

برآورد عمق ناپیوستگی موهو برای آذربایجان با استفاده از داده های گرانی سنجی زمینی به روش تکرار پارکر- اولدنبرگ

امیرحسام آقایی میبیدی، حمیدرضا نانکلی*، رضا صناعی

گروه ژئودزی، واحد شاهرود، دانشگاه آزاد اسلامی، شاهرود، ایران

چکیده

مرز جداکننده بین گوشته و پوسته زمین، مرز موهو نامیده می‌شود. این مرز بیان‌کننده‌ی تغییر عمده در سرعت‌های لرزه‌ای، ترکیبات شیمیایی و سنگ‌شناسی است و عمق آن در تشخیص ساختار کلی پوسته، زمین و تکتونیک ناحیه مورد استفاده قرار می‌گیرد. با مطالعه‌ی عمق موهو می‌توان ضخامت پوسته را در نواحی مختلف مورد بررسی قرارداد. از آنجایی که آذربایجان از لحاظ ساختار زمین‌شناسی و حرکات تکتونیکی، دارای پیچیدگی خاصی می‌باشد، بررسی ضخامت پوسته در مطالعه‌ی ساختارهای زمین‌شناسی نواحی مختلف آن حائز اهمیت است. برای تعیین ضخامت پوسته با استفاده از داده‌های گرانی نیز ابتدا بی‌هنجاری هوای آزاد و تصحیح توپوگرافی محاسبه می‌شود و از طریق آن‌ها بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل محاسبه می‌گردد. اطلاعات بی‌هنجاری بوگه کامل در یک فرآیند وارون سازی، همانند فرآیند تکراری در فضای فرکانس به روش پارکر - اولدنبرگ، وارد می‌شوند و نتیجه‌ی آن تخمین عمق موهو برای منطقه‌ی مورد بررسی می‌باشد. در این پایان‌نامه بی‌هنجاری بوگه کامل برای آذربایجان دارای مقدار بیشینه ۱۷ میلی‌گال و مقدار کمینه ۱۶۰- میلی‌گال محاسبه گردید و میانگین عمق موهو نیز ۴۰ کیلومتر با دقت ۶.۵ متر برآورد گردید.

واژه‌های کلیدی: بی‌هنجاری گرانی، گرانی سنجی، ضخامت پوسته، ایزوستازی

۱. مقدمه

زمین را براساس تغییر خواص فیزیکی و شیمیایی و سرعت امواج زلزله در آن به چندلایه تقسیم می‌کنند، که لایه‌های اصلی آن عبارت از پوسته، گوشته، هسته داخلی و خارجی است. ضخامت پوسته از جایی به جای دیگر متفاوت است، ولی به‌طور کلی در زیررشته کوه‌های قاره‌ای حداکثر مقدار خود را دارد. نازک‌ترین بخش پوسته را در اقیانوس‌ها، مخصوصاً در نزدیکی پشته‌های اقیانوسی می‌توان مشاهده کرد. پوسته با ضخامت تقریبی ۲۰ تا ۷۰ کیلومتر در قاره‌ها و ۷ تا ۱۲ کیلومتر در اقیانوس‌ها، لایه‌ی نسبتاً نازکی را بر روی کره زمین تشکیل می‌دهد. در زیر این لایه گوشته قرار دارد. مرز جدا کننده بین گوشته و پوسته زمین که اولین بار در سال ۱۹۱۰ توسط محقق کروات، آندریژا موهروویچ با مشاهده‌ی افزایش ناگهانی در سرعت امواج زلزله در زیر نواحی کم ضخامت پوسته در اروپا تشخیص داده شد، مرز موهو نامیده می‌شود. این مرز بیان‌کننده‌ی تغییر عمده در سرعت‌های لرزه‌ای، ترکیبات شیمیایی و سنگ‌شناسی است و عمق آن در تشخیص ساختار کلی پوسته، زمین و تکتونیک ناحیه مورد استفاده قرار می‌گیرد. با مطالعه‌ی عمق موهو می‌توان ضخامت پوسته را در نواحی مختلف مورد بررسی قرارداد. از آنجایی که منطقه آذربایجان از لحاظ ساختار زمین‌شناسی و حرکات تکتونیکی، دارای پیچیدگی خاصی می‌باشد، بررسی ضخامت پوسته در مطالعه‌ی ساختارهای زمین‌شناسی نواحی مختلف آن حائز اهمیت است. نکته‌ای که در بررسی و مطالعه عمق موهو باید مورد توجه قرار گیرد، مطالعه دلایل اختلاف عمق موهو در نواحی مختلف منطقه مورد مطالعه است. یکی از اهداف بررسی عمق موهو می‌تواند بررسی و مطالعه دلایل اختلاف ضخامت پوسته در مناطق مختلف و بررسی ارتباط آن با ساختارهای زمین‌شناسی و حرکات تکتونیکی ناحیه‌ی مورد مطالعه باشد. نتایج به‌دست‌آمده از مطالعه عمق موهو راهنمای خوبی برای تفاسیر زمین‌شناسی از جمله بررسی نواحی کوهستانی از لحاظ ریشه‌دار بودن یا فاقد ریشه‌دار بودن کوه‌ها، مطالعه نواحی فرورانشی و ارتباط نواحی تحت فشارش و نواحی تحت کشش با ضخامت پوسته خواهد بود. همچنین بررسی عمق موهو و وضعیت پوسته یکی از مهم‌ترین مطالعات سال‌های اخیر زلزله‌شناسان در جهان بوده است. شناخت دقیق ناپیوستگی‌های پوسته، در تعیین درست محل زمین‌لرزه‌ها، ژرفای منطقه لرزه‌زا، سازوکار زمین‌لرزه‌ها و محاسبه‌ی روابط کاهندگی حائز اهمیت است.

به‌عنوان مثال در ناپیوستگی موهو که تغییر عمده‌ای در سرعت‌های لرزه‌ای و ترکیبات شیمیایی را نشان می‌دهد، تعیین پارامترهای ژرفا می‌تواند توصیفی از ساختار کلی پوسته را به ما بدهد، که با زمین‌شناسی و تکامل زمین ساختی منطقه مرتبط است (Zhu and Kanamori, 2000).

برای مطالعه ساختار و ضخامت پوسته عموماً سه روش وجود دارد:

۱. روش تعیین ضخامت و سرعت امواج: در این روش بر اساس مطالعه زمان رسیدن امواج P و S به دستگاه‌های ثبت زلزله می‌باشد که خود دارای روش‌ها و مشاهدات گوناگونی می‌باشد. این‌گونه روش‌ها از لحاظ دقت بر سایر روش‌ها مقدم می‌باشند.
۲. وارون سازی داده‌های گرانی: با توجه به تباین چگالی بین گوشته و پوسته در حدود ۰.۴ گرم بر سانتی‌متر مکعب، انعکاس تغییرات ضخامت پوسته در مشاهدات گرانی و نقشه بی‌هنجاری بوگه نمایان است. براین پایه این داده‌ها شامل اطلاعات ارزشمندی در مورد تغییرات ضخامت پوسته می‌باشد. چون تغییرات چگالی در مرز پوسته و گوشته پیوسته می‌باشد، فرض مدل ۲ لایه تباینی برای پوسته دقیق نیست، بنابراین تخمین ضخامت نسبت به روش اول از دقت کمتری برخوردار است. این در حالی است که مزیت این روش نسبت به روش نخست این است که پراکندگی زلزله‌ها در پهنه زمین یکسان نمی‌باشد در حالی که داده‌های گرانی چه در خشکی و چه در دریا به‌صورت داده‌های ایستگاهی و چه به‌صورت مشاهدات ماهواره‌ای دارای محدودیتی نمی‌باشد.

در حالت کلی چندین روش برای اندازه‌گیری داده‌های گرانی وجود دارد که مهم‌ترین آن‌ها عبارت‌اند از:

۱. زمینی: در این روش می‌توان هم طول موجی کوتاه و هم طول موج‌های بلند میدان گرانی را در خشکی اندازه‌گیری نمود. البته از معایب این روش، عدم پوشش همگن در سراسر نقاط وجود ناپیوستگی در داده‌هاست. به این معنا که داده‌های اندازه‌گیری شده‌ی زمینی دارای گرید منظم نمی‌باشند.

۲. دریایی: با این روش می توان هم طول موج های بلند و هم تا حد خوبی طول موج های کوتاه میدان گرانی را اندازه گیری نمود.
۳. هوابرد: در این روش، داده های گرانی در بازه ی فرکانسی متوسط (طول موج های متوسط تقریباً ۱۰ تا ۱۰۰ کیلومتر) را شامل می شود.
۴. ماهواره ای: در این روش اندازه گیری، داده های گرانی را در بازه فرکانسی پایین (طول موج های بلند) در اختیار ما قرار می دهند.
- در این مطالعه از داده های گرانی سنجی زمینی برای منطقه آذربایجان استفاده می گردد.

