

مقاله پژوهشی

DOR: 20.1001.1.24767131.1403.10.1.5.7

درصد همانندی: ۰٪

بهبود تخمین منطقه‌ای عمق بستر دریا با استفاده از تلفیق داده‌ها و داده‌گذاری مشاهدات ژئودزی (مطالعه موردی: خلیج فارس و دریای عمان)

محمدعلی محمد^۱، ایرج جزیریان^۲، محمود پیروزیان^۳

^۱ دانشجوی دکتری ژئودزی، دانشکده مهندسی ژئودزی و ژئوماتیک، دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیرالدین طوسی، تهران، ایران.
m.mohammad@email.kntu.ac.ir

^۲ استادیار گروه ژئودزی، دانشکده مهندسی ژئودزی و ژئوماتیک، دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیرالدین طوسی، تهران، ایران.
jazirian@kntu.ac.ir

^۳ نویسنده مسئول، استادیار گروه مهندسی نقشه‌برداری، دانشکده عمران، آب و محیط‌زیست، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
m_pirooznia@sbu.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۱/۱۹

تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۱۲/۲۱

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۹/۲۸

چکیده

مدل‌سازی دقیق عمق دریاها در کاربردهای مختلف دریایی از جمله ناوبری، اکتشاف منابع و مطالعات زیست‌محیطی اهمیت زیادی دارد. در این مطالعه یک رویکرد نوآورانه برای تقویت مدل‌سازی عمق‌سنجی در خلیج فارس و دریای عمان با استفاده از تکنیک‌های تلفیق داده و داده‌گذاری مشاهدات ژئودزی ارائه شده است. رویکرد مذکور شامل ادغام مأموریت‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، مدل ثقل XGM2019e و داده‌های گرانش دریایی برای استخراج آنومالی ثقل است. با استفاده از سرشکنی و وزن‌دهی از روش تخمین مؤلفه‌های واریانس، این سه منبع داده برای برآورد آنومالی ثقل نهایی تلفیق شده است. مقایسه پروفیل‌های کنترل آنومالی ثقل دریایی با ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، XGM2019e و آنومالی ثقل نهایی، دقت بهتر آنومالی ثقل تلفیقی را در مقایسه با آنومالی جاذبه به‌دست‌آمده از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و مدل ثقل XGM2019e نشان می‌دهد. در مرحله بعد، آنومالی ثقل تلفیقی در مدل فیزیکی پارکر برای تخمین عمق دریا مورد استفاده قرار گرفت. برای اصلاح عمق‌سنجی تخمین زده شده و دستیابی به کالیبراسیون محلی، از روش داده‌گذاری سه‌بعدی (3DVAR) استفاده گردیده و مشاهدات اکوساندر برای بهبود تخمین عمق در مدل فیزیکی داده‌گذاری شده است. در نهایت عمق داده‌گذاری شده با عمق نقاط کنترل که از مشاهدات اکوساندر به دست می‌آیند، مقایسه و تأیید می‌شود. نتایج نشان می‌دهد که داده‌گذاری مدل، در افزایش دقت برآورد عمق به‌دست‌آمده از مدل فیزیکی مؤثر است.

واژه‌های کلیدی: عمق‌سنجی، داده‌گذاری، ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، مدل پارکر، روش برآورد مؤلفه‌های واریانس

۱. مقدمه

درک جامع از عمق بستر دریا در حوزه‌های مختلفی مانند حمل‌ونقل دریایی، انتقال منابع انرژی مانند نفت و گاز از طریق خطوط لوله‌های زیرآبی، کشتی‌رانی، شیلات، مدیریت سواحل و بنادر نقش حیاتی دارد. بنابراین مطالعه توپوگرافی اقیانوس‌ها و بستر دریاها برای دانشمندان علوم زمین، به‌ویژه اقیانوس‌شناسان و آب‌نگاران، اهمیت زیادی داشته و در مباحث مهمی مانند تجزیه و تحلیل امواج و جریان‌های دریایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. بر این اساس تاکنون تکنیک‌های متعددی برای تعیین عمق بستر دریا به کار گرفته شده است [۱-۲].

