماند مغناطیسی بالایی (جدول ۳) نسبت به رسوبات دارد. بلوک‌های دگرگونی و ملائز در زیر مناطق مرتفع زاگرس دارای بالاترین پذیرفتاری و پسماند مغناطیسی هستند.

مقایسه بی‌هنجاری‌های گرانی و مغناطیسی مشاهده‌ای نشان می‌دهد که بیشترین تغییرات دامنه داده گرانی و مغناطیس از دید مکانی تقریباً یکسان هستند. داده گرانی بدون ارتباط به توپوگرافی پی‌سنگ تغییر می‌کند (به باور نگارندگان دلیل این امر می‌تواند ناشی از وضعیت ایزواستازی در منطقه زاگرس باشد). یک بی‌هنجاری مثبت با اندازه ۵۰ میلی‌گال مربوط به منطقه دریایی و بی‌هنجاری مغناطیسی با مقدار میانگین ۲۵ نانوتسلا در گوشه سمت چپ وجود دارد. در بخش باختری یک بی‌هنجاری بوگه منفی مشخص می‌شود که با کاهش تدریجی به مقدار ۲۰۰- میلی‌گال می‌رسد و داده مغناطیس هم به مقدار ۱۰۰- نانوتسلا کاهش می‌یابد. وجود نقاط با مقدار گرانی بسیار پایین در محل کیلومتر ۶۵۰ (از سوی چپ نیمرخ) بیشتر با ارتفاعات زاگرس و گسل اصلی زاگرس در ارتباط است. داده‌های مغناطیسی نیز در همان محل که کمینه‌های گرانی دیده می‌شوند، نوسان‌های شدید دارند که می‌تواند گویای این باشد که تأثیرات ساختاری مستقل از چگالی و پذیرفتاری مغناطیسی، سبب بروز این تغییرات در داده شده‌اند.

در مدل پوسته حاضر، گسل اصلی زاگرس نشان داده شده که بیانگر فوراندگی زاگرس مرتفع در زیر محدوده کمان ماگمایی ارومیه- دختر است. این بالاآمدگی پوسته در منطقه ارومیه- دختر به برازش مناسب تر داده‌های گرانی می‌انجامد. (Paul et al., 2006) از اطلاعات چگالی Snyder and Barazangi (1986) استفاده کردند که به ترتیب چگالی رسوبات، پوسته بالایی، پوسته پایینی و گوشته را ۲۶۱۰، ۲۸۰۰، ۲۹۵۰، ۳۲۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب در نظر گرفته بودند. این ساختار توسط Motavalli-Anbaran et al. (2011) نیز استفاده شد. پیک بسیار منفی در کیلومتر ۶۵۰ از سوی چپ نیمرخ، احتمالاً در اثر همین ساختار است. هندسه موهو (مرز بین پوسته و گوشته) توسط پژوهشگران فراوانی به دست آمده است (Alinaghi et al., 2007; Sodoudi et al., 2009; Paul et al., 2010; Shadmanaman et al., 2011). در این مطالعه از مدل Crust1_۰ استفاده و در صورت نیاز اصلاحاتی روی آن انجام شده است. مدل به دست آمده برای ژرفای موهو با دیگر مدل‌های موجود نیز همخوانی دارد. در این مطالعه افزون بر حفظ ساختار کلی پوسته و در نظر گرفتن مهم‌ترین پدیده‌های زمین‌ساختی مانند گسل اصلی زاگرس، اجزای داخلی پوسته با دقت بالایی تصویر شده‌اند.

برای کنترل میزان برازش داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای از متغیر خطا استفاده شده است. خطا در اینجا میزان تفاوت بیشینه در دامنه داده مشاهده‌ای و محاسبه‌ای است. مقادیر عددی به دست آمده برای میزان اختلاف میان مشاهدات و محاسبات داده گرانی تقریباً ۱۰ میلی‌گال و برای داده مغناطیسی تقریباً ۸/۵ نانوتسلاست. بازه داده گرانی تقریباً ۲۴۰ میلی‌گال است و مقدار ۱۰ میلی‌گال خطا، تنها ۴ درصد خطا در محاسبه را نشان می‌دهد. در مورد داده مغناطیسی بازه داده‌ها تقریباً ۲۰۰ نانو

حضور بی‌هنجاری کم‌سرعت در سنگ کره نازک در زیر محدوده سنندج- سیرجان در توافقی کامل با گزارش‌های لرزه‌ای پیشین در این منطقه است. تغییر شدید در سرعت لرزه‌ای در منطقه برخورد عربستان- اوراسیا نیز در گزارش‌های توپوگرافی منتشر شده (Maggi and Priestley, 2005; Kaviani et al., 2007) دیده می‌شود. (Alinaghi et al. (2007) تغییر در سرعت را در سراسر رشته‌کوه زاگرس نسبت به صفحه عربی گزارش داده‌اند که این مقادیر با پیشروی بیشتر در ایران در منطقه زاگرس و زاگرس مرکزی (نزدیک نیمرخ مورد مطالعه) محسوس‌تر است. (Kaviani et al. (2007) سرعت بالای موج S را در زیر رشته‌کوه زاگرس و سرعت پایین موج S را در گوشه کم‌ژرفا در زیر محدوده سنندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر دیده‌اند.