۲. ساختار زمین شناسی آذربایجان

شمال غرب ایران ناحیه ای است که حوزه ی خزر جنوبی و کوه های تالش از شرق، فلات آناطولی از غرب، ناحیه ی قفقاز کوچک و ناحیه ی فروافتادگی کورا از شمال و رشته کوه های زاگرس از جنوب، آن را محصور کرده اند. این ناحیه بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا است و بر اساس آخرین مرزبندی زمین ساختی در منطقه ساختاری البرز غربی - آذربایجان قرار دارد. منطقه شمال غرب ایران دارای ساختاری به شدت تغییر شکل یافته و گسل خورده است که بین دو کمربند رو راندگی قفقاز در شمال و کوه های زاگرس در جنوب واقع شده است (Giese et al, 1984). به طور کلی تغییر شکل و لرزه خیزی در این منطقه ناشی از کوتاه شدگی قاره ای بین صفحه های اوراسیا و عربستان است (Kadinsky et al, 1981).

۱.۲. زمین شناسی استان آذربایجان غربی

بر اساس تقسیم بندی انجام شده برای واحدهای زمین ساختی و ساختمانی ایران، استان آذربایجان غربی در بخشی از زون البرز غربی و آذربایجان قرار می گیرد. این زون حوادث زیادی را پشت سر گذاشته که آثار آن از پرکامبرین (زمینه ای دگرگونه زنگان، میانه، خوی و شمال ارومیه تا به امروز (ولکانیسم سیلان و سهند) قابل مشاهده است.

حرکات پرکامبرین پایانی بالا زدگی های مهمی در آذربایجان به وجود آورده و به طور محلی سبب دگر شیبی های زاویه دار در چند نقطه شده است (تکاب و قره داغ). طی پالئوزوئیک وقوع حرکات قائم در کامبرین سبب ایجاد تغییر ناگهانی در لیتولوژی یا نبود در رسوب گذاری (مابین سازند میلا و لالون) شده است. در سنگ های پالئوزوئیک میانی نشانه هایی حاکی از فرسایش در سرتاسر آذربایجان دیده می شود که نمایانگر بالآآمدگی حاصل از حرکات خشکی زایی به سن کالدونین است. همچنین در این راستا می توان گفت هیچ فاز کوهزایی طی پالئوزوئیک زیرین تا دونین سرزمین آذربایجان را تحت تأثیر قرار نداده است.

پدیده تکتونیک مهمی در اوایل دونین که با شکستگی توأم بوده باعث تقسیم بسیار مشخص رخساره ها در آذربایجان شده است (گسل تبریز). شکستگی مزبور از گودال زنگان - ابهر شروع و با امتداد شمال غرب تا رشته کوه های شمال تبریز و از آنجا تا شمال غربی آذربایجان و قفقاز ادامه میابد. رسوبات کربونیفر فوقانی مانند اکثر نقاط ایران در آذربایجان نیز وجود ندارد.

حرکات هرسنین در خوی، مورو، میشو و هرزن - دره قابل مشاهده است. در این مناطق توده های نفوذی از نوع گرانیت، دمیکرو گرانیت و دیوریت در داخل سیستم های قدیمی نفوذ کرده و به وسیله آهک های پرمین پوشیده شده اند. حرکاتی که در تریاس میانی رخ داده باعث ایجاد شکاف در پلاتفورم پالئوزوئیک شده که این امر منجر به ایجاد دو بخش جداگانه با ساختمانی کاملاً متفاوت گردیده است (گسل زرینه رود). بخش غربی و جنوب غربی این خط جداکننده به یک گودال با فرونشینی مداوم تبدیل شده و رسوبات ضخیم با رخساره شیلی همراه با مواد آتش فشانی زیر دریایی از تریاس فوقانی تا کرتاسه انباشته شده است. فرایندهای تکتونیک در سمت دیگر خط جداکننده باعث ایجاد یک محیط قاره ای و گهگاه دریایی در شمال شرق و شرق حاکم شده است.

در دوره الیگوسن رسوبات بیشتر از نوع تخریبی و کم عمق دریایی و تقریباً بدون فعالیت آتشفشانی بوده است. لازم به ذکر است که پس از بالآآمدگی ناشی از چین خوردگی الیگوسن آغازی رسوبات دریایی قم در بخش های مرکزی و منتهی الیه شمال

شرقی و غربی آذربایجان ته‌نشین شده است. بخش زیرین این رسوبات را نمک گچ و انیدریت تشکیل داده و به حالت بین لایه‌ای در آن رس و سیلت دیده می‌شود.

استان آذربایجان غربی در پایانه شمال باختری کشور قرار داشته و از باختر با دو کشور عراق و ترکیه و از شمال با جمهوری ارمنستان مرز مشترک دارد. در آذربایجان غربی مورفولوژی حاکم از نوع کوهستانی پیوسته است ولی در کنار خاوری استان فرونشست تکتونیکی دریاچه ارومیه قرارداد که در حدود ۳۵ تا ۴۰ هزار سال پیش شکل گرفته است. از نگاه زمین‌شناسی ساختمانی و با توجه به عواملی نظیر نقش گسل‌ها به فرآیندهای ماگماتیسم و دگرگونی و به‌ویژه نوع و خاستگاه پوسته، پهنه‌های ساختاری زیر را می‌توان در استان آذربایجان غربی شناسایی کرد.

الف) زون ماکو - تبریز که مناطقی چون ماکو، علی حاجی، مرند و جلفا در آن قرار می‌گیرند.

ب) گوه افیولیتی خوی - مرند که مناطقی نظیر سیه چشمه، قره ضیاء الدین، قطور و شمال کوه میشو را شامل می‌شود.

ج) پلاتفرم پالئوزوئیک باختر دریاچه ارومیه

د) فرونشست دریاچه ارومیه

و) زون دگرگونه اشنویه - مهاباد که ارتفاعات جنوب اشنویه - مهاباد تا سنندج را زیرپوشش قرار می‌دهد. ویژگی‌های زمین‌شناسی (لیتولوژی، ماگماتیسم، متامورفیسم) زون‌های فوق‌الذکر را در قسمت‌های بعدی می‌توانید دنبال کنید.

۲.۲. زمین‌شناسی استان آذربایجان شرقی

آذربایجان بر اساس آخرین مرزبندی تکتونیکی در زون ساختاری البرز غربی - آذربایجان قرار می‌گیرد. زون البرز - آذربایجان از شمال به بلوک فروافتاده کاسپین از جنوب به فلات ایران مرکزی محدود می‌شود. روند بخش غربی آن شمال غربی - جنوب شرقی بوده و از روند زاگرس و امتداد ساختمانی قفقاز کوچک و بزرگ تبعیت می‌کند. روند بخش شرقی آن شمال شرقی - جنوب غربی بوده و موازی امتداد گسل درونه است. ساختمان این زون نتیجه دو کوهزایی مهم پرکامبرین و آلیپی است که سخت شدن پی‌سنگ مربوط به فاز کوه‌زایی پرکامبرین است. به نظر می‌رسد این پی‌سنگ ادامه شمالی سیر عربستان باشد که در پالئوزوئیک توسط رسوبات پلاتفرم یکنواخت و هموزن با ویژگی اپی‌کانتینتال پوشیده می‌شود. شرایط پلاتفرمی در تریاس بالایی پایان یافته است و در مزوزوئیک تفاوت رخساره‌های رسوبی در بخش‌های جنوبی و شمالی این زون قابل‌ملاحظه است بطوریکه ضخامت رسوبات مزوزوئیک در بخش شمالی البرز به مراتب بیشتر از بخش‌های جنوبی است و این امر نشانگر فرونشینی تدریجی این بخش نسبت به بخش جنوبی در طول مزوزوئیک بوده است. در طول پالئوزوئیک فوقانی تا تریاس زیرین حوضه رسوبی عمیقی با جهت تقریبی شرقی - غربی در جنوب بلوک کاسپین و دریای شمالی البرز وجود داشته است (پالئوتیتیس ۲). رسوبات پالئوزوئیک در این کران ضخیم بوده و از پرمین تا تریاس به صورت پیوسته ادامه داشته است. در کرتاسه با بالا آمدن البرز مرکزی فرورفتگی جنوبی خزر از فرورفتگی شمالی تفکیک می‌شود. اولین حرکات واقعی که منجر به چین خوردن این زون گردید در پالئوسن اتفاق افتاد (فاز لارامید). جبال البرز در اوایل سنوزوئیک شکل می‌گیرد. فرورفتگی جنوبی البرز سریعاً گسترش یافته و به ایران مرکزی ملحق می‌شود. بیش از ۴۰۰۰ متر رسوبات ائوسن - الیگوسن در بخش جنوبی البرز به وجود آمده است. درحالی‌که رسوبات همین دوره‌ها در البرز شمالی با نبود چینه‌ای همراه است. بعد از فاز کوهزایی پیرنه فرونشینی‌های بعدی در الیگومیوسن سبب تشکیل رسوبات ضخیم مولاس در البرز گردید. آخرین حرکات کوهزایی مهم البرز در اواخر پلیوسن یا اوایل پلیستوسن اتفاق افتاده است و این حرکات موجب گسل خوردگی‌ها و روراندهایی - های ملایم گردیده است و این امر موجب مرتفع شدن البرز گردید. در شمال آذربایجان شرقی در طول دوران سوم فعالیت‌های آتشفشانی به قدری توسعه داشته که ساختمان‌های قبل از کرتاسه را پوشانده است. کوه‌های البرز و طالش که آذربایجان را در شمال و مشرق محدود کرده‌اند نقش حاشیه پلاتفرم آذربایجان و ساحل تیتیس را بازی کرده‌اند. بنابراین می‌توان آذربایجان را یک پلاتفرم مستقل به حساب آورد. این پلاتفرم دارای جنبش‌های نوسانی بوده که باعث پیشروی‌ها و خشکی‌زایی‌های متناوب شده است.