از دیرباز عملیات عمق‌سنجی^۱ که به معنی اندازه‌گیری عمق اقیانوس‌ها و دریاها است، به‌شدت به دستگاه‌های صوتی مانند اکوساندر^۲ (که عموماً به‌عنوان روش مستقیم شناخته می‌شود) متکی بود. با این حال، این رویکرد زمان‌بر، پرهزینه و نیازمند منابع انسانی قابل توجهی است. در دوران مدرن، پیشرفت‌ها در فناوری و سیستم‌های ماهواره‌ای این فرایند را متحول کرده است [۳-۴]. در حال حاضر، تلاش‌ها برای اندازه‌گیری اعماق اقیانوس‌ها عمدتاً با روش‌های غیرمستقیم با استفاده از تکنیک‌های دقیق سنجش‌ازدور انجام می‌شود. روش‌های غیرمستقیم را می‌توان به سه دسته اصلی طبقه‌بندی نمود: (۱) تخمین عمق با استفاده از تصاویر نوری و سنجش‌ازدور (۲) تخمین عمق با استفاده از تصاویر رادار و (۳) تخمین عمق بر اساس تغییرات میدان گرانش زمین. این پیشرفت‌ها به‌طور قابل توجهی کارایی و مقرون‌به‌صرفه بودن به دست آوردن اطلاعات عمق بستر دریا را بهبود بخشیده است [۵-۷].

در رویکرد عمق‌سنجی با استفاده از تصاویر نوری، طیف وسیعی از الگوریتم‌های سنجش‌ازدور که بر پراکندگی نور متکی هستند معمولاً استفاده می‌شود. در میان این الگوریتم‌ها، الگوریتم طیفی لایزنگا^۳ شهرت خاصی دارد. با این حال، این روش غیرمستقیم با چالش‌های ذاتی الگوریتم‌های سنجش‌ازدور مواجه می‌شود [۸]. این چالش‌ها شامل محدودیت در آب‌های غیر شفاف، محدودیت در دامنه عمق‌یابی (از آنجایی که اکثر روش‌ها در مناطق کم‌عمق قابل اجرا هستند) و همچنین نیاز به پرداختن به اثرات

پراکندگی نور است. علاوه بر این، عواملی مانند تضعیف نور در آب، انعکاس نور از کف دریا و خواص آب همگی در تعیین عمق از تصاویر نوری نقش دارند. به‌طور کلی، این الگوریتم‌های مبتنی بر طیف‌سنجی، پتانسیل قابل توجهی برای خطا دارند و نیاز به روش‌های اصلاح گسترده دارند [۹-۱۰].

در روش عمق‌سنجی با استفاده از تصاویر رادار، محاسبات اولیه بر تخمین ارتفاع موج از روی تصاویر تمرکز می‌کنند. سپس بر اساس رابطه فیزیکی امواج و عمق آب، عمق بستر دریا تعیین می‌شود. این روش نیز مانند روش تصویربرداری نوری محدودیت‌هایی دارد. از جمله اینکه این روش مستلزم وجود امواج swell در دریا است که در تصاویر راداری ثبت می‌شود. برای به‌کارگیری مؤثر این روش، باید شرایط خاصی در محیط دریایی حاکم شود و علاوه بر آن، پس از انتخاب تصاویر راداری که شرایط تعیین دامنه موج را مشخص می‌کنند، این روش نیاز به انتخاب یک روش طبقه‌بندی^۴ مناسب برای تصاویر دارد [۷].