۵-۲. تعیین ساختار پوسته با استفاده از مدل‌سازی هم‌زمان داده‌های گرانی و مغناطیس (روش دوم)

مدل مربوط به نیمرخ مورد نظر به طول ۱۱۰۰ کیلومتر (در شکل ۱ مقطع مورد مطالعه نشان داده شده است) با استفاده از مدل‌سازی مشترک داده‌های گرانی و مغناطیس، در شکل ۵ مشخص شده است. این نیمرخ از جنوب باختری ایران در نزدیکی خلیج فارس و حوضه عربستان آغاز می‌شود و با گذر از پهنه زاگرس به ایران مرکزی می‌رسد. در این مرحله هدف، یافتن مدلی مناسب است که بتواند برازش مناسبی برای داده‌های مغناطیسی و گرانی داشته باشد.

برای تعیین مقادیر چگالی از جدول‌های منتشر شده توسط Tunini et al. (2015) استفاده شده که در یک مطالعه سنگ‌شناسی- ژئوفیزیکی به دست آمده است. همچنین در تعیین مقادیر پتروفیزیکی از مدل پیشین (روش اول در این مقاله برای مدل‌سازی بزرگ مقیاس سنگ کره) استفاده شده است. در مطالعه حاضر در مدل‌سازی با این روش، تباین چگالی ۴۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب میان پوسته و گوشته در نظر گرفته می‌شود. در این مدل‌سازی زوایای انحراف و میل میدان مغناطیسی بر پایه وضعیت فعلی کره زمین محاسبه و اعمال می‌شود (زاویه میل (I) در ایران ۵۵ درجه است و زاویه انحراف (D) در ایران ۴ درجه است). با توجه به نبود اطلاعات پذیرفتاری مغناطیسی و پسماند مغناطیسی در منطقه، این متغیرها برای هر بلوک از مدل برآورد و با توجه به زمین‌شناسی منطقه تفسیر شده است.

در مورد ساختار لایه‌های پوسته بالایی دیده می‌شود که افزون بر حضور رسوبات پالئوزویک که پوسته بالایی را می‌سازند، به مواد دگرگونی در بخش خاوری از نیمرخ (در محل پوسته میانی به بالا) نیاز هست که تباین مغناطیسی بزرگ‌تری دارند. چگالی سنگ‌های دگرگونی میان ۲۷۵۰ و ۲۸۱۰ کیلوگرم بر متر مکعب در نظر گرفته می‌شود که نزدیک به چگالی رسوبات پالئوزویک است. اما، پذیرفتاری مغناطیسی بالای آنها سبب ایجاد نوسان مغناطیسی مورد نیاز در بی‌هنجاری مغناطیسی می‌شود. تعبیه یک لایه (با گسترش محدود در زیر محدوده سنندج- سیرجان و گسل اصلی زاگرس) با چگالی بالای ۳۵۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب توسط Tunini et al. (2015) برای برازش بهتر داده‌های محاسبه‌ای و مشاهده‌ای پیشنهاد شده است. در اینجا از لایه‌ای استفاده شده است که چگالی ۳۰۷۰ کیلوگرم بر متر مکعب دارد (این لایه در شکل ۵ با رنگ خاکستری و نام high dense مشخص شده است). دلایل استفاده از این لایه به‌طور مفصل در بخش ساختار پوسته و سنگ کره توضیح داده شد. ساختار مدل‌سازی در این بخش به‌گونه‌ای است که این امکان را به وجود می‌آورد که چگالی این لایه حتی کمتر از مقدار آن در مدل بزرگ‌مقیاس سنگ کره (۳۱۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب) باشد. استفاده از این لایه که با مدل حاصل از مدل‌سازی بزرگ‌مقیاس همخوانی دارد؛ سبب برازش مناسب‌تر داده محاسبه‌ای با داده‌های مشاهده‌ای گرانی می‌شود. مواد پوسته در ژرفای ۰ تا ۵۵ کیلومتر با یک افزایش چگالی ۲۶۷۰ تا ۳۰۷۰ کیلوگرم بر متر مکعب (جدول ۳) همراه هستند. به منظور کنترل اثر گوشته بالایی به دلیل چگالی بالایی آن در مقایسه با پوسته، گوشته بالایی (با چگالی = ۳۲۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب) به عنوان بخشی از سنگ کره مدل شده است. اما هدف اصلی این بخش مدل‌سازی داده‌های گرانی با توجه به

پیشخوان بین‌النهرین، کمان ماگمایی ارومیه- دختر و ایران مرکزی به ارائه مدلی برای سنگ کره انجامیده است که از دید عددی داده‌های محاسبه‌ای و مشاهده‌ای برازش قابل قبولی دارند. از این رو انتخاب گوشته پروتروزیویک که توسط دیگر پژوهشگران نیز پیشنهاد شده است؛ مورد تأیید قرار می‌گیرد.

مدل پوسته به دست آمده این امکان را به وجود می‌آورد که به یک توصیف از سنگ بستر مغناطیسی دست پیدا کرد. مدل‌سازی حاضر مؤید آن است که پوسته بالایی تحت تأثیر سنگ‌های آتشفشانی است که درون رسوبات و در زیر منطقه زاگرس با توپوگرافی بالا (محدوده سندنج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر) قرار دارند. اگر چه در نبود ارزیابی داده مغناطیسی، به دلیل تباین چگالی کم این توده‌ها با مواد همجوار، مدل‌سازی داده گرانی به تنهایی نمی‌تواند این مواد را شناسایی کند.