۳.۲. زمین‌شناسی استان زنجان

از نگاه زمین‌شناسی ساختمانی و پهنه‌های ساختاری - رسوبی ایران، در استان زنجان دو قلمرو تکتونیکی حاکم است. بخش شمال خاوری استان (کوه‌های طارم) قسمت کوچکی از دامنه‌های جنوبی البرز باختری است درحالی‌که گستره‌های وسیعی از نواحی مرکزی و جنوب استان متعلق به ورقه ایران مرکزی است شواهد زمین‌شناسی موجود نشانگراند که مرز بین دو پهنه مزبور از دشت قوین، ابهر، زنجان عبور می‌کند.

ارتفاعات شمال شهرستان زنجان به‌عنوان بخشی از البرز باختری مورفولوژی کوه ساز دارد. بخش عمده هرزه‌آب‌های این ارتفاعات از طریق رودخانه قزل‌اوزن و سفیدرود به دریای خزر تخلیه می‌شود. باین‌حال بخش ناچیزی از آن به دریاچه حوض سلطان منتهی می‌شود. بخش بیشتر رخنمون‌های شمال استان زنجان مجموعه‌های پیروکلاستیک ائوسن (سازند کرج) است که به دو عضو آمند و کرد کند تقسیم شده‌اند. لیتولوژی چیره ردیف‌های آذرین آواری بخش شمالی استان، همانند سایر نواحی البرز، از نوع توف‌های سبز به همراه میان لایه‌های شیلی و گاهی آهکی است که سیمای یک کمربند خمیده به سمت راست را دارد. جدا از ردیف‌های آذرین آواری، در این مجموعه همراهانی از گدازه‌های آندزیتی، آندزی - بازالتی، ریو داسیت پورفیری و غیر پورفیری وجود دارد که هم به‌صورت زیردریایی و هم در سطح خشکی تشکیل شده‌اند. اشکال رسوبی موجود در پیروکلاستیک‌ها و ولکانی کلاستیک‌ها نظیر لایه‌بندی، دانه‌بندی تدریجی، لامیناسون خمیده، فلوت کست، لغزش‌های ثقلی نه‌تنها حکایت از انباشتگی در محیط دریایی دارد بلکه به‌نوعی جریان‌های آشفته و ناآرامی‌های تکتونیکی زمان رسوب‌گذاری را تداعی می‌کند. تکامل شیمیایی این مجموعه ماگمایی نشانگر یک کمان ماگمایی سیالیک است که در دامنه جنوب غرب البرز مرکزی، در طول زمان سنوزوئیک شکل گرفته است. از خاصه‌های بارز زمین‌شناسی ارتفاعات ماگمایی شمال استان زنجان توده‌های نفوذی گرانیتی و گرانودیوریتی درشت‌دانه است که به مجموعه‌های ولکانی کلاستیک ائوسن (سازند کرج) تزریق شده‌اند به همین لحاظ این توده‌ها سن بعد از ائوسن دارند و با توجه به شواهد منطقه‌ای بخشی از توده‌های نفوذی فاز کوهزایی پیرنئن هستند که در امتداد ساختار و گسل‌های طولی و عمیق بلندی‌های طارم تزریق شده‌اند. یکی از خاصه‌های توده‌های نفوذی بعد از ائوسن، ایجاد هاله‌های دگرسان در ولکانو کلاستیک‌های ائوسن است که به‌طور عموم فازهای هیدروترمالی آن با تشکیل عناصری نظیر طلا، اپی ترمال، مس، سرب و روی، کائولن و غیره همراه بوده است. در دامنه شمالی کوه‌های طارم، یک‌روند شمال باختری - جنوب خاوری و به‌موازات رودخانه قزل‌اوزن، ردیفی از نهشته‌های مارنی، کنگلومرای و ماسه‌سنگی موجود است که گاهی عدسی‌هایی از گچ دارند و به‌طور دگر شیب پیرو کلاستیک‌های ائوسن را می‌پوشانند. رخساره عمومی این ردیف‌های قاره‌ای همانند مجموعه‌های نئوژن سایر نواحی ایران است. شواهد موجود نشان می‌دهد که رسوبات نئوژن مورد نظر در یک فرونشست تکتونیکی موجود بین کوه‌های تالش در شمال کوه‌های طارم در جنوب انباشته شده‌اند. در استان زنجان، نواحی واقع در جنوب کوه‌های طارم، بخشی از ورقه ایران مرکزی هستند که در نتیجه عملکرد گسل‌های شمال خاوری - جنوب باختری به چند بلوک تکتونیکی محدود به زون‌های گسلی تبدیل شده‌اند که مهم‌ترین آن‌ها عبارت‌اند از:

الف) فرونشست زنجان - ابهر

ب) فرازمین سلطانیه

ج) فرونشست کاوند - دو تپه

د) تپه‌های سعیدآباد - کرسف

۴.۲. زمین‌شناسی استان اردبیل

این استان واقع در شمال خاوری خط تبریز - زنجان، شمال قزل‌اوزن و غرب رشته‌کوه‌های تالش با چهره بارز آتشفشان سبلان (۴۸۱۰) متر و گدازه‌های آن بین رشته‌کوه‌های قره داغ و تالش از مشخصه‌های زمین‌شناسی این استان است. رشته‌کوه بز قوش در شرق بستان‌آباد و شمال میانه با روندی تقریباً خاوری - باختری و ساختارهای گسله در جنوب و شمال محدود

می‌گردد. این رشته کوه به‌طور کلی از واحدهای آذرآواری یا آتشفشانی و نفوذی‌های پالئوژن تشکیل یافته که هسته کوچکی از رسوبات ژوراسیک و پالئوژوئیک در بخش خاوری آن دیده می‌شود. مرز شمالی این هورست (بالا آمدگی) کنار حوضه آجی چای قرار دارد. زمین‌شناسی استان اردبیل دارای تنوع، پیچیدگی و تاریخچه تکوین طولانی است که پیکره کنونی آن را با چهره‌ای متفاوت از سایر مناطق کشور به وجود آورده است.

- تکتونیک: این استان در فرآیند تکوین زمین ساختی، مراحل را از سر گذرانده است که به شرح زیر خلاصه می‌شوند:

الف) تشکیل پی‌سنگ با پوسته قاره‌ای از نوع گندوانایی در پرکامبرین پسین و نهشته شدن رسوبات پلانفرمی پالئوژوئیک - تریاس میانی روی آن

ب) پی‌سنگ شکل‌گرفته کهن در زمان ژورامیک میانی - کرتاسه همپا و هم‌راستا با پدیده‌های ساختاری و اقیانوسی شدن تئیس متأثر گشته و در بخش‌های شمالی رخساره و سازندهایی همسان با سازندهای اقیانوسی قفقاز به وجود آمده است. رخنمون‌های وسیعی از این رخساره‌ها در باختر قره داغ (ناحیه کلیبر - سونگون - سیه رود) دیده می‌شود که به دلیل دارا بودن صفات و قابلیت بارزی از نظر ژئوشیمیایی بستر نسبتاً مناسب را برای کانی‌سازی‌های بعد از مزوزوئیک به وجود آورده است. این رویداد به آغاز شکل‌گیری ژئوسنکلینال مرتبط بوده و ویژگی‌های آن را دارا می‌باشد. بدین ترتیب می‌توان گفت: که از نظر جنس و سرشت پی‌سنگ، بخش عمده‌ای از استان زیر بنایی با پوسته قاره‌ای دارد و تنها در محدوده‌های خاصی قطعات تکتونیزه با سرشت پوسته اقیانوسی ظاهر گشته است. بدین جهت در زمان کرتاسه این استان عموماً صفات کرانه قاره‌ای یا ساحل اقیانوسی فعال به خود می‌گیرد و متأثر از حوادثی می‌شود که عموماً در چنین محیط‌های ژئودینامیکی می‌تواند حاکم باشد.

در زمان کرتاسه فوقانی، دوره بسته شدن بازوال اقیانوس مزوتئس در فراسوی مرزهای شمالی این استان است که با تکتونیک فشاری، راندگی و ایجاد سفره‌های (NAPPES) ساختمانی است.

