



مطالعه ساختار پوسته و سنگ کره در زیر رشته کوه های زاگرس بر اساس مدل سازی داده های گرانی و ژئوئید

زهره باقری آشنای^{۱*}، وحید ابراهیم زاده اردستانی^۲ و علی دهقانی^۳

۱- دانشجوی دکتری، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۲- استاد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و قطب علمی مهندسی نقشه برداری و مقابله با سوانح طبیعی، تهران، ایران

۳- استاد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه هامبورگ، آلمان

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۶/۱۱؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۱۲/۰۴

* نویسنده مسئول مکاتبات: zahra.ashena@ut.ac.ir

واژگان کلیدی

چکیده

ویژگی های خاص زمین شناسی و اقتصادی منطقه کوهزایی زاگرس محققان بسیاری را در دهه های اخیر متوجه خود ساخته است. با وجود پژوهش های صورت گرفته در خصوص ساختار پوسته و وضعیت سنگ کره در این منطقه، همواره نیاز به مطالعات بیشتر احساس می شود. از این رو در این تحقیق هدف بررسی ساختار پوسته و سنگ کره با استفاده از مدل سازی تلفیقی داده های گرانی زمینی با دقت بالا و داده های ژئوئید، به منظور کاهش عدم قطعیت جواب های حاصل از مدل سازی میدان های پتانسیل، در منطقه مذکور است. منطقه مورد مطالعه از حوضه خلیج فارس آغاز و با عبور از زاگرس چین و گسل خورده، پهنه سنج-سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه-دختر در جنوب ایران مرکزی خاتمه می یابد. بررسی ساختار پوسته و سنگ کره با استفاده از مدل سازی مستقیم ترکیبی داده های گرانی و ژئوئید انجام می گیرد. در این راستا و با هدف افزایش قیود ساختاری مدل، از تحلیل نقشه ادامه فراسوی داده های شدت مغناطیس کل، به منظور مقید سازی عمق بیشینه سنگ بستر، از نتایج تفسیر نقشه بی هنجاری سرعت موج S به عنوان تقریب اولیه ای از هندسه گوشته فوقانی و همچنین از مطالعات زمین شناسی به طور گسترده استفاده خواهد شد. بر اساس نتایج حاصل از مدل سازی، کمینه ضخامت پوسته با مقدار متوسط ۴۰ کیلومتر در زیر حوضه خلیج فارس و بخش جنوبی زاگرس چین خورده واقع شده است؛ که با حرکت به سمت شمال شرق به تدریج افزایش یافته و در زیر گسل اصلی زاگرس به مقدار بیشینه ۶۶ کیلومتر می رسد. با عبور از پهنه سنج-سیرجان عمق موهو مجددا کاهش یافته و در زیر حوضه ایران مرکزی به ۴۲ کیلومتر می رسد. همچنین تغییرات ضخامت سنگ کره با نازک شدگی در زیر پهنه سنج-سیرجان همراه بوده و از ۲۲۰ کیلومتر در زیر صفحه عربستان تا ۱۰۰ کیلومتر در زیر صفحه ایران مرکزی متغیر است. این نازک شدگی می تواند تاییدی بر فرضیه جدایش بخشی از سنگ کره در حال فروانش صفحه عربستان به زیر صفحه ایران در طی مراحل از تشکیل کوهزایی زاگرس باشد.

زاگرس
ساختار پوسته و سنگ کره
مدل سازی مستقیم
داده های گرانی
داده های ژئوئید

۱- مقدمه

کوهزایی زاگرس یکی از فعالترین کمربندهای کوهزایی در میان سایر رشته کوه‌هاست که به طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر از گسل آناتولی در شرق ترکیه تا گسل میناب در جنوب ایران امتداد دارد (Alavi, 1994). بر اساس شواهد زمین‌شناسی پیدایش کوهزایی زاگرس با بسته شدن اقیانوس تتیس جوان در دوره‌های ژوراسیک پسین- کرتاسه پیشین و برخورد صفحه‌های عربستان و اوراسیا در دوره سنوزوئیک اتفاق افتاده است (Berberian and King, 1981)؛ که همچنان با نرخ همگرایی ۲۱ میلی‌متر در سال مطابق با اندازه‌گیری‌های GPS و رکوردهای لرزه‌نگاری ادامه دارد (Tatar et al, 2002) با توجه به اهمیت منطقه، مطالعه ساختاری رشته کوه‌های زاگرس توسط محققینی مورد بررسی قرار گرفته است. اولین نقشه تغییرات عمق موهو در ایران از طریق پردازش داده‌های گرانی زمینی حاصل شده است (Dehghani and Makris, 1984). همچنین داده‌های گرانی برای مطالعه ساختار پوسته در منطقه زاگرس مورد استفاده قرار گرفته اند (Snyder & Barazangi, 1986). مطالعه تغییرات ساختار سنگ‌کره از طریق تفسیر همزمان مجموعه داده‌های پتانسیل صورت گرفته است (Molinari et al., 2005; Motavali et al., 2011; Jimenez-Munt et al., 2012; Tunini et al., 2015). پردازش و تفسیر داده‌های زلزله عمدتاً به‌منظور مدل‌سازی توپوگرافی ناپیوستگی موهو و ساختار گوشته استفاده شده‌اند (Hatzfeld et al., 2003; Paul et al., 2006; Alinaghi et al., 2007; Nasrabadi et al., 2008; Manaman and Shomali, 2010; Shomali 2010; Motaghi et al., 2016).

نتایج حاصل از مطالعات در منطقه زاگرس، به‌عنوان مثال مدل‌سازی تلفیقی سنگ‌کره توسط (Tunini et al., 2015) و یا مطالعه توموگرافی زمان رسید امواج زلزله توسط (Alinaghi et al., 2007)، حاکی از نازک شدگی گوشته با حرکت از صفحه عربستان به سمت صفحه ایران است. مقاطع سرعت امواج لرزه ای (Manaman and Shomali, 2010) بیانگر وجود گوشته با سرعت بالا در زیر حوضه ایران مرکزی در اعماق بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر است که به عنوان باقیمانده ای از سنگ کره اقیانوسی در حال فروورانش جدا شده از صفحه عربستان تفسیر شده است.

در این پژوهش هدف بررسی ساختار پوسته و سنگ‌کره با استفاده از مدل‌سازی داده‌های گرانی سنجی زمینی و ژئوئید است. منطقه مورد مطالعه در محدوده برخورد قاره‌ای صفحات اوراسیا و عربستان، شامل پهنه‌های مهم ساختاری زاگرس از خلیج فارس تا ایران مرکزی است. به‌منظور مقید کردن جواب‌های مدل‌سازی از نتایج حاصل از پردازش داده‌های شدت مغناطیس کل، مطالعات زمین‌شناسی و سایر مطالعات انجام گرفته در منطقه استفاده شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بر اساس شواهد زمین‌شناسی، سنگ‌کره ایران از زمان پرکامبرین تحت تحولات زمین‌ساختی پیچیده همراه با رژیم‌های فشاری، ضخیم‌شدگی و

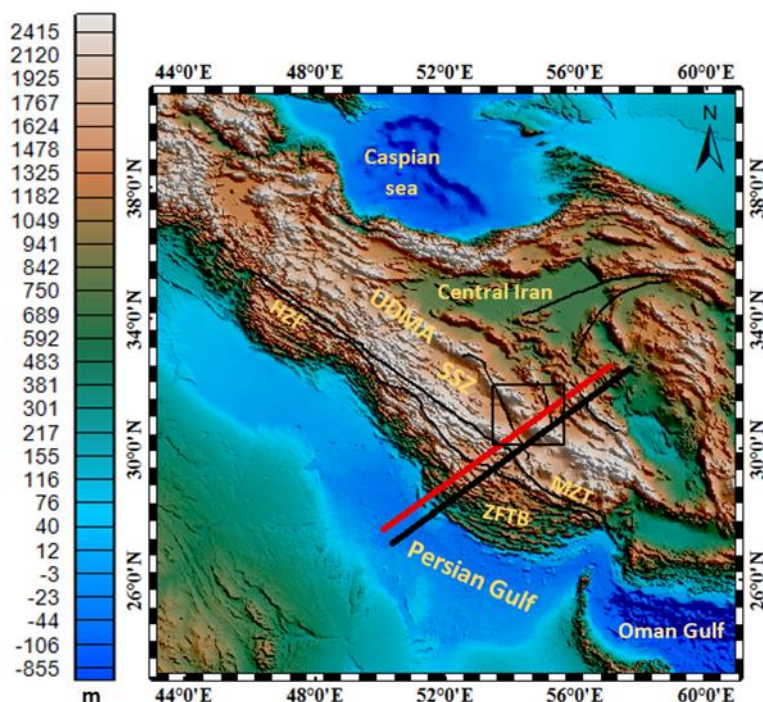
نازک‌شدگی قرار داشته و مجموعه‌ای به‌هم پیوسته از خردقاره‌ها با ویژگی‌های اقیانوسی و به‌ویژه قاره‌ای را تشکیل داده است. کوهزاد زاگرس بخش میانی رشته کوه‌های آلپ- هیمالیا و در فصل مشترک دو قاره اوراسیا و گندوانا در جنوب و جنوب‌غرب فلات ایران واقع شده است. این کوهزاد که نتیجه بسته شدن اقیانوس تتیس جوان و برخورد صفحات عربستان و اوراسیا می‌باشد، یکی از فعالترین کمربندهای کوهزایی است که از گسل آناتولی در شرق ترکیه تا گسل میناب در جنوب ایران امتداد دارد (Alavi, 1994). برخورد قاره‌ای و رویدادهای کوهزایی متعاقب آن، واحدهای سنگی و روند نهشته شدن رسوبات را تغییر داده (Molnar, 2006) و سبب ایجاد واحدهای ساختاری مختلف در منطقه شده است. بر اساس ویژگی‌های مورفوتکتونیک، منطقه زاگرس به تعدادی زیربخش تقسیم می‌شود (McQuarrie, 2004) (شکل ۱). حوضه خلیج فارس بین سپر عربستان در غرب، رشته کوه‌های تاروس (Taurus) در شمال و کوهزایی زاگرس در شرق و شمال‌شرق واقع شده است. از نگاه زمین‌شناسی، خلیج فارس فرونشست زمین‌ساختی کم ژرفایی است که در زمان ترشیری پسین در حاشیه جنوبی کوه‌های زاگرس تشکیل شده است. پس از برخورد قاره‌ای مزوزوئیک-سنوزوئیک کرانه‌های شمالی خلیج فارس به شدت چین‌خورده و حوضه خلیج فارس تشکیل شده است. چینه‌شناسی این حوضه عمدتاً شامل شیل و رسوبات کربناتی-تبخیری می‌شود (Bordenave, 2002; Ziegler, 2001).