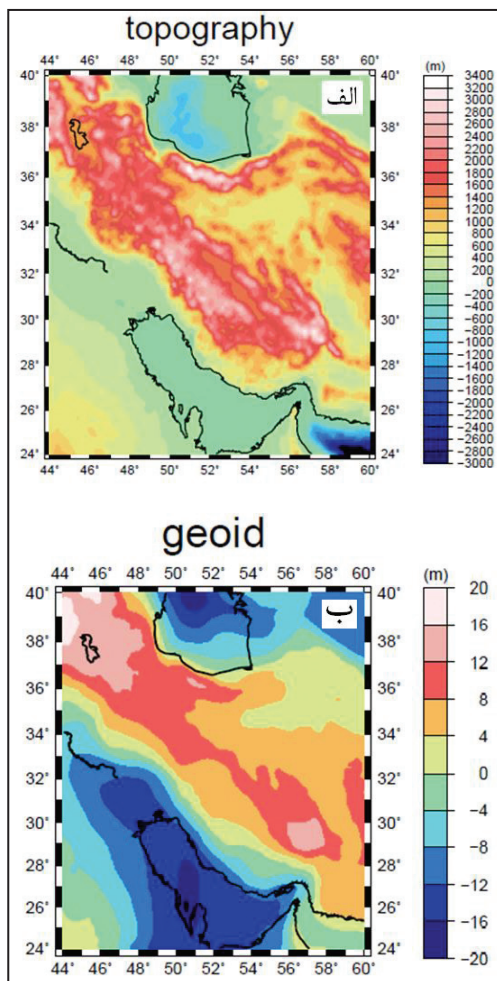
سپاسگزاری

نگارندگان از مؤسسه مطالعات گرانی‌سنجی فرانسه (BGI) برای همیاری در زمینه ارائه داده‌های گرانی‌سنجی، از داوران محترم فصلنامه علوم زمین برای نظرات سازنده‌شان، از معاونت بین‌الملل دانشگاه تهران به دلیل حمایت مالی در انجام این مطالعه و از همه پرسنل محترم دفتر فصلنامه علوم زمین برای پیگیری و همکاری مستمرشان سپاسگزاری می‌کنند.

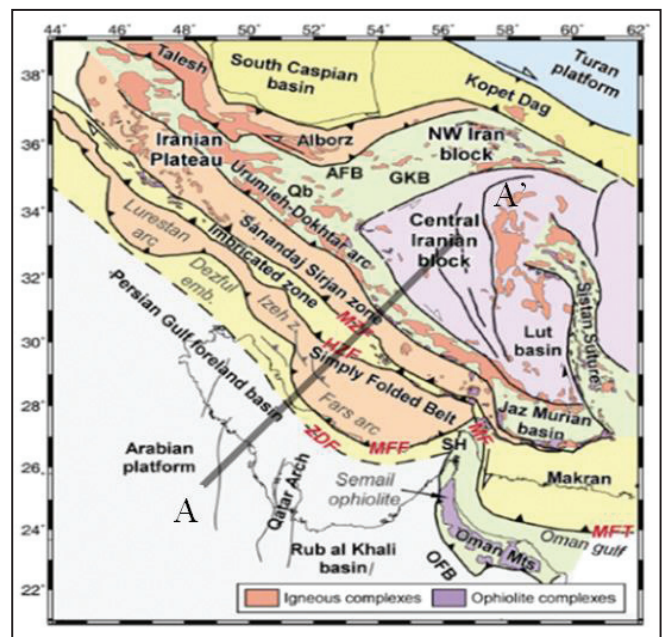
تسلاست که مقدار ۸/۵ نانوتسلا انحراف در داده محاسبه‌ای نشان می‌دهد که خطای محاسبه دوباره ۴ درصد است. با تغییرات بیشتر مدل حتی می‌توان این مقدار خطا را نیز کمتر کرد؛ اما مدل به دست آمده بر پایه مدل‌های پیشین و پیشنهادات موجود در مورد ساختار منطقه غیر قابل توجهی می‌شود.