گرچه از نظر متالوژی می‌توان قائل به نوعی حادثه بازپویایی تکتونوماگمایی (tectono-magmatic reactivation) در این محدوده از سرزمین ایران بوده اما فاقد سازوکار چندان مناسبی برای تشکیل معادن و کنسارها بوده است. زمان ترسیر (پالئوژن) از جمله ادوار مهم در زمین‌شناسی استان است. گسترش حوادث ماگمایی و تنوع فرآیندهای ماگماتیسم منجر به انباشته شدن فوران‌های زیردریایی، آذرآواری، گدازه‌های قاره‌ای، عموماً با ترکیب بازی تا میانه (basic to intermediate) داشته است که همانند رشته کوه‌های طارم، سیستم ولکانوپلوتونی پالئوژن را به وجود می‌آورد. این سیستم ویژگی‌های حاشیه قاره‌ای داشته و مشخصات کالکواکالن تا شوشونیتی دارد و سازوکار مناسب را جهت کانی‌سازی مس، مولیبدن، سرب و روی را فراهم ساخته است. این فاز ماگماتیسم همزاد با کوهزایی به حساب می‌آید.

زمان نفوژن دوره‌ای با توسعه و تشکیل ساختارهای تکتونیک کششی شمال خاوری است که در برخورد با روندهای ساختاری شمالی - جنوبی و شمال باختری توانسته کانون‌های ماگماتیسم از نوع قلیایی (بازالت، ریولیت، ریوداست) و هم‌ارزهای نفوذی آن‌ها را توسعه بخشد.

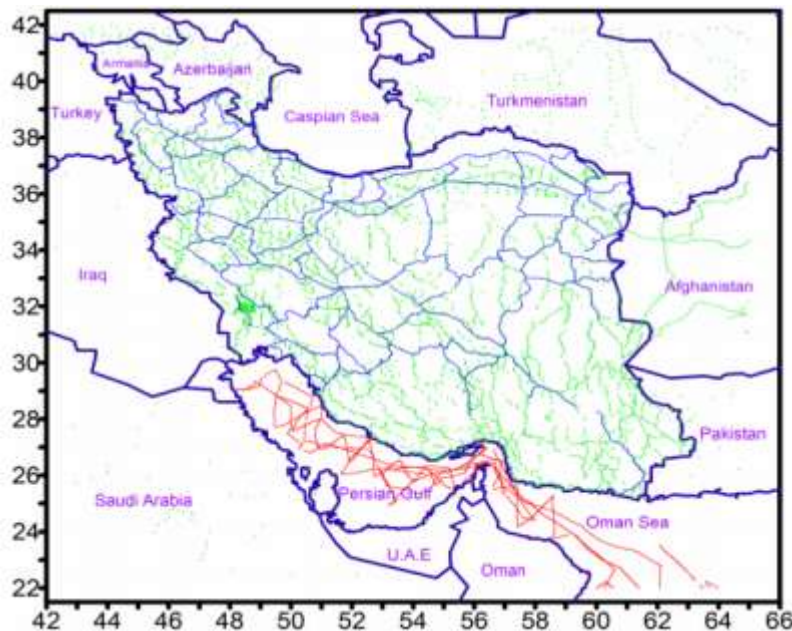
اواخر نفوژن و زمان کواترنر توسعه و لکانیسم سیستم سبلان در تقاطع خطواره‌های شمال خاوری یا شمال باختری است که ساختار تکتونیک این ناحیه را تغییر شکل داده و به‌صورت یک volcanic basin دشت اردبیل را به وجود آورده است.

۳. نتایج

۱.۳. داده‌های گرانی سنجی

سابقه مشاهدات گرانی سنجی در ایران به حدود هفتادسال قبل برمی‌گردد، به‌طوری‌که سازمان‌ها و ترجمان‌های گوناگون از قبیل شرکت ملی نفت، سازمان جغرافیایی کشور، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و سازمان نقشه‌برداری کشور در طی مقاطع زمانی مختلف عهده‌دار انجام مشاهدات گرانی سنجی به‌منظور تحقق اهداف مختلف بودند. شرکت ملی نفت ایران در طول ۶۰ سال گذشته در مناطق جنوبی ایران اندازه‌گیری‌های شتاب گرانی را با دستگاه‌های مختلف جهت برآورده سازی اهداف خود به

انجام رسانیده است. به علاوه شبکه ملی مبنایی گرانی کشور در سال‌های ۱۳۴۶-۱۳۴۹ شمسی بر اساس طرح مشترک ما بین سازمان نقشه‌برداری آمریکا و ارتش ایران تهیه شد. اندازه‌گیری‌های شبکه ملی درجه اول و دوم در سال ۱۳۳۷ شمسی توسط موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران آغاز و در سال ۱۳۵۰ شمسی به پایان رسید (Afshar and Zomorrodian, 1970). در این راستا نیز سازمان نقشه‌برداری کشور نیز متولی اجرای طرح اندازه‌گیری گرانی سنجی در امتداد خطوط ترازیبی دقیق در سال ۱۳۵۸ بوده که مجموعه پایگاه داده گرانی سنجی این سازمان را تشکیل می‌دهد (Zomorrodian, 1991). BGI موسسه جهانی نگهداری و ارائه اطلاعات گرانی سنجی سراسر جهان است که مجموعه اطلاعات مذکور به‌غیر از داده‌های سازمان نقشه‌برداری در موسسه BGI موجود است. در پایگاه اطلاعات BGI علاوه داده‌های مناطق خشکی، تعداد زیادی اطلاعات گران سنجی دریایی وجود دارد که سابقه‌ی آن به دهه‌ی ۱۹۷۰ میلادی برمی‌گردد. داده‌های موجود گرانی سنجی ایران در حال حاضر تقریباً شامل ۲۷۸۸۵ نقطه مشاهداتی است که از این بین ۱۸۳۰۰ نقطه به‌صورت مشاهدات زمینی و ۹۵۸۵ نقطه به‌صورت مشاهدات دریایی می‌باشد (منطقه مطالعاتی با شبکه‌ی تقریبی ۱۳*۱۰ درجه با مشخصات طول و عرض حداقل ۴۱/۲۱۶۴۵ ، ۳۲/۰۰۰۳۵ درجه و طول عرض حداکثری ۵۴/۱۵۱۹ ، ۴۱/۹۸۵۸۴ درجه) موقعیت مسطحاتی ایستگاه‌های مشاهدات موجود در BGI اکثراً از نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس $\frac{1}{250000}$ و $\frac{1}{50000}$ با دقت بین ۵ تا ۱۲۵ متر استخراج شده‌اند (Weber and Zomorrodian, 1981). ارتفاع این ایستگاه‌ها عمدتاً به روش فشارسنجی اندازه‌گیری و دارای دقتی بین ۵ تا ۱۰ متر می‌باشند. پایگاه اطلاعات سازمان نقشه‌برداری کشور نیز حاوی ۸۹۴۸ نقطه مشاهده گرانی سنجی است که توزیع مکانی آن‌ها بیشتر در امتداد خطوط ترازیبی دقیق کشور جهت اعمال تصحیحات ارتومتریک به مشاهدات ترازیبی است. موقعیت مسطحاتی مشاهدات سازمان نقشه‌برداری در مقایسه با داده‌های BGI دارای دقت مناسب‌تر و در حدود ۱ متر می‌باشد. از آنجایی که انجام مشاهدات گرانی سنجی سازمان نقشه‌برداری برای اعمال تصحیح به سیستم ارتفاعی کشور بوده است، دقت ارتفاعی مطلق آن‌ها از سطح ژئوئید به یک متر می‌رسد. باید در نظر داشت که اطلاعات گرانی موجود در طول سالیان دراز با دستگاه‌های مختلف گرانی سنجی و روش‌های گوناگون اندازه‌گیری حاصل شده‌اند. مشاهدات مذکور تحت تأثیر خطای سیستماتیک مختلفی اعم از بایاس‌های موجود در دستگاه، ناهمگونی سطوح مرجع مختلف، عدم اعمال تصحیحات و ... قرار خواهند داشت (Ballato et al, 2008; Dewy et al, 1986; Kiamehr, 2005).

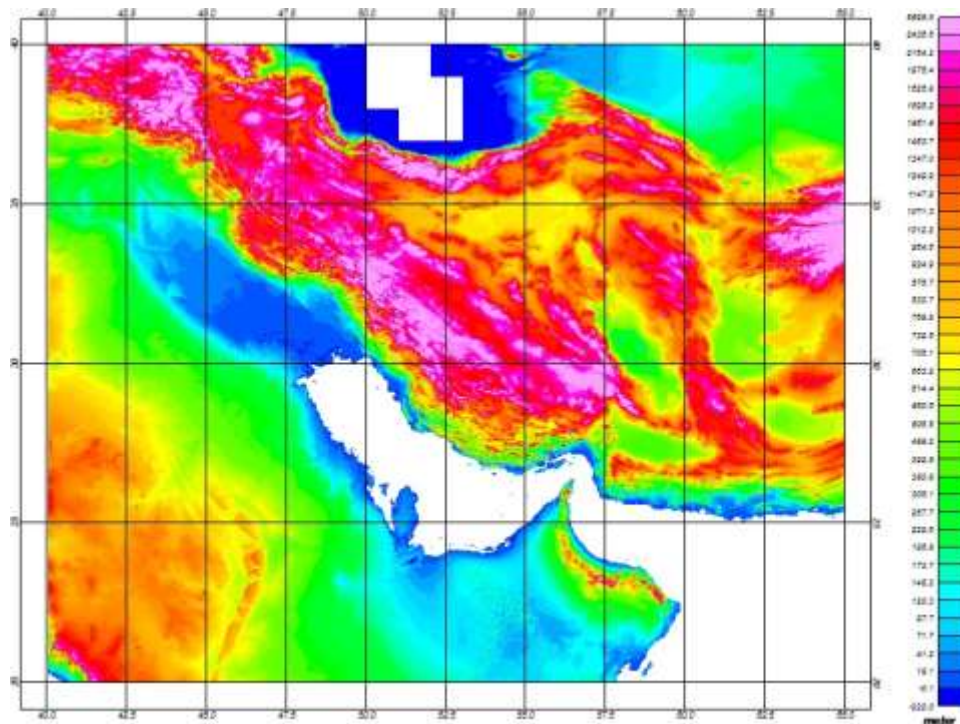


شکل (۱). توزیع مکانی داده‌های گرانی سنجی در ایران. داده‌های پایگاه BGI (سبز و قرمز) - داده‌های سازمان نقشه‌برداری کشور (آبی)