روش دیگر غیرمستقیم برای تخمین عمق‌سنجی استفاده از داده‌های ثقل است که به روش فیزیکی موسوم است. این روش ارتباط بین آنومالی‌های ثقل و عمق بستر دریا را از طریق روابط فیزیکی برقرار می‌کند. به‌طور کلی، عمق‌سنجی با استفاده از ثقل را می‌توان در دو حوزه بررسی کرد: حوزه طیفی که در ابتدا توسط پارکر (۱۹۷۳) معرفی شد و توسط اسمیت و سندول (۱۹۹۴) توسعه یافت و همچنین حوزه مکانی که توسط ابراهیم و هاینزه (۱۹۷۲) پیشنهاد شده و بر اساس انتگرال نیوتن توسعه یافته است که به روش گرانشی-زمین‌شناسی^۵ (GGM) معروف است [۱۱-۱۲]. پارکر (۱۹۷۳) ارتباط معنی‌داری را بین توپوگرافی بستر دریا و آنومالی ثقل در سطح دریا پیشنهاد کرد. تغییرات در عمق باعث ایجاد آنومالی ثقل می‌شود که بر ارتفاع سطح آب دریا تأثیر می‌گذارد و امکان شناسایی مؤلفه‌های زمین‌شناسی بستر دریاها مانند کوه‌های دریایی^۶ و برآمدگی‌ها را فراهم می‌کند [۱۳]. ظهور ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای منجر به پیشرفت‌های قابل توجهی در مدل‌سازی گرانش دریایی جهانی با قدرت تفکیک مناسب شده است [۱۴]. مأموریت‌های مختلف ماهواره‌های مجهز به ارتفاع‌سنج، اندازه‌گیری‌های دقیق و مترامی از ارتفاع سطح دریا ارائه کرده‌اند که می‌تواند به

شامل تباین دانسیته^۷ بین آب و بستر دریا، ضخامت متوسط پوسته و میانگین عمق آب در منطقه است. با این حال، به دلیل دانش محدود از محیط فیزیکی، برآورد دقیقی از این پارامترها در دسترس نیست. ب) تقریب‌های خطی: بسیاری از این مدل‌ها بر تقریب‌های خطی تکیه می‌کنند که می‌تواند بایاس‌ها و خطاهای محاسباتی را وارد نتایج کند که این موضوع می‌تواند چالش‌برانگیز باشد و حل آن ممکن است منحصربه‌فرد یا پایدار نباشد و نیاز به استفاده از روش‌های پایدارسازی^۸ داشته باشد. ج) تفکیک مکانی آنومالی‌های گرانشی: به دست آوردن آنومالی‌های ثقل با وضوح مکانی مناسب در اقیانوس چالش مهمی ایجاد می‌کند [۲۹-۲۶]. این موضوع در مطالعات قبلی، از جمله مدل‌های عمق‌سنجی جهانی مانند GEBCO و ETOPO5 که در آن حداکثر تفکیک مکانی به ۵۰۰ متر محدود شده است، وجود داشته است [۴].

هدف از این مطالعه ارتقای مدل‌سازی عمق بستر دریا در منطقه خلیج فارس و دریای عمان با استفاده از آنومالی ثقل با پرداختن به موضوعات فوق‌الذکر است. برای دستیابی به این هدف، این مطالعه به ترکیبی از داده‌های حاصل از مأموریت‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی، مدل ثقل XGM2019e و ثقل‌سنجی دریایی^۹ برای استخراج آنومالی ثقل می‌پردازد. سپس از مدل فیزیکی پارکر برای تعیین عمق بستر دریا استفاده می‌شود. همچنین به منظور بهبود دقت مدل عمق تولید شده و کالیبراسیون محلی آن، داده‌های مشاهدات محلی اکوساندر با استفاده از روش 3DVAR در مدل فیزیکی داده‌گذاری^{۱۰} می‌شوند. در اینجا رویکرد داده‌گذاری 3DVAR به این صورت است که یک تابع هدف را تعریف می‌کند و آن را به حداقل می‌رساند تا مدل عمق‌سنجی را بهبود بخشد. برای پرداختن به چالش وضوح مکانی محدود در آنومالی‌های ثقل (مسئله ج)، داده‌های مأموریت‌های ماهواره‌ای ارتفاع‌سنجی متعدد، مدل ثقل XGM2019e و آنومالی‌های ثقل دریایی با استفاده از روش تحلیل مؤلفه‌های واریانس^{۱۱} (VCE) تلفیق شده‌اند. هدف این ادغام به دست آوردن یک آنومالی ثقل نهایی (تلفیقی از سه منبع داده مختلف) با وضوح مکانی و دقت مناسب است.