کمربند چین و گسل خورده زاگرس در جنوب‌غرب کوهزایی شامل دو زیر پهنه زاگرس چین‌خورده و زاگرس مرتفع یا پهنه راندگی‌ها می‌شود (Stocklin, 1968). زاگرس چین‌خورده با پهنای تقریبی ۲۰۰ کیلومتر، بخش بیرونی کمربند کوهزایی را تشکیل می‌دهد و شامل پوشش ضخیمی از رسوبات است. پهنه راندگی‌ها نواری کم‌پهنای است که مرتفع‌ترین کوه‌های زاگرس را شامل می‌شود و در جنوب‌غرب به گسل زاگرس مرتفع محدود می‌شود. در حاشیه شمال‌شرق این پهنه، گسل اصلی زاگرس واقع شده است که به باور بسیاری از پژوهشگران به‌عنوان زون بخیه‌ای بین زاگرس و ایران مرکزی در نظر گرفته می‌شود (Berberian, 1995; Agard, 2005). این گسل، کمربند چین و گسل خورده زاگرس را از منطقه‌ای شامل سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی به شدت تکتونیزه پرکامبرین به‌همراه واحدهای افیولیتی که پهنه سنج-سیرجان نامیده می‌شود، مجزا می‌کند. این پهنه با پهنای ۱۵۰-۲۵۰ کیلومتر روند ساختاری موازی با سایر عناصر کوهزایی زاگرس دارد. سنگهای سنج-سیرجان به سن پانروزوئیک هستند.

به موازات این پهنه، کمربند آتشفشانی ارومیه - دختر با پهنای تقریبی ۵۰-۸۰ کیلومتر شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین نفوذی و بیرونی (به ضخامت تقریبی ۴ کیلومتر) واقع شده که حاصل فروورانش صفحه اقیانوسی نتوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی است. فعالیت آتشفشانی در این کمربند از کرتاسه شروع شده و در دوره ائوسن به نهایت شدت خود رسیده است.

پشت سر گذاشته است. برخلاف مناطق اطراف، ایران مرکزی یک حوضه در حال فرونشست است که به دلیل نبود فعالیت‌های لرزه‌ای در آن یک بلوک سخت در نظر گرفته می‌شود (Jackson et al., 1995).

حوضه ایران مرکزی یک محدوده مثلث شکل بین کمان ماگمایی ارومیه- دختر و البرز است (Omran et al., 2008). این حوضه از بلوک‌های بسیاری تشکیل شده است که در طی پالئوزویک پسین از گندوانا جدا شده و در مزوزویک به اوراسیا پیوسته و رویداد کوهزایی سیمین را



شکل ۱: نقشه واحدهای ساختاری منطقه مورد مطالعه، مشخص شده بر روی نقشه ارتفاعی ایران برگرفته از مدل ETOPO1. محل مقطع گرانی با رنگ مشکی و مقطع بی‌هنجاری موج S با رنگ قرمز مشخص شده اند. کادر مشکی رنگ محل داده‌های ژئومگناطیس را نشان می‌دهد. نشانه‌های اختصاری عبارتند از ZFTB: کمر بند چین و گسل خورده زاگرس؛ HZF: گسل زاگرس مرتفع؛ MZF: گسل اصلی زاگرس؛ SSZ: پهنه ساندج - سیرجان UDMA: کمان ماگمایی ارومیه - دختر

وجود رسوبات کم چگال در این منطقه است. در بخش جنوب شرق منطقه زاگرس چین خورده، بی‌هنجاری‌های منفی (تقریباً ۳۵- میلی گال) نیز مشاهده می‌شود، که احتمالاً به علت چگالی کم و ضخامت زیاد رسوبات این بخش باشد. نکته قابل توجه در این نقشه این است که علی‌رغم افزایش قابل توجه توپوگرافی در زاگرس مرتفع، نقشه بی‌هنجاری ایزوستازی در این پهنه، مقادیر منفی نشان می‌دهد. از آنجایی که پدیده ایزوستازی در طول موج‌های بلند توپوگرافی (توپوگرافی منطقه‌ای) اتفاق می‌افتد، و با توجه به طول موج کوتاه توپوگرافی در محدوده زاگرس مرتفع، به نظر پدیده ایزوستازی در این منطقه به‌طور کامل اتفاق نیفتاده و بنابراین ریشه کوهستان کمتر از مقدار مورد انتظار است. با توجه به این که پس از برخورد قاره ای، کوهزایی زاگرس تحت گسلش معکوس شدید و در نتیجه پدیده فراخاست قرار داشته، این رویدادها احتمالاً منجر به ایجاد بی‌هنجاری‌های منفی در بخش شمال شرق پهنه زاگرس چین خورده و گسل اصلی زاگرس کرده اند. علاوه بر این، بخشی از

با مطالعه وضعیت ایزوستازی منطقه می‌توان اطلاعات کلی در خصوص ساختار درونی سنگ کره به دست آورد. نقشه بی‌هنجاری کوهزایی زاگرس بر اساس نظریه تعادل محلی ایری (Airy)، با فرض متوسط چگالی‌های ۲/۶۷، ۲/۸ و ۳/۲ گرم بر سانتی متر مکعب به ترتیب برای توپوگرافی، پوسته و گوشته، و ضخامت نرمال پوسته ۳۰ کیلومتر در شکل ۲ نمایش داده شده است. بی‌هنجاری‌های ایزوستازی می‌توانند ناشی از تغییرات موجود در جرم‌های نزدیک به سطح زمین و یا تباین چگالی‌های موجود در بخش‌های عمیق تر پوسته باشند. بین بی‌هنجاری‌های ایزوستازی و سازندهای زمین شناسی موجود در پوسته فوقانی همبستگی وجود دارد که می‌تواند به دلیل وجود جرم‌های اضافه، کمبود جرم و فرایندهای مانند فرونشست و فراخاست نیز باشد. همانطور که در شکل ۲ ملاحظه می‌شود، در بخش‌های وسیعی از منطقه، تعادل (بی‌هنجاری ایزوستازی نزدیک به صفر) تقریباً به طور کامل اتفاق افتاده است. بزرگترین بی‌هنجاری ایزوستازی منفی مربوط به حوضه خلیج فارس می‌شود، که احتمالاً به علت

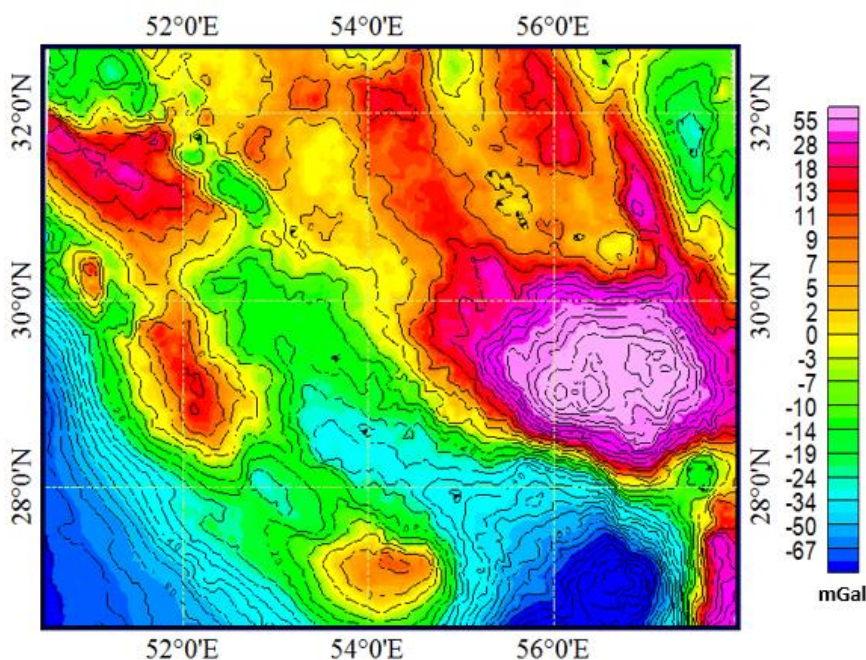
باقری آشنا و همکاران / مطالعه ساختار پوسته و سنگ کره در زیر رشته کوه‌های زاگرس بر اساس مدل‌سازی داده‌های گرانی و ژئوئید. صفحات ۱۵-۲۸.