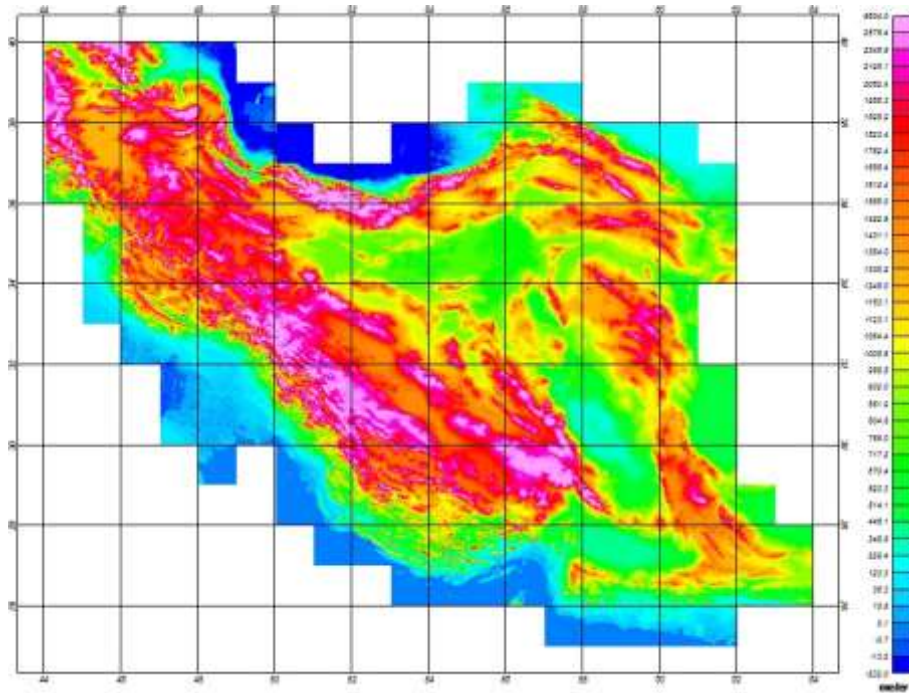
شکل (۱) توزیع مکانی اطلاعات گرانی موجود در ایران را نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود مناطق وسیعی در مرکز ایران، عاری از هرگونه مشاهده می‌باشند و اکثر مشاهدات در امتداد محورهای اصلی راه‌ها و در امتداد خطوط ترازیبی انجام شده‌اند.

۲.۳. مدل ارتفاعی رقومی

مدل ارتفاعی رقومی یک مدل ریاضی از سطح فیزیکی زمین است که کاربرد وسیعی در مسائل محاسبه‌ی اثر توپوگرافی، تصحیح ناهمواری‌های زمین و تصحیحات انتقال رو به پایین بی‌هنجاری شتاب گرانی دارد. این‌گونه مدل‌ها را می‌توان به دودسته محلی و جهانی تقسیم نمود. مدل‌های محلی معمولاً از عکس‌های هوایی منطقه‌ای و به روش فتوگرامتری تهیه می‌شوند. در مقابل مدل‌های محلی، مدل‌های جهانی معمولاً از تصاویر ماهواره‌ای، راداری و تکنیک‌های سنجش‌ازدور تهیه می‌شوند. در مدل‌هایی نظیر ETOPO و مدل سندول و اسمیت، اطلاعات اعماق دریا نیز یافت می‌گردد درحالی‌که در مدل‌های نظیر SRTM و GTOPO30 ارتفاع دریاها برابر با صفر در نظر گرفته شده است. از آنجایی‌که در تولید هر مدل از منابع مختلف اطلاعاتی استفاده شده است، دقت آن‌ها یکنواخت نبوده و در نقاط مختلف، متفاوت است و نظیر سایر مدل‌های شبیه‌سازی شده، آلوده به انواع خطاهای مختلف هستند. لذا برای بررسی دقت و صحت آن‌ها و انتخاب یک مدل رقومی مناسب، در منطقه‌ی موردنظر، امری ضروری جهت برآورد سازی اهداف محاسباتی است. کیامهر (Kiamehr, 2005)، کیفیت و دقت مدل‌های جهانی موجود را با مقایسه با داده‌های GPS و ترازیبی ایران بررسی کرده است. وی نشان داد که در بین مدل‌های رقومی ارتفاعی موجود، مدل SRTM از دقتی بهتر برخوردار و دارای صحت محلی نزدیک ۶.۵ متر است.



شکل (۲). مدل ارتفاعی رقومی ایران (DEM SRTM) با قدرت تفکیک ۹۰ متر



شکل (۳). مدل ارتفاعی رقومی ایران (DEM SRTM) با قدرت تفکیک ۱۰ متر

۳.۳. تجزیه و تحلیل داده‌ها

در این فصل به تجزیه و تحلیل داده‌های در دسترس با استفاده مطالب گفته‌شده در فصول قبل پرداخته‌شده است و در مورد نتایج حاصل بحث گردیده است. لازم به توضیح است تمامی نقشه‌ها توسط نرم‌افزار ژئوسافت Oasis Montaj ترسیم‌شده‌اند. در شکل زیر قسمتی فایل خروجی محاسبات انجام‌شده نمایش داده‌شده است:

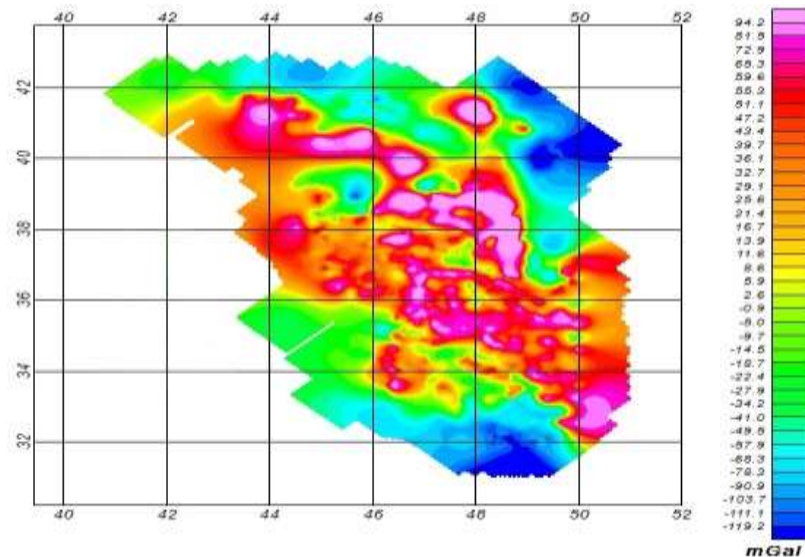
station	lat	lon	H	observation gravity	normal terrain	free air	free air anomaly	simple bou	simple bou anomaly	terrain correction	complete bouguer
4808	32.00035	49.13152	100.8	834.4705631	979.6134431	-31.10688	-114.036	11.27952	-125.31552	38.165618	-87.149902
4810	32.00055	48.27669	-11.2	863.5107194	979.6143994	3.45632	-119.56	-1.25328	-118.30672	36.573222	-81.733498
4812	32.00865	48.94652	64.6	848.1517014	979.6532614	-19.95556	-111.566	7.22874	-118.79474	37.178834	-81.615906
4814	32.01055	48.3223	-14.6	862.2479743	979.6624143	4.50556	-121.92	-1.63374	-120.28626	36.14816	-84.1381
4815	32.01055	48.5483	39.9	862.4262743	979.6624143	-12.31314	-104.923	4.46481	-109.38781	42.801918	-66.585892
4818	32.01555	48.62831	-19.2	859.4676865	979.6865665	5.92512	-126.144	-2.14848	-123.99552	36.234824	-87.760696
4823	32.02385	48.3633	80	855.533864	979.726864	-24.688	-99.505	8.952	-108.457	45.243404	-63.213596
4824	32.02385	48.70671	-15.2	864.332584	979.726864	4.69072	-120.085	-1.70088	-118.38412	36.42802	-81.9561
4825	32.02535	49.38483	268.4	792.0519333	979.7341733	-82.82824	-104.854	30.03396	-134.88796	46.776266	-88.111694
4830	32.02865	49.13982	117.3	825.7625016	979.7502816	-36.19878	-117.789	13.12587	-130.91487	42.894667	-88.020203
4832	32.03055	48.46	23.2	852.5060532	979.7595732	-7.15952	-120.094	2.59608	-122.69008	35.546678	-87.143402
4833	32.03055	48.70671	-15.2	859.0212932	979.7595732	4.69072	-125.429	-1.70088	-123.72812	36.057115	-87.671005
4834	32.03055	49.28173	658.4	707.8423332	979.7595732	-203.18224	-68.735	73.67496	-142.40996	59.497858	-82.912102
4840	32.04055	48.5267	41.2	860.1353582	979.8086782	-12.71432	-106.959	4.61028	-111.56928	41.812681	-69.756599
4850	32.04555	48.84171	41	850.1537535	979.8333535	-12.6526	-117.027	4.5879	-121.6149	42.475198	-79.139702
4853	32.04715	48.3017	-10.1	859.7521263	979.8412663	3.11686	-123.206	-1.13019	-122.07581	35.346509	-86.729301
4854	32.04715	48.365	21	856.6396663	979.8412663	-6.4806	-116.721	2.3499	-119.0709	36.448204	-82.622696
4855	32.05055	48.37	70.4	855.3606673	979.8581073	-21.72544	-102.772	7.87776	-110.64976	40.814051	-69.835709