۶- نتیجه‌گیری

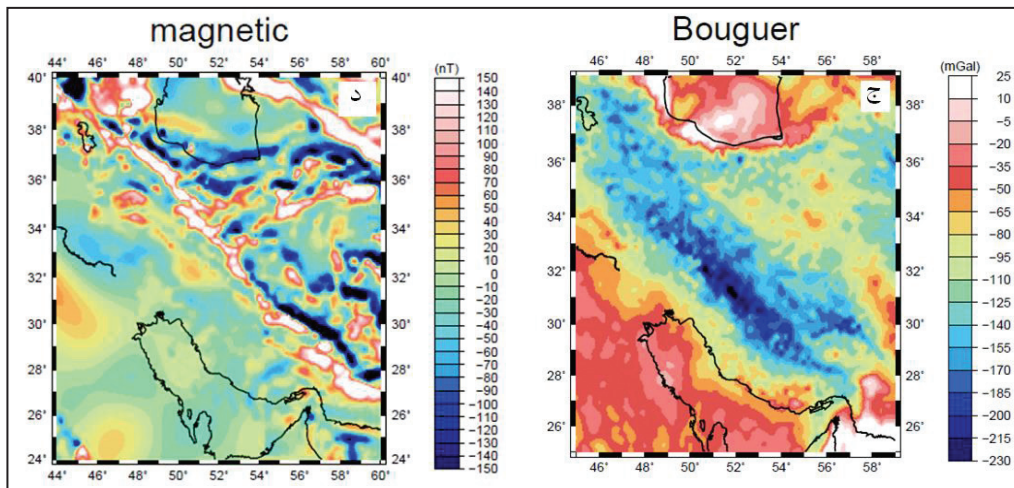
مدل اول در این مطالعه نشان‌دهنده ساختار پوسته و گوشته در امتداد نیمرخ مورد مطالعه است که در مرز صفحه عربستان- اوراسیا انتخاب شده و بر پایه ترکیب داده‌های زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی و سنگ‌شناسی در یک چارچوب ترمودینامیکی- ژئوفیزیکی بنا شده است. در این روش، محاسبه ارتفاع مطلق، بی‌هنجاری گرانی، ارتفاع ژئوئید و شار سطحی گرما انجام می‌پذیرد و در پایان این مقادیر با مقادیر مشاهده‌ای مقایسه می‌شوند. به عنوان خلاصه‌ای از آنچه در این مدل‌سازی به دست آمده است؛ می‌توان گفت که الف) یک پوسته چگال در زیر منطقه محدوده سندنج- سیرجان مورد نیاز است (زاگرس مرکزی)؛ ب) هندسه مرز سنگ کره- نرم کره به دست آمده گویای نازک‌شدگی گوشته ایران نسبت به عربستان است که این مسئله در توافق با مدل‌های سنگ کره پیشین است. انتخاب ترکیب‌های شیمیایی پروتروزیویک برای گوشته زیر حوضه خلیج فارس، حوضه



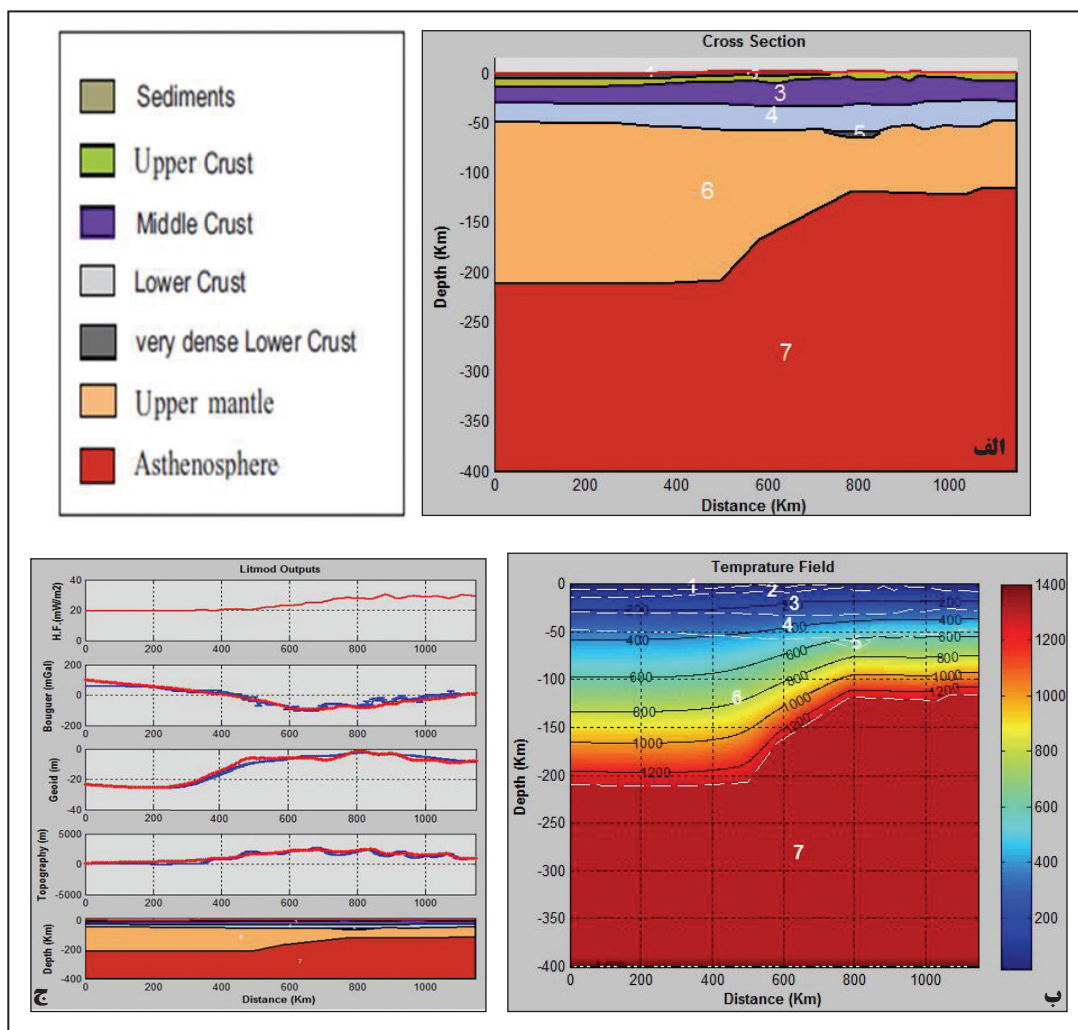
شکل ۲- الف) نقشه ارتفاعی بر حسب متر برگرفته از مدل ETOPO1. خطوط سیاه مربوط به مرزهای خشکی- دریایی هستند؛ ب) ارتفاع ژئوئید بر حسب متر از مدل جهانی EGM2008؛