مثبت اندازه‌گیری شده (حدوداً ۶۰ میلی گال) در شرق منطقه کوهزایی زاگرس، شامل مناطقی از پهنه سسندج-سیرجان و ارومیه-دختر است؛ که به فعالیت‌های دگرگونی و ماگماتیسیم شدید این حوضه‌ها نسبت داده می‌شود. در بخش شمال شرق نقشه، مقادیر منفی بی‌هنجاری ایزوستازی در حوضه ایران مرکزی میانی می‌تواند ناشی از رسوبات کم چگال این حوضه باشد.

این بی‌هنجاری‌های منفی را می‌توان به علت وجود رسوبات کم چگالی دانست که طی فرایند فروورانش از صفحه عربستان به زیر صفحه ایران رانده شده‌اند.

بی‌هنجاری‌های مثبت که به صورت پراکنده در بخش‌های مختلف پهنه زاگرس دیده می‌شوند را می‌توان حاصل پدیده فرونشست یا اثر نفوذی‌های آذرین دانست.

ویژگی قابل توجه دیگر در این نقشه، بیشینه بی‌هنجاری ایزوستازی



شکل ۲: نقشه بی‌هنجاری ایزوستازی کوهزایی زاگرس.

است. تصحیحات اعمال شده بر روی داده‌های خام شامل حذف اثر گرانی نرمال، تصحیح هوای آزاد، تصحیح اثر تخته بوگه، تصحیح توپوگرافی و اثر انحنای زمین می‌شود.

داده‌های مربوط به تغییرات ارتفاع ژئوئید از مدل EGM2008 استخراج شده‌اند. به منظور حذف اثرات مربوط به تغییرات چگالی زیر سنگ کره، مولفه‌های مربوط به هارمونیک‌های کروی از درجه و مرتبه ۱۰ از داده‌های ژئوئید حذف شده‌اند.

نقشه بی‌هنجاری بوگه و نوسانات ژئوئید منطقه زاگرس با تراکم ۲ دقیقه کمانی در شکل ۳ نشان داده شده‌اند. در امتداد مقطع مورد مطالعه (شکل ۱)، مقدار کمینه بی‌هنجاری گرانی ۲۰۰- میلی گال در امتداد گسل اصلی زاگرس و بیشینه مقدار ۶۰- میلی گال در محدوده خلیج فارس مشاهده می‌شود. از طرفی نوسانات ژئوئید، تغییراتی بین ۲۵- متر در محدوده خلیج فارس تا ۴- متر در حوضه ایران مرکزی نشان می‌دهند.

داده‌های مغناطیس هوابرد مورد استفاده توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور بر روی شبکه‌ای با تراکم دو دقیقه کمانی، تهیه شده است (شکل ۳). نقشه شدت میدان مغناطیسی کل تغییراتی بین ۳۸۲۰۰ تا ۴۱۲۵۰ نانوتسلا با زاویه میل متوسط ۴۷/۸ و زاویه انحراف ۲/۷

۳- داده‌های ورودی

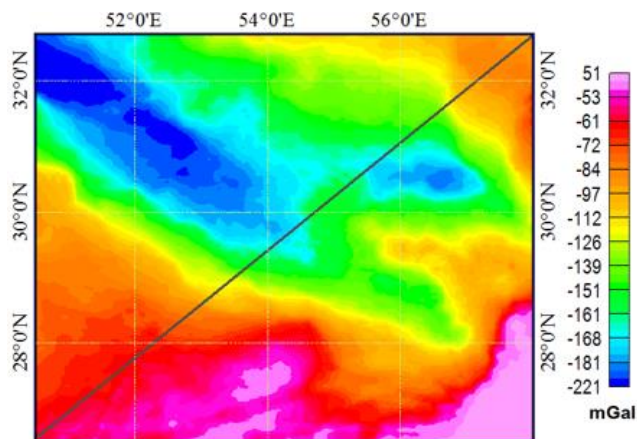
به‌منظور مدل‌سازی ساختار سنگ کره در این بخش از مدل‌سازی ترکیبی داده‌های گرانی و ژئوئید استفاده می‌شود. داده‌های گرانی و ژئوئید به توزیع چگالی درون زمین وابسته‌اند. بی‌هنجاری گرانی با عکس مجذور فاصله از سطح و نوسانات ژئوئید با عکس فاصله از سطح کاهش می‌یابند. بنابراین انتظار می‌رود که مشاهدات گرانی بیشتر تحت تاثیر تغییرات چگالی پوسته قرار داشته باشند؛ در حالی که داده‌های ژئوئید نسبت به توزیع چگالی لایه‌های عمیق‌تر سنگ کره حساس هستند. از این‌رو استفاده همزمان از داده‌های گرانی و ژئوئید در مدل‌سازی ساختار سنگ کره به نتایج دقیق‌تری منجر می‌شود.

داده‌های گرانی‌سنجی در قالب یک پروژه برداشت داده‌های گرانی زمینی در ایران توسط Dehghani et al. (1984) و سازمان نقشه برداری دفاعی آمریکا در ۱۰۰۰۰ ایستگاه و با استفاده از دستگاه گرانی‌سنجی لاکوست رومبرگ با دقتی بهتر از ۰/۳ میلی گال فراهم آمده است. داده‌های گرانی‌سنجی زمینی نسبت به داده‌های ماهواره‌ای قدرت تفکیک بالاتری دارند؛ بنابراین انتظار می‌رود نتایج مدل‌سازی با دقت بیشتری برآورد شوند. بی‌هنجاری بوگه کامل بعد از پردازش داده‌های مشاهده شده حاصل شده

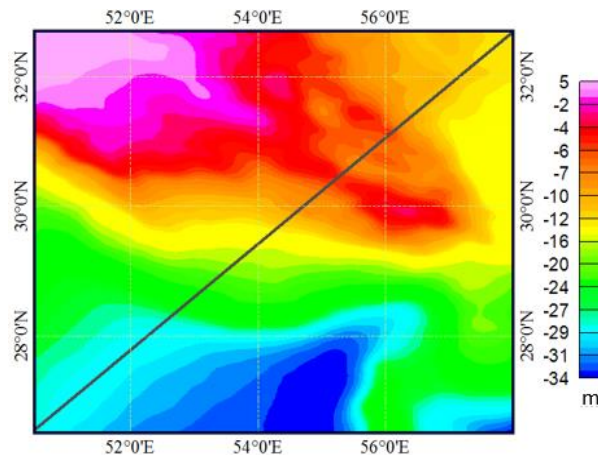
نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۱، ۱۳۹۸.

در مدل اولیه مورد استفاده قرار می‌گیرد. همچنین هندسه مرز سنگ‌کره-نرم‌کره از مدل سرعتی موج S (تهیه شده توسط Manaman and Shomali) با استفاده از تحلیل داده‌های زلزله بر گرفته شده است (شکل ۶). نتایج مدل‌سازی بر روی مقطعی که در شکل ۱ مشخص شده است (مقطع مشکی رنگ) نمایش داده خواهد شد.

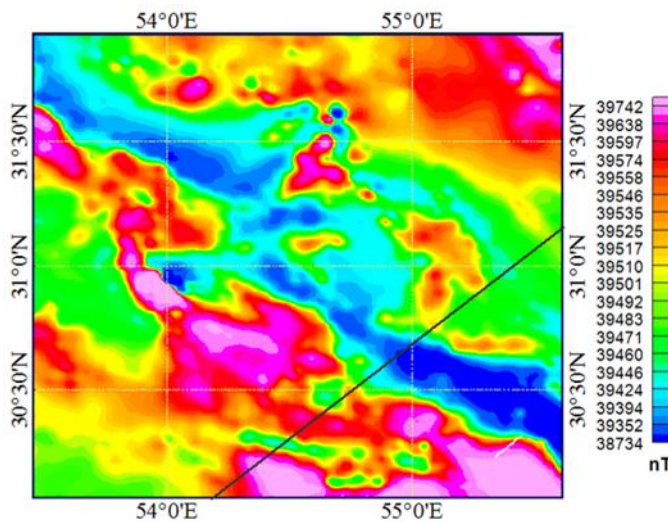
نشان می‌دهد. با توجه به اینکه داده‌های مغناطیس نسبت به تغییرات خودپذیری حساس هستند و به دلیل اینکه خودپذیری مغناطیسی در عمق-های زیر پی‌سنگ تقریباً نزدیک به صفر است، بنابراین از پردازش داده‌های مغناطیس به منظور برآورد اولیه عمق پی‌سنگ در زیر پهنه سنج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر و ایران مرکزی استفاده می‌شود که



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۳: نمایش داده‌های ورودی منطقه مورد مطالعه (الف) نقشه بی‌هنجاری بوگه (ب) نقشه بی‌هنجاری‌های ژئوئید (ج) شدت مغناطیسی کل.