شکل (۴). خروجی محاسبات انجام‌شده

۴.۳. بی‌هنجاری هوای آزاد

با استفاده از مبانی تئوری و روابط مطرح شده در فصول قبل، با در دسترس بودن داده‌های گرانی سنجی زمینی اولین خروجی بی‌هنجاری هوای آزاد بود. ارتفاع نسبت به سطح ژئوئید باعث کاهش کمیت جاذبه گرانشی در سطح مشاهده خواهد شد. کمیت تصحیح بی‌هنجاری هوای آزاد در نقاطی که مشاهده بالاتر از سطح ژئوئید انجام شده، مقداری منفی و در نقاطی که مشاهده پایین‌تر از سطح ژئوئید انجام شده، مقداری مثبت خواهد بود. بنابراین در نواحی مرتفع انتظار بی‌هنجاری‌های مثبت و در نواحی کم ارتفاع، انتظار بی‌هنجاری‌های منفی داریم. با توجه به اینکه اثر شتاب گرانشی ناشی از توپوگرافی اطراف نقطه‌ی مشاهده در تصحیح بی‌هنجاری هوای آزاد در نظر گرفته نمی‌شود، تنها با استفاده از نقشه‌های بی‌هنجاری هوای آزاد نمی‌توان به تفسیر و بررسی ساختار پوسته پرداخت. به گفته‌ی مگی و پرستلی طول موج‌های بلند بی‌هنجاری هوای آزاد می‌تواند بیانگر اختلاف چگالی ناشی از اختلاف دما در گوشته بالایی باشد. به عقیده‌ی آن‌ها گوشته کم‌چگالی تمایل به بالا آمدن دارد. این بالا آمدگی باعث خمش سطح زمین می‌شود و این خمش به سمت بالا باعث به وجود آمدن بی‌هنجاری مثبت هوای آزاد می‌شود که مقدار آن از بی‌هنجاری منفی به وجود آمده توسط گوشته کم‌چگالی بیشتر است. بنابراین در مجموع در این نواحی یک بی‌هنجاری مثبت گرانشی به وجود خواهد آمد. براین اساس می‌توان انتظار داشت که در نواحی که بی‌هنجاری هوای آزاد مقدار مثبت دارد، شاهد ارتفاعات بیشتر هستیم (Maggi, 2005).

طبق محاسبات انجام شده، کمترین مقدار بی‌هنجاری هوای آزاد در حاشیه غربی دریای خزر در استان اردبیل در حدود ۱۱۹- میلی گال مشاهده گردید. همچنین در قسمت جنوبی منطقه آذربایجان و محل تلاقی منطقه با زاگرس نیز بی‌هنجاری هوای آزاد مقادیر منفی در حدود ۱۰۰- میلی گال را نشان می‌دهد. در محدوده استان‌های زنجان، آذربایجان شرقی و آذربایجان غربی میانگین بی‌هنجاری هوای آزاد به ترتیب ۶۰ میلی گال، ۷۲ میلی گال و ۲۵ میلی گال برآورد گردید. در ارتفاعات سه‌پند و سبلان این بی‌هنجاری به ۶۰ میلی گال و دو طول گسل تبریز به ۹۰ میلی گال افزایش پیدا می‌کند. نکته قابل توجه این می‌باشد که در محدوده دریاچه ارومیه مقدار این بی‌هنجاری نسبت به اطراف کاهش چشم‌گیری داشته و به مقدار ۱۴- میلی گال می‌رسد، اما در مرکز این دریاچه بی‌هنجاری هوای آزاد در حدود ۱۰۰- میلی گال مشاهده می‌گردد.

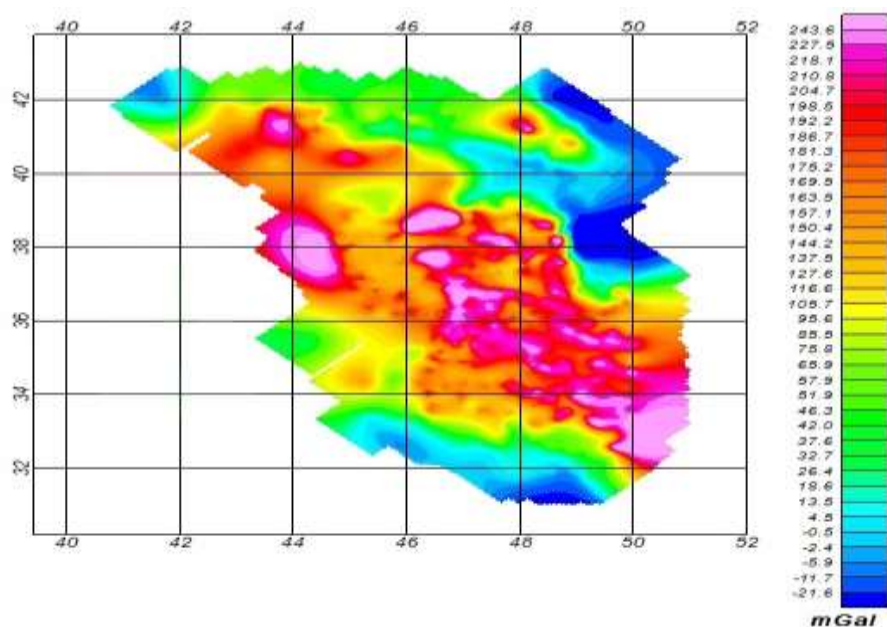


شکل (۵). نقشه بی‌هنجاری هوای آزاد

۵.۳. تصحیح بوگه‌ی ساده

همانند تصحیح هوای آزاد، تصحیح بوگه‌ی ساده نیز ارتباط مستقیمی با ارتفاع نقطه اندازه‌گیری دارد و انتظار می‌رود در ارتفاعات بیشترین مقدار منفی و در نقاط پست بیشترین مقدار مثبت تصحیح بوگه‌ی ساده مشاهده گردد. با توجه به ارتباط

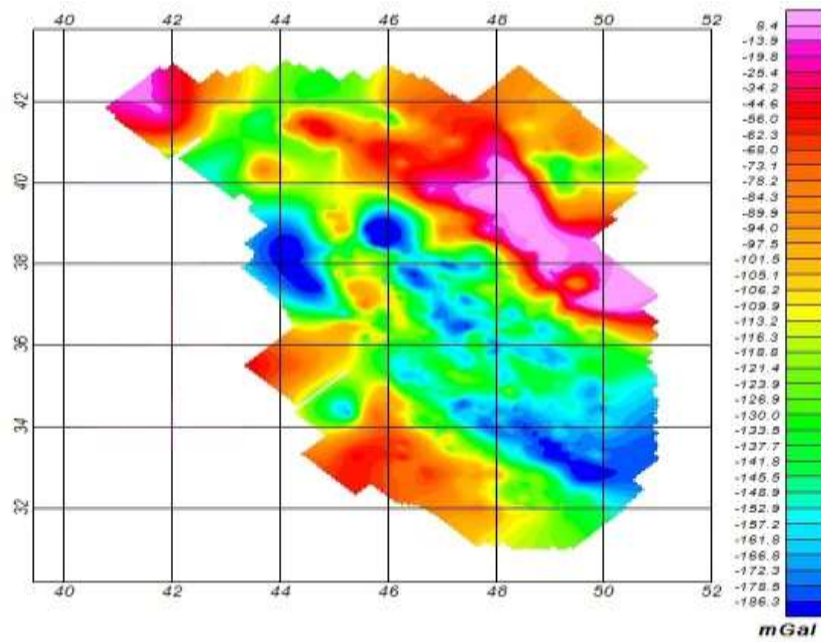
مستقیم تصحیح بوگه ساده با ارتفاع منطقه، این تصحیح با استفاده از مدل رقومی ارتفاعی SRTM برآورد گردید و بر طبق آن، حاشیه غربی دریای خزر به دلیل ارتفاع کم دارای مقادیر کمتر و ارتفاعات زنجان، اردبیل و آذربایجان شرقی از جمله سهند و سبلان دارای مقادیر بزرگتری می‌باشند.