توپوگرافی کف دریا تبدیل شود. لکورز و همکاران [۱۵] مروری جامع در مورد تکنیک‌ها، فناوری‌ها و مجموعه داده‌های مورد استفاده در مدل‌سازی عمق ارائه کرد. به‌طور کلی روش طیفی تعیین عمق بستر دریا با استفاده از آنومالی ثقل در بسیاری از مناطق مانند دریای جنوبی چین توسط هیسائو و هوانگ [۱۶]، سواحل غربی هند توسط باتاچاریا و مجومدار [۱۷] و در اقیانوس اطلس جنوبی توسط جانگ و همکاران [۱۸] مورد بررسی قرار گرفته و نتایج اعتبارسنجی شده است. همچنین وان و همکاران [۱۹] الگوریتمی برای عمق‌سنجی با استفاده از انحرافات قائم ثقل و روش طیفی پیشنهاد دادند. فن و همکاران [۲۰] یک روش حداقل مربعات تکراری غیرخطی را برای توپوگرافی بستر دریا با استفاده از آنومالی ثقل ارائه نمودند. همچنین النجار و همکاران [۲۱] با استفاده از تکنیک یادگیری عمیق با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای اقدام به پیش‌بینی عمق نمودند. در ایران نیز تحقیقات متعددی در این خصوص انجام شده که از آن جمله می‌توان به تحقیق آزموده، اردلان و پورمینا [۲۲] در خصوص عمق‌سنجی سواحل جاسک با استفاده از تصاویر راداری، صفری و همکاران [۲۳] در تعیین عمق بستر دریای عمان با استفاده از کالوکیشن کمترین مربعات و همچنین طورچی مقدم و سلطانیپور [۲۴] مبنی بر بررسی توپوگرافی بستر دریای خزر با استفاده از داده‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای اشاره نمود.

فرمول‌هایی که به‌طور گسترده در این مورد به کار گرفته شده در درجه اول بر اساس مدل معروف پارکر (۱۹۷۳) و مدل سه‌صفحه‌ای واتز (۱۹۷۸) و آرابلوس (۱۹۹۷) هستند که از یک مدل پارکر خطی شده در ارتباط با روش کالوکیشن کمترین مربعات استفاده می‌کنند. استفاده از آنومالی‌های ثقل برای تعیین عمق بستر دریا مزایایی مانند عدم نیاز به شرایط محیطی خاص و استفاده از آن در عمق‌های زیاد را دارد [۱۵ و ۲۵].

با این حال، مانند دو روش قبلی، رویکرد عمق‌سنجی با استفاده از گرانش نیز با چالش‌های متعددی مواجه است که عبارت‌اند از الف) پارامترهای ورودی دقیق: برای به دست آوردن نتایج مطلوب با استفاده از مدل‌های فیزیکی موجود، ورودی دقیق پارامترهای فیزیکی ضروری است. این پارامترها