همگن است که در آن انتگرال بر روی حجم از یک ساختار چندوجهی به انتگرال بر روی سطح تبدیل می‌شود. این تبدیل در یک مرحله متوقف نمی‌شود، بلکه تا جایی ادامه می‌یابد که سطح به خط و خط به نقطه تبدیل شده و پیچیدگی حل مسئله به تعداد نقاط وابسته خواهد بود (Schmidt et al., 2011). ساختار مدل به مقاطع قائم و موازی تقسیم می‌شود و سایر عناصر تشکیل دهنده هندسه مدل در این مقاطع قائم تعریف می‌شوند (Götze, 1988).

۴- روش مطالعه

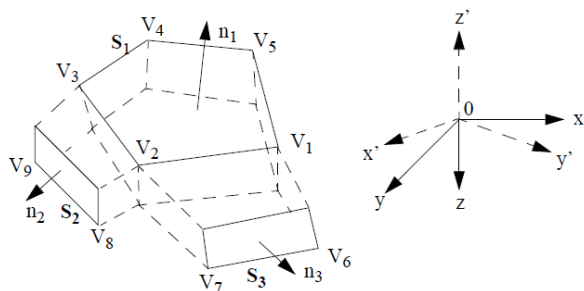
در این پژوهش بررسی ساختار پوسته و سنگ‌کره در منطقه زاگرس از روش مدل‌سازی مستقیم داده‌های گرانی با استفاده از نرم‌افزار IGMAS+ (Interactive Gravity and Magnetic Application System) صورت می‌پذیرد (Götze, 1984; Götze and Lahmeyer, 1988). این روش بر پایه حل تحلیلی انتگرال حجمی برای اثر گرانی حاصل از جسم

$$g(P) = f\rho \left\{ \sum_{j=1}^m \cos(n_j, z) \left\{ \sum_{i=1}^{k_j} h_{j,i} \left(\ln \frac{b_{j,i} + \overline{PV_{j,i-1}}}{a_{j,i} + \overline{PV_{j,i}}} \right) + \frac{\overline{PP''_j}}{h_{j,i}} \left[a \tan \frac{(r_{j,i-1})^2 + b_{j,i} \overline{PV_{j,i-1}}}{\overline{PP''_j} |h_{j,i}|} - a \tan \frac{(r_{j,i})^2 + a_{j,i} \overline{PV_{j,i}}}{\overline{PP''_j} |h_{j,i}|} \right] + 2\pi \overline{PP''_j} |\delta \mathcal{E}| \right\} \right\} \quad (5)$$

$$\delta = \begin{cases} 0 & \text{if } P'' \notin S_j \\ 1 & \text{if } P'' \in S_j \end{cases}$$

$\mathcal{E}$ فاکتور است.

در روش مدل سازی مستقیم، اثر گرانی مدل با مقادیر مشاهده ای مقایسه می شوند و در صورت عدم تطابق بین آنها تغییرات لازم در مدل داده شده و اثر گرانی آن مجددا محاسبه می شود. این فرایند تا جایی ادامه می یابد که انطباق مطلوب بین اثر گرانی محاسبه شده و مشاهده شده برقرار شود. برای جلوگیری از اثرات نامطلوب لبه در محاسبه بی هنجاری ها، مدل در امتداد مقاطع امتداد داده می شود. میزان گسترش عرضی بستگی به ضخامت بلوک ها، دقت مورد نیاز و چگالی مرجع دارد. چگالی مرجع باید به گونه ای انتخاب شود که اثرات لبه را کمینه کند. به عبارت دیگر اختلاف بین چگالی های مدل و چگالی مرجع نزدیک به صفر انتخاب شود. در اینجا از مقادیر چگالی مطلق در فرایند مدل سازی استفاده می شود. با توجه به این که مدل سازی به صورت سه بعدی امکان پذیر است؛ پس از تعیین مقاطع و تعریف عناصر مدل و انجام مدل سازی، مدل نهایی در امتداد مقطعی که در شکل ۱ مشخص شده، نمایش داده می شود.



شکل ۴: نمایش هندسی چندوجهی های تشکیل دهنده مدل (Götze, 1984).

سایر عناصر تشکیل دهنده هندسه مدل در این مقاطع تعریف می شوند. درون هر مقطع، لایه ها توسط چندوجهی هایی با چگالی مشخص تفکیک می شوند. مدل اولیه تا حد امکان باید از نظر زمین شناسی منطقی بوده و به مدل واقعی منطقه نیز نزدیک باشد. طراحی مدل و تعیین متغیرهای فیزیکی باید به گونه ای باشد که مناسب ترین برازش میان اثر گرانی محاسبه شده و مشاهده شده فراهم شود. در این مطالعه، مدل اولیه مربوط به هندسه

مدل های سه بعدی شامل عناصر مختلفی هستند که به صورت چندوجهی های همگن با استفاده از نرم افزار IGMAS ساخته می شوند (Götze et al., 2000). نمایش هندسی چندوجهی ها در شکل ۴ نمایش داده شده است. چندوجهی ها شامل رئوس بسیاری هستند که به منظور تشکیل شبکه مثلثی، مثلث بندی می شوند. در ادامه روابط کاربردی مربوط به محاسبه اثرات گرانی عناصر سه بعدی شرح داده می شوند. انتگرال حجمی توصیف کننده پتانسیل گرانی U در نقطه P به مجموع انتگرال های خطی تبدیل می شود. با اعمال تئوری گاوس و گرین (Gauss and Green) پتانسیل گرانی به صورت زیر بدست می آید:

$$U(P) = f \iiint \frac{dm}{R} \quad (1)$$

که در آن R فاصله بین P، f ثابت گرانشی و dm المان جرم حاصل می شود: $dm = \rho dx dy dz = \rho dv$

$$g(P) = \frac{\partial U}{\partial z}(P) = f\rho \iiint \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{R} \right) dv \quad (2)$$

و با استفاده از فرمول گاوس به رابطه زیر تبدیل می شود:

$$g(P) = f\rho \iint \cos(n, z) \left(\frac{1}{R} \right) dS \quad (3)$$

به طوری که n بردار نرمال عمود بر سطح است. این انتگرال سطحی برای تمام سطح چندوجهی محاسبه می شود. عبارت $\cos(n, z)$ جهت عنصر سطحی dS در سیستم مختصات کارتزین را توصیف می کند. جاذبه کل چندوجهی به صورت جمع جاذبه های هر کدام از سطوح S_j بیان می شود:

$$g(P) = f\rho \sum_m [\cos(n_j, z) \iint \left(\frac{1}{R} \right) dS_j] \quad (4)$$

m تعداد کل صفحات است.

معادله (۴) با استفاده از چهاروجهی P_j که شامل سطح S_j است به انتگرال خط تبدیل می شود. چندوجهی از رئوس V_j ساخته شده است. پارامترهای $a_{j,i}, r_{j,i}, h_{j,i}$ و $b_{j,i}$ فواصل رئوس مختلف را در یک سیستم مختصات چرخیده سطحی بیان می کنند. گرانی g در نقطه P، حاصل از یک چندوجهی به صورت زیر است:

۵- مدل سازی ساختار پوسته و سنگ کره

برای مدل سازی مستقیم ساختار پوسته و سنگ کره نیاز به تعریف یک مدل اولیه و متغیرهای فیزیکی مربوط به آن داریم. فضای مدل شامل مقاطع قائم است؛ که در راستای تقریبی عمود بر ساختار جهت گیری می شوند و

وجود سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه حاکی از چگالی بیشتر و نزدیک به چگالی سنگ‌های پوسته فوقانی است. بخش انتهایی مقطع مورد مطالعه، بخش جنوبی ایران مرکزی را در برمی‌گیرد. این پهنه شامل رسوباتی به ضخامت متوسط ۷ کیلومتر می‌باشد (Morley et al., 2009).