شکل (۶). نقشه تصحیح بوگه‌ی ساده

۶.۳. بی‌هنجاری بوگه ساده

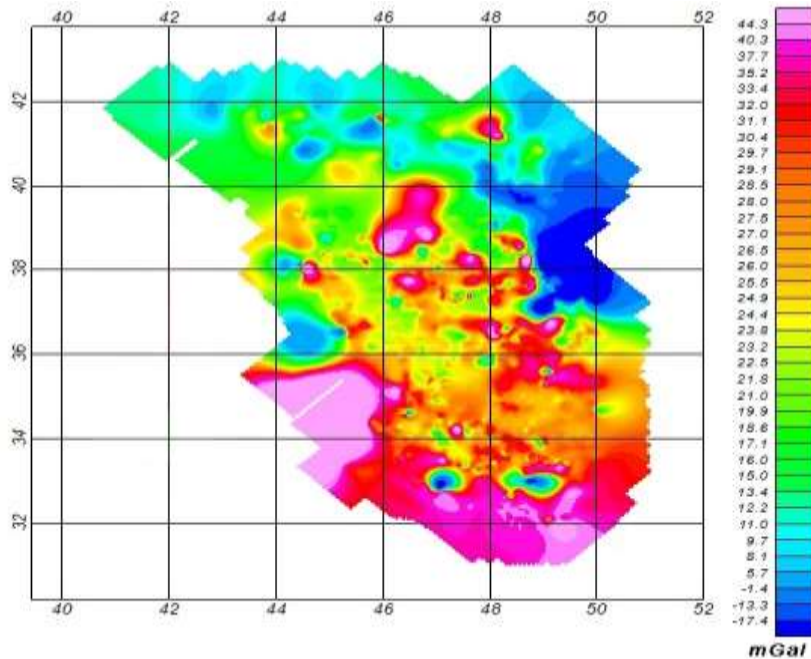
با اعمال نتایج حاصل از تصحیح بوگه‌ی ساده بر بی‌هنجاری هوای آزاد، بی‌هنجاری بوگه‌ی ساده به دست می‌آید. با توجه به نقشه‌های بی‌هنجاری بوگه‌ی ساده به دست آمده، کمترین مقدار بی‌هنجاری بوگه ساده در قسمت جنوب شرقی منطقه در محدوده استان همدان در حدود ۱۷۰- میلی‌گال، دریاچه ارومیه - ۱۸۰ میلی‌گال و در منطقه غرب در مرز ایران و ترکیه در حدود ۱۸۶- میلی‌گال مشاهده می‌گردد. همچنین در حاشیه غربی دریای خزر به سمت ارتفاعات سهند و سبلان بی‌هنجاری بوگه ساده در حدود ۸ میلی‌گال محاسبه گردید.



شکل (۷). نقشه بی‌هنجاری بوگه‌ی ساده

۷.۳. اثر توپوگرافی

در این پایان‌نامه محاسبه‌ی اثر توپوگرافی با استفاده از روش دوار هامر با نرم‌افزار ژئوسافت محاسبه گردید. این نرم‌افزار توانایی انجام محاسبات مختلفی را دارد که با معرفی پارامترهای مرتبط می‌توان نوع محاسبه را تعیین نمود. هنگام معرفی پارامترهای برنامه، متوسط چگالی پوسته، محدوده مختصات محدوده‌ی مورد مطالعه، شعاع داخلی (r_1) و شعاع خارجی (r_2)، مربوط به محاسبه‌ی اثرات توپوگرافی اطراف نقطه‌ی مشاهده به برنامه داده می‌شود. لازم به ذکر است که در این پایان‌نامه برنامه برای منطقه آذربایجان با شعاع داخلی $r_1 = 5 \text{ km}$ و $r_2 = 999 \text{ km}$ اجرا گردید.

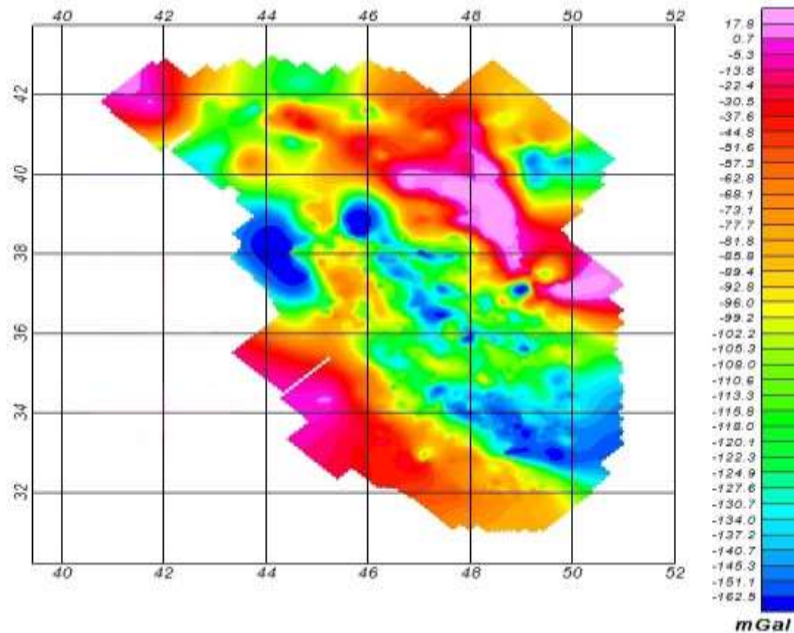


شکل (۸). نقشه اثر توپوگرافی

با توجه به شکل (۸) می‌توان گفت که در حاشیه غربی دریای خزر که ارتفاع نسبتاً پایینی دارد تصحیح توپوگرافی در حدود ۱۵- میلی گال و در قسمت جنوبی منطقه و در محل تلاقی با زاگرس این تصحیح مقادیر بزرگ‌تر در حدود ۴۰ میلی گال را داراست.

۸.۳. بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل

همان‌گونه که در بخش سوم توضیح داده شد، اثر اجرام ناشی از توپوگرافی اطراف نقطه‌ی مشاهده بر روی شتاب گرانشی در نقطه‌ی اندازه‌گیری همواره کاهش مقدار اندازه‌گیری شده است. بنابراین تصحیح بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل همواره مقداری مثبت است که برای محاسبه‌ی بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل باید از بی‌هنجاری هوای آزاد کم شود. به این دلیل انتظار می‌رود که در نواحی کوهستانی که شاهد پستی و بلندی‌های بیشتری هستیم، کمیت بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل مقادیر کوچک‌تری را نشان دهد. با اعمال اثر توپوگرافی بر بی‌هنجاری بوگه‌ی ساده، بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل به دست آمد. بر طبق این محاسبات می‌توان مشاهده نمود که مقدار این بی‌هنجاری در ارتفاعات سه‌هند و سبلان دارای مقادیری در حد ۱۷ میلی گال است. در دریاچه ارومیه این بی‌هنجاری به مقدار ۱۶۰- میلی گال می‌رسد. بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل برای استان اردبیل در حاشیه غربی دریای خزر در حدود ۱۰۰- میلی گال و همچنین برای قسمت غربی منطقه در مرز ایران و ترکیه در حدود ۱۶۰- میلی گال محاسبه گردید.



شکل (۹). نقشه بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل

۹.۳. وارون سازی نتایج و تخمین عمق موهو

برای محاسبه‌ی عمق ناپیوستگی موهو در این رساله، که بر اساس روش پارکر- اولدنبرگ، توسط دیوید گومز (Gomez et al, 2005). نوشته شده است، استفاده شده است. این برنامه در نرم‌افزار متلب نوشته شده و به این صورت است که داده‌های بی‌هنجاری بوگه‌ی کامل را به صورت شبکه‌بندی شده قبول می‌کند و موارد زیر باید مشخص باشد:

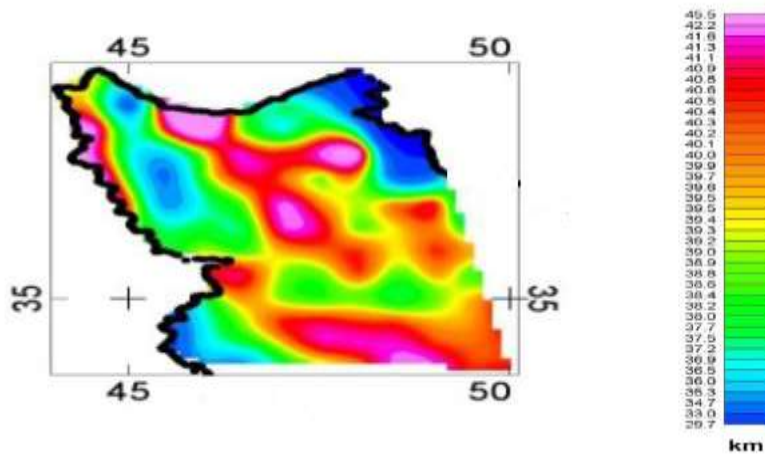
- ۱- تعداد سطر و ستون‌های گرید
- ۲- اندازه طول و عرض جغرافیایی منطقه بر حسب کیلومتر
- ۳- متوسط عمق ناپیوستگی موهو برای هر منطقه
- ۴- اختلاف چگالی بین پوسته و گوشته

۵- مقیاس همگرایی

۶- مشخص کردن پارامترهای فیلتر پایین گذر

در این برنامه می‌توان از داده‌های ورودی با حجم بالا استفاده کرد و بی‌هنجاری گرانشی استفاده شده برحسب میلی گال، چگالی برحسب گرم بر سانتی‌متر مکعب، متوسط عمق ناپیوستگی و فاصله شبکه‌بندی برحسب کیلومتر، فیلتر استفاده شده برحسب km^{-1} و مقیاس همگرایی به صورت معیار جذر میانگین مربعی بین h_n و h_{n+1} در فرآیند تکرار بوده که آن هم برحسب کیلومتر است.