دارد و ضرایب هارمونیک‌های کروی مدل ثقل را تا درجه و مرتبه ۵۳۹۹ ارائه می‌نماید. (ج) داده‌های آنومالی ثقل دریایی در محدوده خلیج فارس و دریای عمان با دقت اسمی ۰/۵ میلی‌گال^{۱۲} (جدول ۳). داده‌های آنومالی ثقل دریایی در محدوده موردنظر سال ۱۹۷۷ با استفاده از دستگاه گراویمتر دریایی توسط شناور مؤسسه Woods Hole Oceanographic بر روی پروفیل‌های از قبل طراحی شده و با اعمال تصحیحات لازم برداشت شده است. این اطلاعات در بانک اطلاعات بین‌المللی ثقل (BGI) تولوز فرانسه موجود است. (د) علاوه بر این، برای افزایش دقت مدل عمق‌سنجی به‌دست‌آمده از مدل فیزیکی پارکر، این مطالعه بر استفاده از داده‌های اکوساندر تک‌پرتوی برای فرایند داده‌گذاری داده‌ها تمرکز دارد. داده‌های عمق توسط شناور دلفین سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح در سال ۱۴۰۰ اندازه‌گیری شده است. پروفیل‌های عمقی‌یابی در ابتدا طراحی شده و سپس نمونه‌برداری عمقی‌یابی توسط اکوساندر جهت تهیه نقشه با مقیاس ۱/۱۰۰۰ انجام شده است. به‌طور خاص، این مطالعه تأکید بیشتری بر منطقه گناوه و علمشاه در خلیج فارس که به ترتیب در مختصات (۲۹/۱ - ۲۹/۸ درجه شمالی، ۴۹/۷ - ۵۰/۶ درجه شرقی) و (۲۵/۹ - ۲۶/۶ درجه شمالی، ۵۲/۲ - ۵۲/۸ درجه شرقی) قرار دارند و همچنین منطقه چابهار (۲۴/۵ - ۲۵/۵ درجه شمالی، ۵۹/۴ - ۶۱/۲ درجه شرقی) در دریای عمان دارد (شکل ۱).



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه

۲. مواد و روش‌ها

در این تحقیق محدوده مطالعاتی خلیج فارس و دریای عمان است. خلیج فارس یک آبراه بسیار استراتژیک در غرب آسیا و خاورمیانه است. این خلیج در امتداد دریای عمان و در میان ایران و شبه‌جزیره عربستان قرار گرفته است. خلیج فارس مساحت تقریبی ۲۳۷۴۷۳ کیلومترمربع، طول آن حدود ۹۰۰ کیلومتر و عرض آن ۲۵۰ کیلومتر است. همچنین از شرق به تنگه هرمز متصل است و آن را از دریای عرب و اقیانوس هند جدا می‌کند. حداکثر عمق خلیج فارس تقریباً به ۹۰ متر می‌رسد. دریای عمان نیز مجموعه آبی و خلیجی است که از غرب به سمت تنگه هرمز، خلیج فارس و امارات متحده عربی امتداد دارد و از شمال با ایران، از شرق با اقیانوس هند و از جنوب با عمان همسایه است. طول آن ۵۴۵ کیلومتر و مساحت آن ۱۸۱۰۰۰ کیلومترمربع است [۳۰].

در شکل (۱) نشان داده شده است که محدوده مطالعاتی این پژوهش تقریباً بین طول جغرافیایی ۴۸ تا ۷۴ درجه و عرض جغرافیایی ۱۵ تا ۳۰ درجه قرار دارد.

در این تحقیق داده‌های مورد استفاده برای تعیین آنومالی ثقل شامل چهار نوع داده می‌باشد: (الف) داده‌های ارتفاع سطح لحظه‌ای آب از چندین مأموریت ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای (جدول ۱) که با روابط ریاضی و فیزیکی تبدیل به آنومالی ثقل دریایی خواهد شد. در استفاده از داده‌ها تلاش شده است از تلفیق داده ماهواره‌های با قدرت تفکیک مکانی مختلف استفاده شود تا منطقه مورد مطالعه را پوشش مناسبی بدهد. دقت داده‌های سطح آب با اعمال تصحیحات ژئوفیزیکی و اتمسفری بین ۱ تا ۴ سانتیمتر متغیر است. همچنین با توجه به اینکه برای اندازه‌گیری دقیق سطح آب نیاز به تکرار مشاهدات و میانگین‌گیری زمانی است از بازه‌های بلندمدت تکرار گذر ماهواره‌ها استفاده شده است. (ب) مدل ثقل XGM2019e (جدول ۲) یک مدل ترکیبی است که از داده‌های ثقل ماهواره‌ای و زمینی می‌باشد. این مدل دقت بهتری در مقایسه با مدل‌های ثقل موجود از جمله EGM08