در خصوص پوسته بالایی اطلاعات به نسبت کمتری موجود است. با توجه به ویژگی‌های ساختمانی، پوسته بالایی به دو بخش با اختلاف چگالی اندک تفکیک شده است. پی سنگ پرکامبرین پهنه زاگرس چین و گسل خورده، بخش شمالی صفحه عربستان را تشکیل می‌دهد. اطلاعات مربوط به عمق کانونی زلزله‌ها در بخش جنوبی این پهنه، زلزله‌هایی با عمق ۸-۲۰ کیلومتر را در بخش فوقانی پی سنگ پرکامبرین منطقه گزارش می‌دهد (Ni and Barazangi, 1986; Talebian & Jackson, 2004)؛ که در مدل اولیه به عنوان عمق اولیه پوسته بالایی در این منطقه در نظر گرفته می‌شود. پی سنگ پهنه سنندج-سیرجان بخشی از حاشیه شمالی صفحه عربستان بوده که پس از بازشدگی تئیس جوان در پرمین میانی از این صفحه جدا شده و احتمالاً ویژگی پوسته‌های اقیانوسی را نیز داراست. پس از بسته شدن تئیس جوان در اواخر مزوزوئیک و برخورد صفحات ایران و عربستان، این پی سنگ تحت گسلش و دگرگونی قرار داشته است. همچنین در بخش ارومیه - دختر، پی سنگ تحت تاثیر فعالیت‌های شدید ماگماتیسم قرار داشته است.

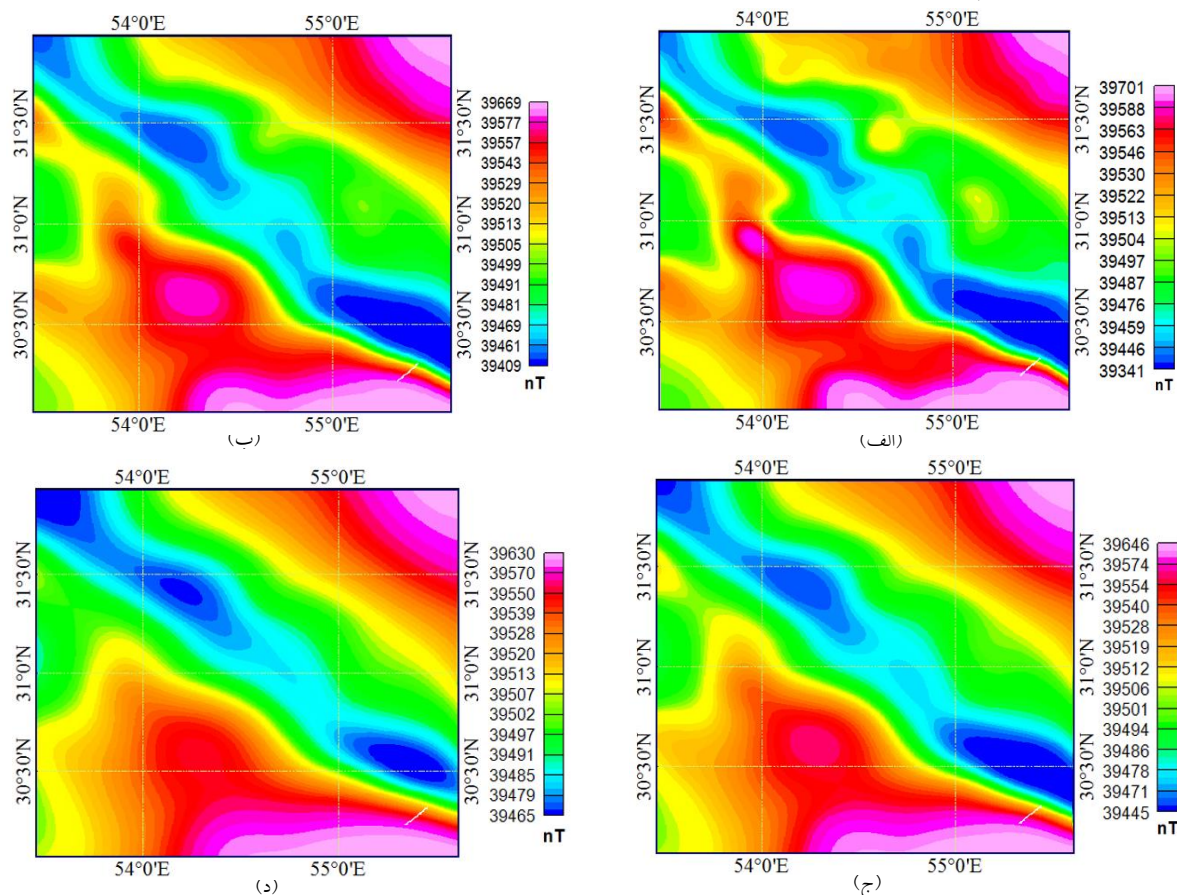
به‌منظور تخمین اولیه عمق پی سنگ در زیر صفحه ایران در محدوده - ای شامل پهنه سنندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه دختر و ایران مرکزی از نقشه ادامه فراسوی داده‌های شدت مغناطیس کل (شکل ۵) استفاده شده است. از روش ادامه فراسو به منظور تخمین اولیه ای برای عمق سنگ بستر در مدل اولیه استفاده شده است. روش ادامه فراسو داده های اندازه گیری شده را از سطح اندازه گیری به سطحی بالاتر منتقل می‌کند. نتیجه این انتقال تضعیف بی‌هنجاری‌های با طول موج کوتاه تر است. این بی‌هنجاری‌های مربوط به اثرات سطحی و یا نوفه های موجود در نقشه بی‌هنجاری‌های گرانی هستند. بنابراین با این انتقال بی‌هنجاری‌های مربوط به چشمه های سطحی و کم عمق تضعیف شده و یا از بین می روند و بی‌هنجاری‌های مربوط به چشمه های عمیق تر و وسیعتر مشخصتر دیده می‌شوند. نقشه ادامه فراسوی داده‌ها می‌تواند ملاک نسبتاً خوبی برای برآورد عمق بیشینه بی‌هنجاری‌ها باشد؛ به‌طوری که با ادامه فراسو به عمقی بیشتر از عمق بیشینه، بی‌هنجاری شروع به حذف شدن می‌کند (Jacobson, 1987). همان‌طور که در شکل ۵ دیده می‌شود، با ادامه فراسو به ارتفاعی بیشتر از ۱۵ کیلومتر بی‌هنجاری بخش جنوب غربی نقشه به تدریج حذف می‌شود. این مقدار برای بی‌هنجاری مرکزی و شمال شرقی در ادامه فراسوی تقریباً بیش از ۲۰ و ۲۵ کیلومتر اتفاق می‌افتد. در نتیجه به نظر می‌رسد که تغییرات عمق پوسته بالایی از پهنه سنندج-سیرجان به سمت ایران مرکزی افزایش می‌یابد.

پوسته و سنگ کره در منطقه زاگرس شامل چهار لایه اصلی، رسوبات، پوسته بالایی، پوسته پایینی و گوشته بالایی در نظر گرفته می‌شود. برای بهبود هندسه مدل و افزایش قیود ساختمانی از اطلاعات و نتایج حاصل از مطالعات زمین شناسی و ژئوفیزیکی، در اینجا داده‌های مغناطیسی و زلزله استفاده شده است.

متغیرهای چگالی مربوط به عناصر مختلف مدل در جدول ۱ نشان داده شده است. این متغیرها بر اساس ویژگی‌های سنگ شناسی و ساختمانی بخش‌های مختلف منطقه و همچنین مطالعات قبلی صورت گرفته در منطقه (Motavali et al., 2011, Molinaro et al., 2005) انتخاب شده‌اند.

پوشش رسوبی منطقه را می‌توان به تعدادی زیر بخش تقسیم کرد. بخش جنوب غربی مقطع شامل حوضه خلیج فارس می‌شود؛ که با توجه به قرار گرفتن رسوبات این منطقه در زیر یک حوضه آبی، چگالی متوسط به نسبت کوچکتر ۲۵۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب برای آن در نظر گرفته شده است. در زاگرس چین و گسل خورده توالی رسوبات پانروزوئیک و نئوپروتروزوئیک بین ۶ تا ۱۲ کیلومتر تخمین زده شده است. ضخامت این لایه‌های رسوبی در بخش جنوب غربی زون بیشینه مقدار خود را داشته و با حرکت به سمت شمال شرق به تدریج از میزان آن کاسته می‌شود. رسوبات بخش شمال شرقی پهنه راندگی‌ها تا محل گسل اصلی زاگرس بواسطه ویژگی‌های متفاوت آن و تشابه با پهنه سنندج-سیرجان به یک زیرلایه مجزا با چگالی ۲۷۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب تفکیک شده است. در نتیجه برخورد قاره‌ای و افزایش فعالیت گسل‌های تراستی این منطقه از زاگرس، ردیف‌های دگرگونی و غیر دگرگونی و واحدهای مغناطیسی و همچنین افیولیتی از بخش پوسته بالایی صفحه اوراسیا به بخش جنوب غربی راندگی اصلی زاگرس در داخل صفحه عربستان رانده شده اند. مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک (MT) در زاگرس (Oskooi et al., 2012) حاکی از بی‌هنجاری‌هایی با مقاومت ویژه بالا در این ناحیه است که نشان‌دهنده وجود سنگ‌هایی رسوبی مقاوم‌تر مانند سنگ آهک و افیولیت است.