با توجه به مطالعاتی که در زمینه برآورد عمق موهو در ایران انجام شده است، متوسط عمق موهو برای آذربایجان در حدود ۳۷ کیلومتر گزارش شده است (Dehghani, 1983; Kiamehr, 2009). همچنین مطالعاتی که در زمینه ساختار پوسته و گوشته انجام شده است، نشان می‌دهد که اختلاف چگالی بین گوشته فوقانی و پوسته در حدود 0.54 گرم بر سانتی‌متر مکعب است (Heck, 1990). بنابراین برنامه به ازای پارامترهای $Z_0 = 27 Km$ و $\rho = 0.54 \frac{gr}{cm^3}$ اجرا شد. به ازای پارامترهای فوق برنامه در تکرار سوم با $Rms = 0.0027$ متوقف و نتیجه مطلوب را محاسبه نمود.



شکل (۱۰). نقشه عمق موهو برای ایران

همان‌گونه که در شکل (۱۰) مشاهده می‌گردد، بیشینه‌ی عمق موهو در منطقه آذربایجان ۴۵.۵ کیلومتر و در ناحیه‌ی ارتفاعات سهند و سبلان می‌باشد. کمینه عمق موهو در آذربایجان نیز در حدود ۳۰ کیلومتر در حاشیه غربی دریای خزر مشاهده می‌شود. عمق موهو در محل گسل تبریز در حدود ۴۰ کیلومتر و در دریاچه ارومیه در حدود ۳۵ کیلومتر برآورد گردید. همچنین ضخامت پوسته زمین در قسمت جنوبی منطقه در محل تلاقی با زاگرس افزایش یافته و به مقدار ۴۳ کیلومتر رسیده است.

۴. بحث و نتیجه‌گیری

در ژئودزی فیزیکی، تعیین دقیق ژئوئید درگرو داشتن و دانستن اطلاعاتی از وضعیت پوسته زمین است تا امکان محاسبه‌ی بی‌هنجاری‌های گرانی مناسب به وجود آید. طبق محاسبات انجام شده در این رساله بیشینه‌ی عمق موهو در منطقه آذربایجان ۴۵.۵ کیلومتر و در ناحیه‌ی ارتفاعات سهند و سبلان می‌باشد. کمینه عمق موهو در آذربایجان نیز در حدود ۳۰ کیلومتر در حاشیه غربی دریای خزر مشاهده می‌شود. عمق موهو در محل گسل تبریز در حدود ۴۰ کیلومتر و در دریاچه ارومیه در حدود ۳۵ کیلومتر برآورد گردید. همچنین ضخامت پوسته زمین در قسمت جنوبی منطقه در محل تلاقی با زاگرس افزایش یافته و به مقدار ۴۳ کیلومتر رسیده است. میانگین عمق موهو تخمین زده شده در این منطقه در حدود ۴۰ کیلومتر بود به‌طور کلی

می‌توان گفت که نتایج حاصل همخوانی خوبی با مطالعات دهقانی و ماکریس دارد. همچنین در نقشه تهیه‌شده توسط شبر و همکاران مشاهده می‌گردد که در زون آذربایجان ارتفاعات استان آذربایجان شرقی بیشترین ضخامت پوسته را دارا می‌باشند و در حاشیه غربی دریای خزر و همچنین مرز غربی این زون دارای مقادیر کوچک‌تر برای ضخامت پوسته می‌باشد و نتایج حاصل از این پایان‌نامه با مطالعات شبر و همکاران همخوانی مطلوبی دارد. با مقایسه نتایج حاصل از این پایان‌نامه با مطالعه عسگری هم مشاهده می‌شود که در شمال غرب ایران ماکزیمم ضخامت پوسته برابر ۴۴.۸ کیلومتر و در نواحی دریاچه ارومیه در حدود ۳۷ کیلومتر محاسبه گردیده است و با اختلاف ناچیزی نتایج با همدیگر مطابقت می‌نمایند. جنبه نوآوری این رساله استفاده از داده‌ای جدید گرانی سنجی زمینی برای برآورد بی‌هنجاری‌های گرانی می‌باشد که در نتیجه نشان می‌دهد که محاسبات انجام‌شده به خوبی توانسته‌اند بی‌هنجاری‌های گرانی را برای منطقه آذربایجان برآورد نمایند و نتایج همخوانی خوبی با پژوهش‌های انجام‌شده قبلی دارند. با توجه به اینکه دو پارامتر متوسط عمق موهو و اختلاف چگالی بین پوسته و گوشته برای ناحیه مورد مطالعه در برآورد عمق موهو توسط برنامه وارون سازی نقش مهمی را ایفا می‌کنند و با توجه به اینکه منطقه آذربایجان از لحاظ زمین‌شناسی و پوسته‌ای ناحیه‌ای متنوع به شمار می‌رود، پیشنهاد می‌شود با تقسیم کردن منطقه آذربایجان به نواحی که از لحاظ ساختاری به هم شبیه هستند، با استفاده از پارامترهای دقیق‌تر عمق موهو تخمین زده شود تا دقت نتایج به دست آمده افزایش یابد. همچنین با توجه به اینکه مطالعات کامل و دقیقی از ضخامت لایه‌های رسوبی انجام نگرفته است، کسب اطلاعات دقیق از ضخامت لایه‌های رسوبی می‌توان اثر این لایه‌ها را بر ضخامت پوسته با دقت بهتری محاسبه کرده و به عمق موهوی واقعی نزدیک‌تر شد.

منابع

1. Afshar H.K, and Zomorrodian H., (1970). The measurements and adjustment of the first order gravity network in IRAN, Pub. No. 48, Institute of Geophysics of Tehran University, Tehran
2. Ballato P., Nwaczyk N., Landgraf A., Strecker M., Friedrich A., and Tabatabaei S., (2008). Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, Northern Iran, *Tectonics*, 27, doi:10.1029/2008TC002278.
3. Dehghani G. A. and Makris J., (1983). The gravity field and crustal structure in Iran, in *Geodynamic Project (Geotravers) in Iran*, Geol. Surv. Iran, Rep. 51, pages 51-67.
4. Dewy J.F., Hempton M.R., Kidd W.S.F., Saroglu F., and Sengor A.M.C., (1986). Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone, in *Collision Tectonics*, edited by M.P. Coward, and A.C. Ries, PP.3-36, Geological Society Special Publication.
5. Giese P., Makris J., Akashe B., Rower P., Letz H., and Mostaanpour M., (1984). The crustal structure in southern Iran derived from seismic explosion data, *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* 168, 230-243.
6. Gomez-Ortiz D., and Agarwal B., (2005). 3DINVER.M: a MATLAB program to invert the gravity anomaly over a 3D horizontal density interface by Parker-Oldenberg's algorithm, *Computers & Geosciences*, 31, Issue 4, pages 513-520.
7. Heck B., (1990). An evaluation of some systematic error sources affecting terrestrial. Gravity anomalies, *Bulletin Géodésique* 64, pp. 88-308.
8. Kadinsky-Cade K., Barazangi M., Oliver J., and Isacks B., (1981). Lateral variations of high-frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus., *J. Geophys. Res.*, 86, 9377-9396.

9. Kiamehr R. and Sjöberg L.E., (2005). Effect of the SRTM global DEM on the determination of a high-resolution geoid model: a case study in Iran, *Journal of Geodesy*, 79, pp 540–551
10. Kiamehr R., and Gomez D., (2009). A new 3D Moho depth model for Iran based on the terrestrial gravity data and EGM2008 model, *Geophysical Research Abstract*, 11, EGU 2009-321-1.
11. Maggi A. and Priestley K., (2005). Surface Waveform Tomography of the Turkish-Iranian Plateau. *Geophys. J. Int.*, 160, 1068-1080.
12. Weber G. and H. Zomorrodian., (1988) Regional geopotential model improvement for the regional Iranian geoid determination, *Bulletin Géodésique* 62,pp. 125 –141
13. Zhu L., and Kanamori H., (2000). Moho depth variation in southern California from teleseismics receiver functions, *J. Geophys. Res.*, 105, 2969-2980.
14. Zomorrodian H., (1991). National report on the gravity activities in IRAN during 1986-1991, IUGG, Vienna