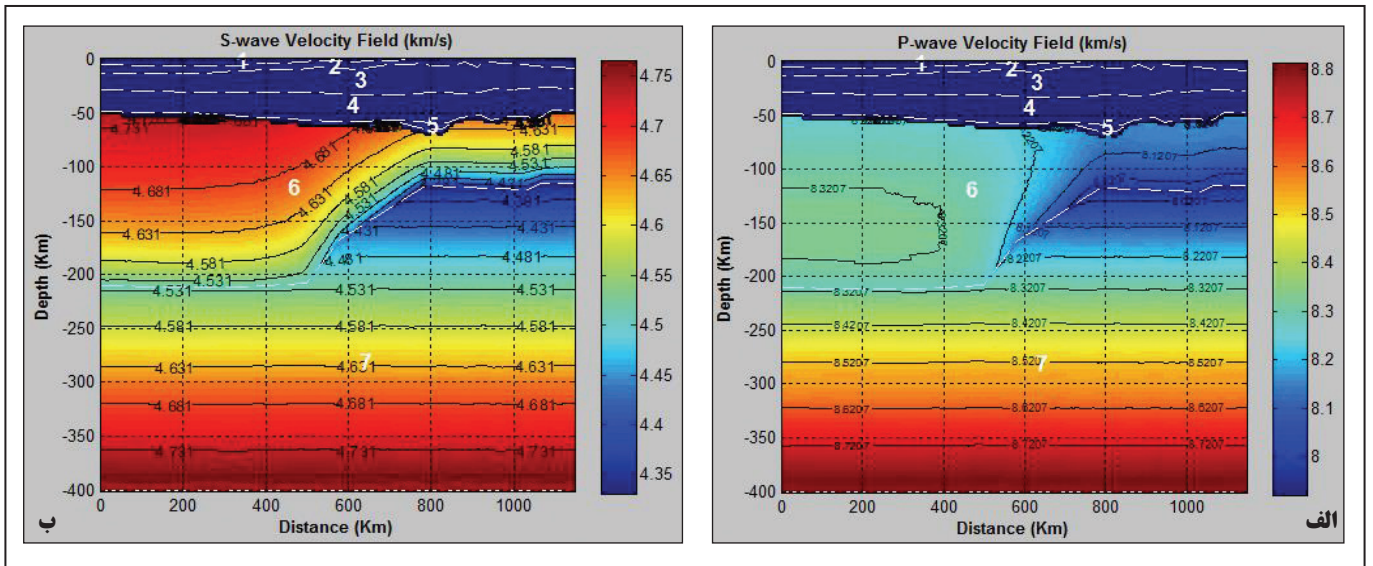
شکل ۱- نقشه ساختارهای زمین‌ساختی ایران (بر گرفته از Jimenez-Munt et al., 2012) که در آن واحدهای اصلی زمین‌ساختی کوه‌های زاگرس و مناطق همجوار و محل مقطع (خط خاکستری سبتر) نشان داده شده است. نمایه‌های انتخابی برای رنگ برای تمایز واحدهای مختلف زمین‌ساختی است و مربوط به سن و یا سنگ‌شناسی آنها نیست. نشانه‌های اختصاری عبارتند از: ZDF: جبهه زاگرس تغییر شکل یافته؛ MFF: گسل اصلی جبهه زاگرس؛ HZF: گسل زاگرس مرتفع؛ MZF: گسل اصلی زاگرس؛ IZ: منطقه رورنده زاگرس؛ SSZ، محدوده سندنج- سیرجان؛ UDMA: کمان ماگمایی ارومیه- دختر