در حاشیه شمال شرق گسل اصلی زاگرس پهنه سنندج-سیرجان واقع شده که ساختمانی پیچیده شامل نفوذیه‌های گرانیتی-دیوریتی، سنگ-های آذرین بیرونی و دگرگونی گسترده به همراه رسوبات آواری است. از این رو با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی این منطقه چگالی به نسبت بالاتر ۲۷۵۰ کیلوگرم بر متر مکعب نسبت به پهنه جنوب غربی آن در نظر گرفته می‌شود. علاوه بر این، در مرز شمال شرقی فرونشست سنندج-سیرجان بخشی کوچکی از نیمرخ به محدوده‌ای از رسوبات کم چگال تر (در اینجا ۲۷۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب) نسبت به پهنه‌های مجاور تخصیص داده شده است. این محدوده در مقطع دوبعدی مگنتوتلوریک (Oskooi et al., 2012) با رسانندگی بالا بین پهنه‌های با مقاومت ویژه بالاتر مشخص شده است. کمان ماگمایی ارومیه- دختر، شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین بیرونی و نفوذی با ضخامت تقریبی ۴ کیلومتر است (علوی، ۲۰۰۷).



شکل ۵: نقشه‌های ادامه فراسوی داده‌های شدت مغناطیس کل منطقه مشخص شده در شکل ۱ به (الف) ارتفاع ۱۰ کیلومتر (ب) ارتفاع ۱۵ کیلومتر (ج) ارتفاع ۲۰ کیلومتر (د) ارتفاع ۲۵ کیلومتر.

جدول ۱: مقادیر چگالی اختصاص داده شده به عناصر مدل.

چگالی (کیلوگرم بر متر مکعب)	نام لایه
۲۵۵۰	رسوبات - حوضه خلیج فارس
۲۶۵۰	رسوبات - زاگرس چین و گسل خورده
۲۷۵۰	رسوبات - پهنه سندانج-سیرجان
۲۷۹۰	رسوبات - کمان ماگمایی
۲۷۰۰	رسوبات-ایران مرکزی
۲۸۲۰	پوسته بالایی - صفحه عربستان
۲۸۴۰	پوسته بالایی - صفحه ایران
۲۹۵۰	پوسته پایینی
$\rho_m = \rho_a[1 - \alpha(T(z) - T_a)]$	گوشته بالایی
۲۸۵۰	چگالی مرجع

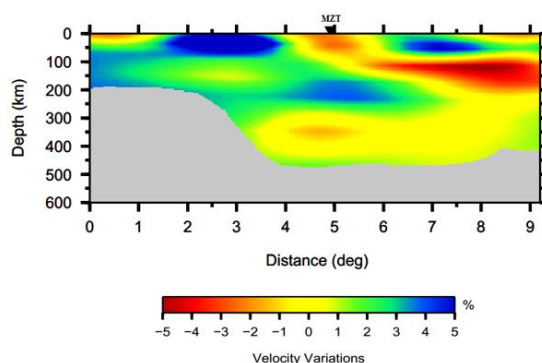
نکته قابل توجه در این مقطع وجود بی‌هنجاری منفی در زیر صفحه ایران در عمق‌های نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر است. وجود این بی‌هنجاری دلیلی بر جدایش صفحه فرورونده در زیر صفحه ایران و متعاقباً کاهش ضخامت سنگ کره در این منطقه در نظر گرفته شده است. از نتایج تفسیر مقطع موج برشی به عنوان فرض اولیه در طراحی مدل استفاده شده است.

چگالی گوشته فوقانی به تغییرات دما وابسته است. از این رو توزیع چگالی در گوشته از رابطه $\rho_m = \rho_a[1 - \alpha(T(z) - T_a)]$ (Fullea et al., 2007) محاسبه می‌شود. که در آن ρ_a چگالی نرم کره (۳۲۰۰ کیلوگرم بر مترمکعب)، α ($3.5 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$) ضریب انبساط گرمایی و T_a دمای کف سنگ کره است که ۱۳۰۰ درجه سانتیگراد در نظر گرفته می‌شود. توزیع دمای گوشته با منحنی‌های هم دما با فواصل ۲۰۰ درجه سانتیگراد نشان داده شده‌اند. بر اساس رابطه فوق، با افزایش عمق، دما افزایش می‌یابد و در نتیجه چگالی کمتر می‌شود. بنابراین با توجه به اینکه دمای سنگ کره کمتر از سست‌کره زیرین است، چگالی سنگ کره بیشتر خواهد بود.

مقطع سرعت موج برشی S در امتداد نیم‌رخ به فاصله حدوداً ۴۰ در شرق نیم‌رخ حاضر در شکل ۶ (تهیه شده توسط Manaman and Shomali) نشان داده شده است. سرعت موج S به تغییرات ضخامت سنگ‌کره وابسته است و با افزایش عمق کاهش می‌یابد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، در زیر صفحه عربستان سرعت موج S مقادیر بالاتری را نسبت به صفحه ایران نشان می‌دهد. همچنین در محل برخورد قاره‌ای تغییرات محسوس سرعت دیده می‌شود.

۸ مقایسه بین نتایج حاصل از تخمین ضخامت پوسته توسط روش حاضر و تعدادی از مطالعات انجام شده توسط سایر محققین را نشان می‌دهد. عمق موهو (مرز میان پوسته و گوشته) در حوضه خلیج فارس حدوداً ۴۰ کیلومتر بوده که با تغییرات اندک در زیر پهنه زاگرس چین و گسل خورده به تدریج افزایش می‌یابد. متوسط عمق پوسته در زاگرس چین خورده از ۴۲ تا ۴۸ کیلومتر تغییر می‌کند. این نتیجه مشابه با مقادیر بدست آمده در این منطقه توسط (Dehghani and Makris, 1984) است. با عبور از گسل زاگرس مرتفع و در زیر پهنه راندگی‌ها تغییرات عمق موهو افزایش ناگهانی داشته و به مقدار میانگین ۵۵ کیلومتر در این منطقه می‌رسد. بیشینه عمق موهو تقریباً برابر با ۶۶ کیلومتر در زیر گسل اصلی زاگرس محاسبه شده است که انطباق خوبی با ۶۵ کیلومتر عمق موهو بیشینه به دست آمده توسط (Snyder & Barazangi, 1986) و ۶۰ کیلومتر توسط (Motavali et al., 2011) دارد. این در حالی است که (Paul et al., 2006) و (Molinari et al., 2005) به ترتیب مقادیر ۶۹ کیلومتر و ۵۲ کیلومتر را در فاصله حدودی ۵۰-۹۰ کیلومتری شمال شرق گسل اصلی زاگرس و در زیر سنندج-سیرجان پیشنهاد می‌دهند. با عبور از پهنه سنندج-سیرجان عمق موهو مجدداً شروع به کاهش کرده به طوری که در زیر کمان ماگمایی ارومیه-دختر به ۴۷ کیلومتر می‌رسد. روند کاهش عمق موهو در امتداد شمال شرق به تدریج ادامه می‌یابد و در بخش ایران مرکزی از ۴۲ کیلومتر تا ۳۷ کیلومتر در بخش ایران مرکزی میانی تغییر می‌کند. این مقادیر در محدوده نتایج حاصل از مدل سازی ضخامت پوسته توسط (Motavali et al., 2011) و (Tunini et al., 2015) است.

نتایج مدل سازی (شکل ۷) حاکی از نازک شدگی سنگ کره در جهت جنوب غرب به شمال شرق مقطع است. به طوریکه مرز بین سنگ کره نرم کره از عمق ۲۲۰ کیلومتر در زیر صفحه عربستان تا تقریباً ۱۳۰ کیلومتر در زیر محدوده سنندج-سیرجان و ۱۰۰ کیلومتر در ایران مرکزی تغییر می‌کند. این نتایج تاییدی بر جدایی بخشی از پوسته اقیانوسی در حال فروانش صفحه فرورونده عربستان در داخل نرم کره زیرین در زمانی پس از برخورد صفحات قاره ای، در اواخر کرتاسه-اوائل میوسن است. بر اساس نتایج به دست آمده توسط (Molinari et al., 2005)، ژرفای سنگ کره از حدود ۲۲۰ کیلومتر در زیر خلیج فارس تا ۱۰۰ کیلومتر در زیر کمربند چین و گسل خورده زاگرس کاهش یافته و دوباره به سمت شمال شرق تا ضخامت ۱۴۰ کیلومتر در زیر ایران مرکزی افزایش می‌یابد. (Jimenez-Munt et al., 2012) سنگ کره ضخیمی (۱۸۰-۲۲۰ کیلومتر) را در زیر حوضه خلیج فارس و کمربند چین و گسل خورده زاگرس همراه با نازک شدگی (۱۶۰-۱۴۰ کیلومتر) در زیر پهنه سنندج-سیرجان و ایران مرکزی پیشنهاد داده است. نتایج مطالعه (Tunini et al., 2015) ضخامتی برابر با ۲۲۰ کیلومتر در زیر حوضه خلیج فارس تا ۱۲۵ کیلومتر در زیر پهنه سنندج-سیرجان و ارومیه - دختر و کاهش بیشتر در زیر حوضه ایران مرکزی را نشان می‌دهد.