جدول ۱. مأموریت‌های ارتفاع سنجی استفاده‌شده در این مطالعه

تکرار گذر	نوع داده و منبع آن	دوره زمانی	مأموریت
۱۰ روز	GDR data(AVISO ¹³)	2002-2008	Jason 1
۱۰ روز	GDR data (AVISO)	2008-2016	Jason 2
۱۰ روز	GDR data (AVISO)	2016-2023	Jason 3
۳۵ روز	GDR data (AVISO)	2002-2012	ENVI
۳۵ روز	GDR data (AVISO)	2013-2018	SARAL
۲۷ روز	GDR data (ESA ¹⁴)	2016-2023	Sentinel3A
۲۷ روز	GDR data (ESA)	2018-2023	Sentinel3B
۳۶۸ روز	GDR data (ESA)	2010-2018	Cryosat-2

جدول ۲. مشخصات مدل ثقل XGM2019e

منبع	قدرت تفکیک مکانی	مدل ثقل
[۳۰]	Degree/Order 5399 (~4km)	XGM2019e

جدول ۳. مشخصات آنومالی ثقل دریایی

منبع	منطقه
BGI ¹⁵ https://bgi.obs-mip.fr/data-products/gravity-databases/marine-gravity-data-prod/#/data/sea/	خلیج فارس و دریای عمان

میانگین است. در مرحله بعد، آنومالی ثقل با استفاده از رابطه معکوس استوکس و با استفاده از رابطه (۲) به دست می‌آید [۳۳].

$$\Delta g^{Alt} = -\frac{\bar{g}}{R_E} N - \frac{\bar{g}}{16\pi \times R_E} \iint_{\sigma} \frac{N_q - N}{\sin^3\left(\frac{\psi}{2}\right)} \quad (2)$$

در این رابطه ψ نشان‌دهنده فاصله کروی، g میانگین گرانش زمین، R_E شعاع متوسط زمین، N_q ارتفاع ژئوئید در نقطه محاسبه و N ارتفاع ژئوئید در نقطه مشاهده است. علاوه بر این، آنومالی ثقل را می‌توان با استفاده از مدل ثقل XGM2019e و از طریق معادله اساسی ژئودزی فیزیکی به شرح زیر تعیین کرد [۳۴].

$$\Delta g^{XGM2019} = -\frac{\partial T}{\partial r} - 2\frac{T}{r}$$

$$T(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM_0}{R_E} \sum_{l=2}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{R_E}{r}\right)^{l+1} \bar{P}_{l,m} \sin(\varphi) (\bar{C}_{l,m}^* \cos m\lambda + \bar{S}_{l,m}^* \sin m\lambda) \quad (3)$$

در این مطالعه ابتدا ارتفاع ژئوئید با استفاده از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای تعیین می‌شود. این فرایند شامل ایجاد یک سری زمانی از ارتفاعات سطح دریا (SSH) و تولید میانگین محلی سطح دریا (MSS) با حذف مؤلفه‌های جزرومدی در رابطه (۱) و به کمک مدل تجربی محلی جزرومد TM-IR01 سازمان نقشه‌برداری کشور انجام می‌گیرد. درنهایت، ارتفاع ژئوئید از اختلاف بین میانگین سطح دریا و توپوگرافی دینامیکی میانگین^{۱۶} (MDT) محاسبه می‌شود که برای این منظور از مدل CNES-CLS18 استفاده می‌شود [۳۰-۳۲].