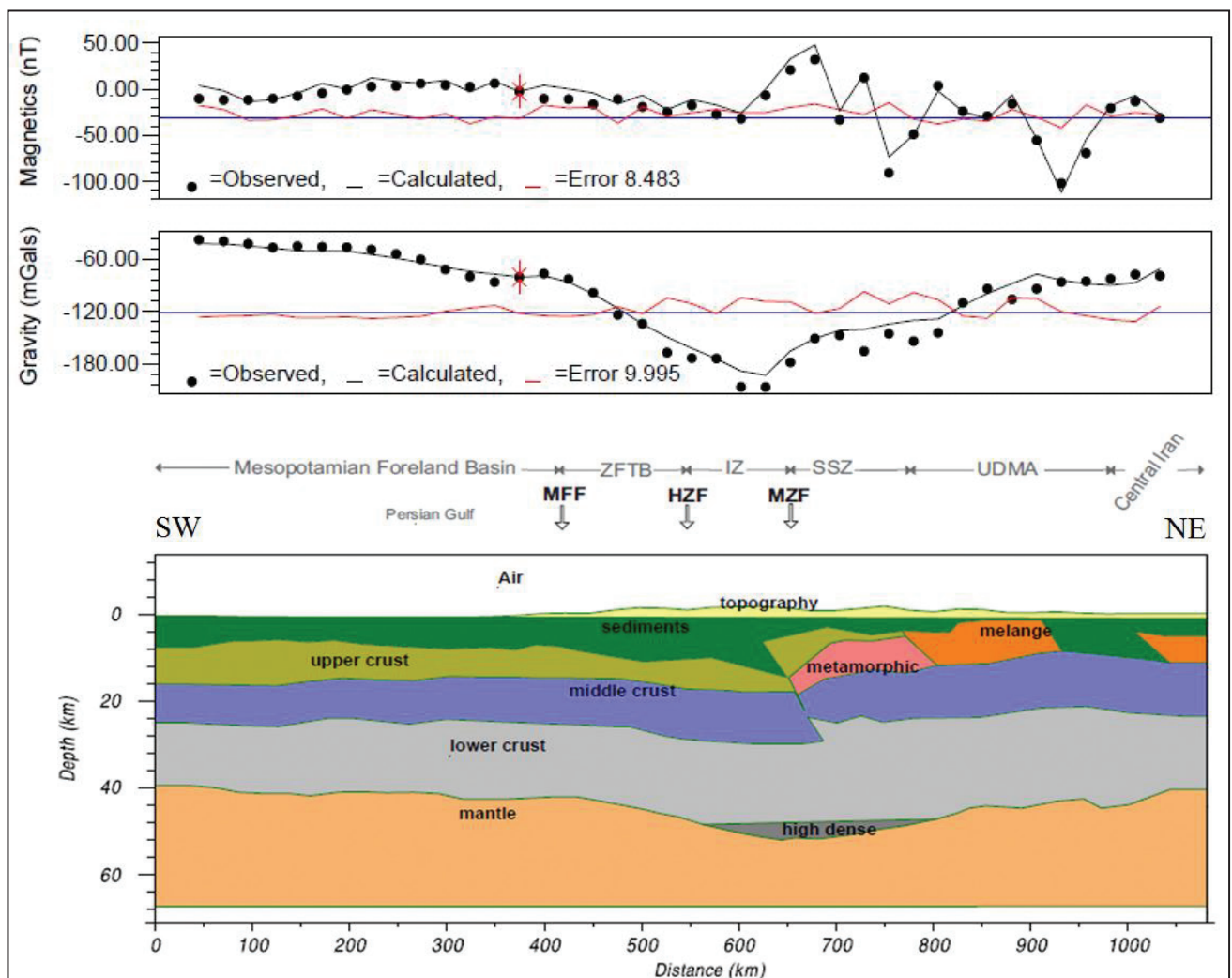
شکل ۲- ج) بی هنجاری بوگه ایران بر حسب میلیگال استخراج شده از مدل WGM2012؛ د) میدان مغناطیسی کل از مدل EMAG2 بر حسب نانو تسلا.



شکل ۳- نتایج مدل‌سازی نیمرخ مورد نظر. الف) مقطع مدل. در سمت راست جدول جنس لایه و رنگ آن مشخص شده است؛ ب) مقاطع دمایی مدل. توجه به رنگ های نمودار که برای دماهای مختلف در نظر گرفته شده است، دما و در نتیجه چگالی در پوسته متغیر است و در گوشه بالایی از ۶۰۰ تا ۱۳۳۰ تغییر می‌کند. تغییرات دما در نرم کره بسیار کند (۱۳۳۰ تا ۱۴۰۰) و تقریباً ثابت در نظر گرفته شده است؛ ج) در این نمودار داده‌های محاسباتی با رنگ سرخ و داده‌های اندازه‌گیری شده با رنگ آبی مشخص شده‌اند. نمودارها از پایین به بالا مربوط به ارتفاع، ژئوئید، گرانی بوگه و شار سطحی گرما هستند.



شکل ۴- الف) بی‌هنجاری سرعت موج P؛ ب) بی‌هنجاری سرعت موج S.



شکل ۵- مدل مشترک گرانی و مغناطیس در امتداد نیمرخ. بخش اصلی ساختار پوسته بر پایه تباین چگالی لایه‌ها مشخص شده است، اما مدل‌سازی مغناطیسی اجازه می‌دهد تا بلوک‌های مغناطیسه سطحی تفکیک شوند.

جدول ۱- خواص فیزیکی مواد مورد استفاده در مدل‌سازی: چگالی در ژرفاهای مختلف، رسانایی گرمایی و تولید گرمای حجمی (تولید گرما در گوشته و نرم کره ۰/۰۲ میکرووات بر متر مکعب در نظر گرفته شده است).

| نام لایه | چگالی (کیلوگرم بر متر مکعب) | رسانایی گرمایی (وات بر کلون متر) | نرخ تولید گرما (میکرووات بر متر مکعب) |
|---------------------|--------------------------------|-------------------------------------|--|
| رسوبات | ۲۶۵۰ | ۲/۱ | ۱ |
| پوسته بالایی | ۲۷۰۰ | ۲/۱ | ۱ |
| پوسته میانی | ۲۸۶۰ | ۲/۱ | ۱ |
| پوسته پایینی | ۲۹۵۰ | ۲/۴ | ۱ |
| پوسته با چگالی بالا | ۳۱۰۰ | ۲/۱ | ۱ |
| گوشته بالایی | ۳۲۵۰ | ۵/۳ | ۰/۰۰۵ |
| نرم کره | ۳۴۰۰-۳۶۰۰ (متغیر) | ۰ | ۰ |

جدول ۲- خطای نسبی میان داده‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای (بدون واحد) در روش اول.