شکل ۶: نقشه بی‌هنجاری سرعت موج S در امتداد مقطع نشان داده شده شکل ۱ (مقطع قرمز رنگ) با استفاده از روش وارون سازی شکل موج (Manaman and Shomali, 2010).

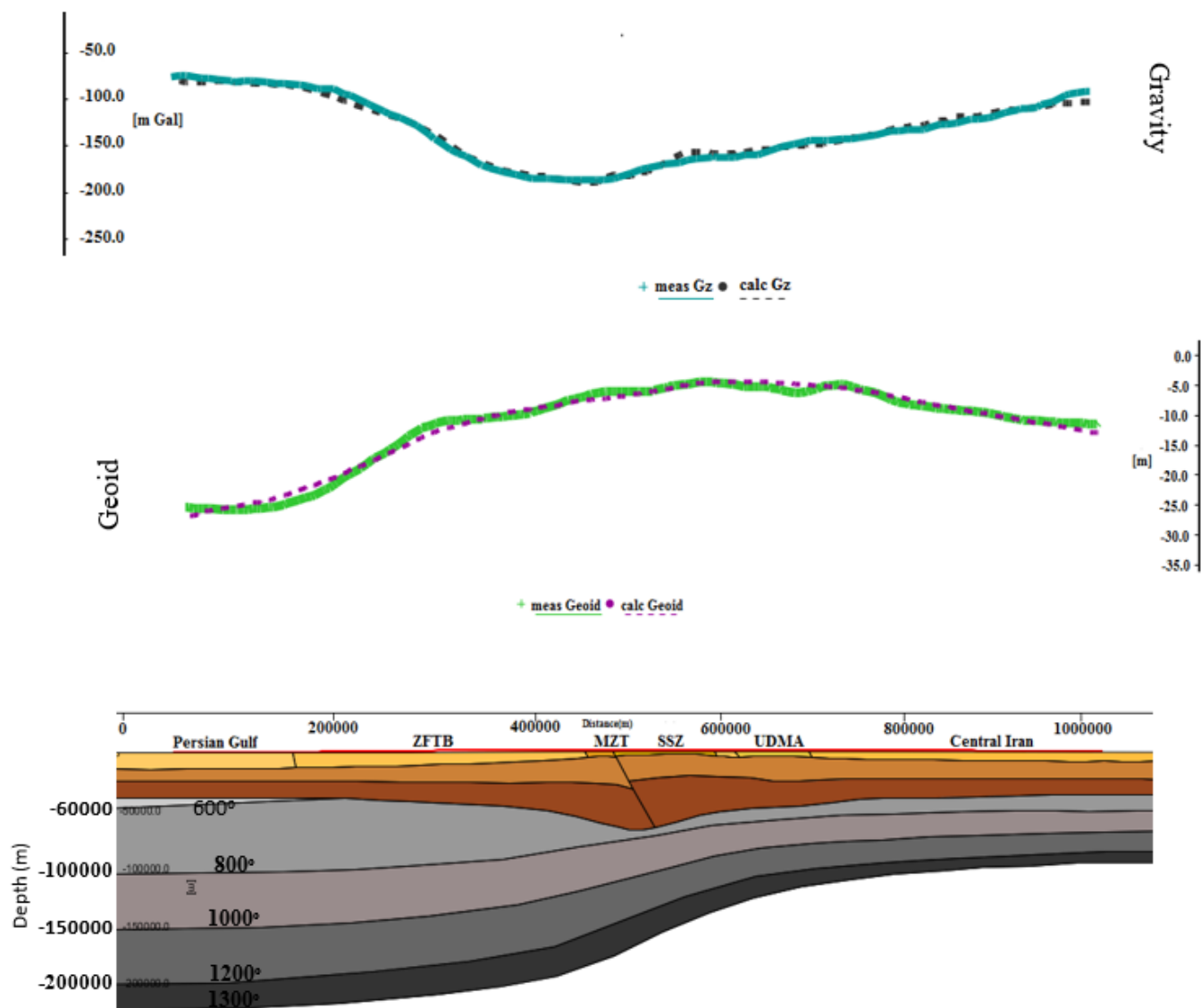
۶- بحث و بررسی نتایج

مدل چگالی نهایی حاصل از مدل سازی مستقیم داده‌های گرانی در امتداد مقطع مورد نظر در شکل ۷ نشان داده شده است. انطباق بین داده‌های مشاهده شده و محاسبه شده به گونه ای صورت می‌گیرد که مدل حاصل در عین حال که از لحاظ زمین شناسی منطقی بوده، بتواند بهترین جواب تقریبی را برآورد کند. فرایند مدل سازی با انتخاب یک مدل ساده اولیه آغاز شده و به تدریج با هدف ایجاد بهترین برازش ممکن بین مجموعه داده‌های گرانی و ژئوئید با مقادیر اندازه گیری شده و در چارچوب قیود اعمال شده، ارتقا داده می‌شود. دقت مدل حاصل به دقت داده‌ها و روش مورد استفاده بستگی دارد. خطا در برآورد داده‌های گرانی ۱۵ میلی گال و برای داده‌های ژئوئید حدوداً ۳ متر است. با توجه به مدل‌های مختلف طراحی شده، عدم قطعیت تخمین ضخامت پوسته در حدود ۴ کیلومتر و برای لیتوسفر تقریباً ۱۵ کیلومتر برآورد می‌شود.

با توجه به شکل، ضخامت لایه رسوبات در حوضه خلیج فارس ۱۵ کیلومتر بوده که در بخش جنوب غربی پهنه چین و گسل خورده زاگرس تقریباً به ۱۲ کیلومتر می‌رسد و با کاهش تدریجی در امتداد شمال شرق در نزدیکی گسل اصلی زاگرس به ۵ کیلومتر کاهش می‌یابد. با حرکت به سمت شمال شرق و محل برخورد قاره‌ای صفحات عربستان و ایران به دلیل افزایش فعالیت پی سنگ پرکامبرین و فعال شدن گسل‌های تراستی قدیمی در محل برخورد قاره‌ای، پی سنگ به تدریج بالا آمده است. به طوری که ملاحظه می‌شود، در پهنه سنندج-سیرجان همزمان با کاهش ضخامت رسوبات، پی سنگ به سطح زمین نزدیک تر شده است که احتمالاً نتیجه فرارانش صفحه ایران بر روی صفحه عربستان باشد. با ادامه مسیر به سمت ایران مرکزی ضخامت رسوبات افزایش یافته و از ۴ کیلومتر به حدوداً ۸ کیلومتر در بخش انتهایی مقطع می‌رسد. ژرفای پی سنگ در زیر صفحه عربستان در حدود ۲۵ کیلومتر برآورد شده است که در زیر پهنه سنندج-سیرجان به ۲۰ کیلومتر می‌رسد.

پوسته پایینی تغییرات عمقی محسوسی در طول مقطع دارد. شکل

باقری آشنا و همکاران / مطالعه ساختار پوسته و سنگ کره در زیر رشته کوه‌های زاگرس بر اساس مدل‌سازی داده‌های گرانی و ژئوئید. صفحات ۱۵-۲۸.



شکل ۷: مدل چگالی نهایی حاصل از مدل‌سازی داده‌های گرانی و ژئوئید در امتداد مقطع مورد مطالعه. خط پیوسته آبی رنگ مربوط به بی‌هنجاری گرانی مشاهده شده، خط پیوسته سبز رنگ مربوط به بی‌هنجاری ژئوئید مشاهده شده و خطوط نقطه چین بی‌هنجاری‌های محاسبه شده هستند. توزیع دمای گوشته با منحنی‌های هم‌دما با فواصل ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد نشان داده شده‌اند. نشانه‌های اختصاری عبارتند از ZFTB: کمربند چین و گسل خورده زاگرس؛ MZF: گسل اصلی زاگرس؛ SSZ: پهنه سندانج-سیرجان؛ UDMA: کمان ماگمایی ارومیه-دختر.

Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229, 211-238.

Alavi, M., 2007, Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran و *American Journal of science*, 307(9), pp.1064-1095.

Alinaghi, A., Koulakov, I., Thybo, H., 2007, Seismic tomographic imaging of P- and S-waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran, *Geophysics. J. Int.*, 169, 1089-1102.

Berberian, M., King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210-265.

Berberian, M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, *Tectonophysics*, 241, 193-224.

Dehghani, G., Makris, J., 1984, The gravity field and crustal structure of Iran, *Neues Jahrbuch Geologie und Palaeontologie, Abhandlungen*, 168, 215-229.

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.

Götze, H.J., 1984, Über den Einsatz interaktiver Computergraphik im Rahmen 3-dimensionaler Interpretationstechniken in Gravimetrie und Magnetik, *Habilitationschrift, Technische Universität Clausthal*.