| نوع خروجی | توپوگرافی | ژئوید | بی‌هنجاری بوکه |
|-----------|-----------|-------|----------------|
| خطای نسبی | ۰/۵۶ | ۰/۳۸ | ۰/۴۴ |

جدول ۳- مقادیر اولیه برای مدل‌سازی در مقیاس پوسته (شکل ۵): چگالی (برگرفته با کمی تغییرات از Tunini et al., 2015)، پذیرفتاری مغناطیسی.

| نام لایه | چگالی (کیلوگرم بر متر مکعب) | پذیرفتاری مغناطیسی (SI) | پسماند مغناطیسی (آمپر بر متر) |
|---------------------|--------------------------------|----------------------------|----------------------------------|
| رسوبات | ۲۶۷۰ | ۰,۰۰۰۱ | ۰,۰۰۰۰۱ |
| ملائز و گرانیتوید | ۲۷۵۰ | ۰,۰۲ | ۰,۰۲ |
| دگرگونی | ۲۸۱۰ | ۰,۰۱۵ | ۰,۰۱۵ |
| پوسته بالایی | ۲۸۳۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ |
| پوسته میانی | ۲۸۷۰ | ۰,۰۱ | ۰,۰۱ |
| پوسته پایینی | ۲۸۹۰ | - | - |
| پوسته با چگالی بالا | ۳۰۷۰ | - | - |
| گوشته بالایی | ۳۲۵۰ | - | - |

References

- Afonso, J. C., Fernández, M., Ranalli, G., Griffin, W. L. and Connolly, J. A. D., 2008- Integrated geophysical-petrological modeling of the lithosphere and sub-lithospheric upper mantle: methodology and applications. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 9, Q05008, doi:10.1029/2007GC001834.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geol. Mag.* 148(5-6): 692-725.
- Alinaghi, A., Kolakov, I. and Thybo, H., 2007- Seismic tomographic imaging of P- and S-waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran. *Geophys. J. Int.* 169: 1089-1102.
- Amante, C. and Eakins, B. W., 2009- ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp.
- Bird, P., 1978- Finite element modeling of lithosphere deformation: the Zagros collision orogeny. *Tectonophysics* 50: 307-336.
- Connolly, J., 2005- Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and an application to subduction zone decarbonation, *Earth planet. Sci. Lett.*, 236, 524-541.
- Emami, H., Vergés, J., Nalpas, T., Gillespie, P., Sharp, I., Karpuz, R., Blanc, E. J. P. and Goodarzi, M. G. H., 2010- Structure of the Mountain Front Flexure along the Anaran anticline in the Pusht-e Kuh Arc (NW Zagros, Iran): insights from sand box models. In: Leturmy, P. and Robin, C., (eds) *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*, Geol. Soc. London Spec. Pub. 330: 155-78.
- Förster, A., Förster, H. J., Masarweh, R., Masri, A. and Tarawneh, K., 2007- The surface heat flow of the Arabian Shield in Jordan. *J. Asian Earth Sci.* 30: 271-284.

- Fullea, J., Fernández, M., Zeyen, H. and 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: 97–117.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj Sirjan Zone (Iran). *J. Asian Earth Sci.* 26: 683–693.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Saura, E., Vergés, J., and García-Castellanos, D., 2012- 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia–Eurasia collision (Iran). *Geophys. J. Int.* 190: 1311–1324.
- Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H. and Mokhtari, M., 2007- A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran), *Geophys. J. Int.* 171: 399–410.
- Maggi, A. and Priestley, K., 2005- Surface waveform tomography of the Turkish–Iranian plateau. *Geophys. J. Int.* 160: 1068–1080.
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Dostaler, F., Fairhead, J. D., Finn, C., von Frese, R. B., Gaina, C., Golynsky, S., Kucks, R., Lühr, H., Milligan, P., Mogren, S., Müller, R. D., Olesen, O., Pilkington, M., Saltus, R., Schreckenberger, B., Thébault, E. and Caratori Tontini, F., 2009- EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q08005, doi:10.1029/2009GC002471.
- McQuarrie, N. and Van Hinsbergen, D. J. J., 2013- Retro-deforming the Arabia- Eurasia collision zone: age of collision versus magnitude of continental subduction. *Geology* 41: 315–318.
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X., 2005- Lithospheric structure beneath the southeastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off?. *Terra Nova* 17: 1–6.
- Morley, C. K., Kongwung, B., Julapour, A. A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K. and Kazemi, H., 2009- Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: the Central Basin in the Qom-Saveh area. *Geosphere* 5(4): 325–362.
- Motavalli-Anbaran, S. H., Zeyen, H., Brunet, M. F. and Ardestani, V. E., 2011- Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling. *Tectonics* 30: TC5012, doi:10.1029/2011TC002934.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J., 2012- Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/ Eurasia plate convergence. *Tectonophysics* 532–535: 27–60.
- Paul, A., Hatzfeld, D., Kaviani, A., Tatar, M. and Péquegnat, C., 2010- Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran). *Geol. Soc. Lond., Spec. Pub.* 330: 5–18.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J. and Mokhtari, M., 2006- Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran). *Geophys. J. Int.* 166: 227–237.
- Pollack, H. N., Hurter, S. J. and Johnson, J. R., 1993- Heat-Flow from the Earth's interior-analysis of the global data set. *Rev. Geophys.* 31: 267–280.
- Rolandone, F., Lucazeau, F., Leroy, S., Mareschal, J. C., Jorand, R., Goutorbe, B. and Bouquerel, H., 2013- New heat flow measurements in Oman and the thermal state of the Arabian Shield and Platform. *Tectonophysics* 589: 77–89.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Mar. Petrol. Geol.* 21(7): 829–843.
- Shadmanaman, N., Shomali, H. and Koyi, H., 2011- New constraints on uppermantle S-velocity structure and crustal thickness of the Iranian plateau using partitioned waveform inversion. *Geophys. J. Int.* 184: 247–267.
- Sherkati, S., Letouzey, Y. and Frizon de Lamotte, D., 2006- Central Zagros fold-thrust belt (Iran): new insights from seismic data, field observation and sandbox modeling. *Tectonics* 25: TC4007, doi:10.1029/2004TC001766.
- Shomali, Z. H., Keshvari, F., Hassanzadeh, J. and Mirzaei, N., 2011- Lithospheric structure beneath the Zagros collision zone resolved by non-linear teleseismic tomography. *Geophys. J. Int.* 187(1): 394–406.
- Snyder, D. B. and Barazangi, M., 1986- Deep crustal structure and flexure of the Arabian Plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observations. *Tectonics* 5(3): 361–373.
- Soudouji, 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.
- Su, B. X., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chen, L., Ji, W. K., Brewer, A., Ying, J. F. and Khatib, M. M., 2014- Composition and structure of the lithospheric mantle beneath NE-Iran: constraints from mantle xenoliths. *Lithos* 202–203: 267–282.
- Talwani, M. and Heirtzler, J. R., 1964- Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional bodies of arbitrary shape. In: Parks, G. A., Ed., *Computers in the mineral industries, Part 1.* Stanford Univ. Publ. Geological Sciences 9: 464-480.
- Talwani, M., Worzel, J. L., and Landisman, M., 1959- Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.* 64: 49-59.
- Tunini, L., Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Vergés, J. and Villaseñor, A., 2015- Lithospheric mantle heterogeneities beneath the Zagros Mountains and the Iranian Plateau: a petrological-geophysical study. *Geophys. J. Int.* 200: 596–614.
- Vergés, J., Saura, E., Casciello, E., Fernández, M., Villaseñor, A., Jiménez-Munt, I. and García-Castellanos, D., 2011- Crustal-scale cross-section across the NW Zagros Belt: implications for the Arabian Margin reconstruction. *Geol. Mag.* 148: 739–761.
- Vilà, M., Fernández, M. and Jiménez-Munt, I., 2010- Radiogenic heat production variability of some common lithological groups and its significance to lithospheric thermal modeling. *Tectonophysics* 490: 152–164, doi:10.1016/j.tecto.2010.05.003.
- Won, I. J. and Bevis, M., 1987- Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon. Algorithms and Fortran subroutines, *Geophysics* 52: 232-238.
- Zeyen, H., Ayarza, P., Fernández, M. and Rimi, A., 2005- Lithospheric structure under the western African-European plate boundary: a transect across the Atlas Mountains and the Gulf of Cadiz. *Tectonics* 24, TC2001, doi:10.1029/2004TC001639.

Interpretation of structure of lithosphere and crust in Zagros region using modeling of topography, geoid, and potential field data (gravity and magnetic)

N. Mousavi^{1*}, J. Ebbing² and V. Ebrahimzadeh Ardestani³

¹Ph.D. Student, Institute of Geophysics, University of Kiel, Kiel, Germany

²Professor, Institute of Geophysics, University of Kiel, Kiel, Germany

³Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2015 September 29

Accepted: 2016 October 09

Abstract

We apply two forward methodologies in order to study density and susceptibility structure of the crust and upper mantle. The study area is a profile crossing the Zagros collision zone located as margin of Eurasia-Arabia converging plates. Gravity modeling focusing on lithospheric structure is performed in thermodynamic framework in which chemical composition is important and provides an understanding of deep layers in lithosphere like Moho and Lithosphere-Asthenosphere Boundary. Results on the crustal thickness show minimum values beneath the Arabia Platform and Central Iran (42–43 km), and maximum values beneath the Sanandaj Sirjan zone (SSZ; 55–63 km). Results on the lithosphere thickness a long profile also indicate that the Arabian lithosphere is approximately 220 km thick, toward North West of Iran especially below the Central Iran rises up to 90 km. In the profile (central Zagros), lithosphere thinning occurs in wider region, from the Zagros fold thrust belt to the Sanandaj Sirjan zone. Our results are based on application of average Proterozoic mantle compositions in modeling beneath the Arabian Platform, Mesopotamian Foreland Basin and Iranian Plateau. After rough estimation of upper crust via integrated modeling by elevation, gravity and geoid data, the distribution of density and magnetic susceptibility values allows us to perform a study in crustal scale. Afterwards, determination of the homogenous blocks with the same density and susceptibility, the geometry to different crustal layers including sediments, upper, middle and lower crust deep to Moho boundary were refined in crust-scale study based on regional model in lithospheric scale. Presence of Main Zagros Fault is a bold point in our modeling which leads to better fit of gravity data.

Keywords: Lithosphere, crust, potential field data, modeling

For Persian Version see pages 119 to 128

*Corresponding author: N. Mousavi; E-mail: mousavi_naeim@yahoo.com