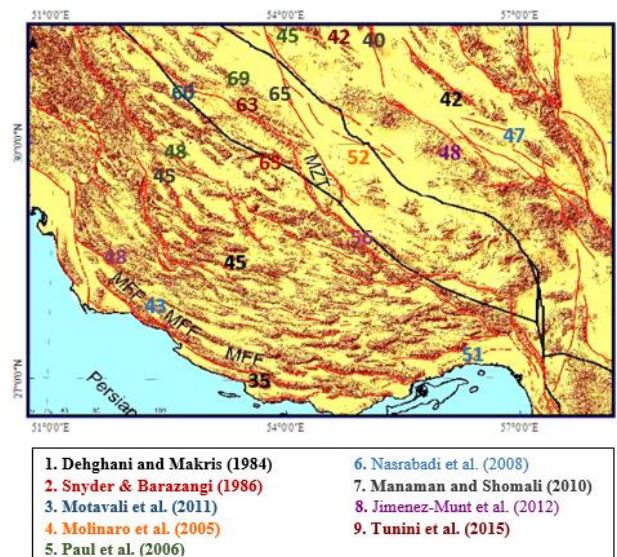
Götze, H.J., Lahmeyer, B., 1988, Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics* 53, No. 8, pp. 1096-1108.

Götze, H.J. And Lahmeyer B., 1988, Application of three-dimensional interactive modeling in gravity and magnetics, *Geophysics* 53, 1096-1108.

Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtyany, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran), *Geophys. J. Int.*, 155, 403-410.

Jackson, J., Haines, J. and Holt. W., 1995, The accommodation of Arabia- Eurasia plate convergence in Iran, *J. Geophys. Res.*, 100(B8), 15,205-15,219, doi:10.1029/95JB01294.

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), *Geophysical Journal International*, 190(3), pp.1311-1324.



شکل ۸: مقادیر عمق موهو محاسبه شده در مطالعات پیشین بر روی نقشه ارتفاعی ایران برگرفته از مدل ETOPO1. (Dehghani and Makris, 1984; Snyder and Barazangi, 1986; Molinaro et al., 2005; Paul et al. 2006; Nasrabadi et al., 2008; Manaman and Shomali, 2010; Motavali et al., 2011; Jimenez-Munt et al., 2012; Tunini et al., 2015)

۷- نتیجه‌گیری

در این پژوهش ساختار پوسته و سنگ‌کره با استفاده از مدل‌سازی مستقیم داده‌های گرانی در منطقه برخورد قاره‌ای زاگرس مورد بررسی قرار گرفت. استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی زمینی با دقت بالا که به طبع دقت بیشتری نسبت به داده‌های ماهواره‌ای دارند، امکان آشکارسازی و مدل‌سازی ساختارهای کوچکتر را فراهم آورده است. در برآورد مدل نهایی داده‌ها و نتایج مطالعات ژئوفیزیکی و همچنین زمین‌شناسی به‌عنوان اطلاعات جانبی مورد استفاده قرار گرفتند. بر اساس نتایج مدل‌سازی عمق موهو در زیر حوضه خلیج فارس کمترین مقدار خود را داشته که با افزایش تدریجی به سمت شمال‌شرق به بیشینه ۶۴ کیلومتر در زیر گسل اصلی زاگرس می‌رسد. همچنین مدل حاصل حاکی از نازک‌شدگی سنگ‌کره در زیر صفحه ایران است؛ که تائیدی بر مطالعات پیشین در این منطقه است.

۸- سپاس‌گزاری

از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه هامبورگ آلمان برای تدارک فرصت مطالعاتی نگارنده اول این مقاله سپاسگزاری می‌شود. نگارندگان این مقاله از پرفسور Sabine Schmidt در زمینه ارائه نرم‌افزار IGMAS+ کمال تشکر را دارند. همچنین از آقای دکتر حسین شمالی و آقای دکتر نوید شاد منامن به خاطر تهیه مقاطع سرعت موج زلزله سپاسگزاری می‌کنند.

۹- منابع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005, Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *International*

- with Himalayas, *Journal of Geophysical Research* v. 91, p. 8205-8218.
- Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., Mokhtari, M., 2006, Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran), *Geophysical Journal International* 166 (1), 227-237.
- Schmidt, S., Plonka, C., Götze, H.J. and Lahmeyer, B., 2011, Hybrid modeling of gravity, gravity gradients and magnetic fields, *Geophysical Prospecting*, Volume. 59(6), 1046-1051, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478>.
- 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, 361-373.
- Stocklin, J., 1968a, Structural history and tectonics of Iran: A review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229-1258.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004, A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophysical Journal International*, 156(3), pp.506-526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M. and Chéry, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements, *Geophysics. Res. Lett.*, 29(19), 1927, doi:10.1029/2002GL015427.
- 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, *Geophysics J Int*, 200 (1), 596-614. doi: 10.1093/gji/ggu418.
- Jacobsen, B.H., 1987, A case for upward continuation as a standard separation filter for potential-field maps, *Geophysics*, 52(8), pp.1138-1148.
- McQuarrie, N., 2004, Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 519-535.
- Manaman, N.S., Shomali, H., 2010, Upper mantle S-velocity structure and Moho depth variations across Zagros belt, Arabian–Eurasian plate boundary, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 180 (1-2), 92-103.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guézou, J.C. and Frizon de Lamotte, D., 2005, The structure and kinematics of the south-eastern Zagros fold-thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics, *Tectonics* 24, TC3007.
- 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., Ardestani, V.E., 2011, Crustal and lithospheric structure of the Alborz Mountains, Iran, and surrounding areas from integrated geophysical modeling, *Tectonophysics*, VOL. 30, TC5012.
- Nasrabadi, A., Tatar, M., Priestley, K. and Sepahvand, M.R., 2008, Continental lithosphere structure beneath the Iranian Plateau, from analysis of receiver functions and surfaces waves dispersion, *The 14th World Conference on Earthquake Engineering*, 2008 October 12-17, Beijing, China.
- Ni, J. and Barazangi, M., 1986, Seismotectonics of the Zagros continental collision zone and a comparison



Structural study of crust and lithosphere beneath Zagros mountain range by gravity and geoid data modeling

Zahra Bagheri-Ashena^{*1}, Vahid Ebrahimzadeh –Ardestani² and Ali Dehghani³

1. Ph.D. student, institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.
2. Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran and Center of Excellence in Survey Engineering and Disaster Management, Tehran, Iran.
3. Institute of Geophysics, University of Hamburg, Hamburg, Germany.

Received: 11 December 2017; Accepted: 4 February 2018

Corresponding author: zahra.ashena@ut.ac.ir

Keywords

Zagros mountains
Structure of crust and lithosphere
Forward modeling
Gravity Data
Geoid Data

Extended Abstract

Summary

Specific geological and economic features of the Zagros orogeny region have made this region an important subject to study. Therefore, in this research, we explore the structure of the crust and lithosphere of this region by forward modeling of gravity and geoid data. The survey area is located in the Zagros mountain range comprising of all major structural domains from Persian Gulf to central Iran. According to our results, crustal thickness is minimum beneath Persian Gulf increasing toward northeast and reaches to its maximum of 66 km underneath main Zagros thrust. Passing through the Sanandaj-Sirjan zone, crustal thickness decreases again below the central Iran. The depth to the boundary between lithosphere and asthenosphere changes from ~220 km beneath Arabian plate to 100 km beneath central Iran.

Introduction

Zagros orogeny is one of the most active orogenic belts among the mountain ranges extending approximately 2000 kilometers from the Anatolian fault in eastern Turkey to the Minab fault in southern Iran. Concerning the importance of this region, structural analysis of Zagros mountain range has been regarded in this research. The Bouguer anomaly data that we have used in this paper, are the ground gravity data with resolution of 2 arc-minute. In order to constrain the results of gravity data modeling and due to inherent non-uniqueness of gravity modeling solution, information from other resources including geomagnetic data, geological studies and seismology have been used.

Methodology and Approaches

In this research, density model is created using IGMAS+ software (Interactive Gravity and Magnetic Application System). This method is based on the analytic solution of the volume integral for the gravity and geoid effect of a homogeneous object in which the integral over the polyhedral is transformed into line integrals.

The structure of the model is divided into vertical and parallel sections, and other elements forming the geometry of the model are defined in these vertical sections. In the forward modeling, the gravity and geoid effect of the model is compared with the observed values. In the case of non-conformance between them, the necessary changes are applied in the model and anomaly is recalculated. This process continues until desired adaptation between the calculated and observed gravity is established.

Results and Conclusions

In this research, the structure of crust and lithosphere in the Zagros continental collision zone was investigated using forward modeling of gravity and geoid data. The use of high-precision ground gravity data, which is more accurate than satellite data, allows us to detect and model the smaller internal structures in the Zagros region. For estimation of the final model, the data and results of geophysical studies as well as geological information of the region have been used as additional information. According to the results of the modeling, the Moho depth below the Persian Gulf basin is the lowest, which is gradually increasing to the northeast to a maximum of 66 km below

the main fault of Zagros. Furthermore, the resulting model indicates the thinning of the lithosphere below the Iranian plate, which confirms previous studies in this region.