$$SH(t) = MSS + \sum_{k=1}^m A_k \cos(2\pi f_k t + \varphi_k) \quad (1)$$

$$N = MSS - MDT$$

در روابط بالا، SSH نشان‌دهنده ارتفاع سطح دریا، MSS میانگین سطح دریا، A_k دامنه جزرومد، f_k فرکانس جزء جزرومد، φ_k فاز جزء جزرومد، m تعداد فرکانس‌های جزرومد، N ارتفاع ژئوئید و MDT توپوگرافی دینامیکی

است. $Q_{\bar{\sigma}}$ ماتریسی با ابعاد $p \times p$ و عناصر قطری این ماتریس نشانگر دقت مجهولات واریانس است.

در نهایت با برآورد مؤلفه‌های طبق روابط مذکور و برآورد ماتریس واریانس کوواریانس تعدیل شده هر دسته از مشاهدات با مؤلفه‌های مذکور آنومالی‌های ثقل نهایی برآورد می‌شوند.

در ادامه پژوهش، عمق با استفاده از رابطه فیزیکی پارکر تعیین می‌شود. فرمول پارکر در سال ۱۹۷۳ معرفی شد که می‌تواند برای تبدیل توپوگرافی کف دریا به آنومالی به شرح رابطه (۶) تعریف شود [۱۱].

$$F[\Delta g] = -2\pi G \Delta \rho e^{-kz_0} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{(n-1)}}{n!} F[h(\vec{r})^n] \quad (6)$$

در اینجا "F[]" تبدیل فوریه را نشان می‌دهد، Δg آنومالی ثقل به دست آمده از مرحله قبل، G ثابت گرانشی، $\Delta \rho$ تباین چگالی بین آب و بستر دریا، z_0 عمق متوسط در منطقه، K عدد موج (مربوط به طول موج) و h توپوگرافی بستر دریا است. اولدنبِرگ در سال ۱۹۷۳ فرمول بالا را برای تعیین عمق با استفاده از آنومالی ثقل بازسازی شده، معکوس کرد و رابطه زیر را استخراج نمود [۳۶].

$$F[h(\vec{r})] = -\frac{F[\Delta g]}{2\pi G \Delta \rho} e^{kz_0} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n!} F[h^n(\vec{r})] \quad (7)$$

رابطه (۷) یک رابطه تکراری و بازگشتی است و شامل یک عبارت غیر همگرا است. برای اطمینان از همگرایی معادله فوق و حذف عبارت غیرهمگرا، در حین محاسبه یک فیلتر پایین گذر به فرمول اضافه می‌شود. در مرحله بعد برای بهبود عمق‌سنجی به دست آمده با استفاده از مدل پارکر و کالیبره نمودن مدل، داده‌گوازی مدل فیزیکی با استفاده از روش تغییرات سه‌بعدی (3DVAR) با تعریف تابع هدف زیر و به حداقل رساندن آن انجام می‌شود [۳۷].

$$J(x) = \frac{1}{2}(x - x^b)^T B^{-1}(x - x^b) + \frac{1}{2}(y - Hx^b)^T R^{-1}(y - Hx^b) \quad (8)$$

در رابطه (۳)، T آنومالی پتانسیل، γ شتاب ثقل نرمال، (r, φ, λ) موقعیت نقطه محاسبه را در مختصات کروی نشان می‌دهد، \bar{P} توابع لژاندر مرتبط نرمالیزه شده و \bar{C}, \bar{S} ضرایب پتانسیل نرمالیزه شده هستند.

برای ترکیب آنومالی‌های ثقل به دست آمده از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، مدل ثقل XGM2019e و آنومالی‌های ثقل دریایی، در این تحقیق از روش برآورد مؤلفه‌های واریانس (رابطه ۴) استفاده می‌شود. در این روش ماتریس واریانس کوواریانس مشاهدات به صورت ترکیب خطی از ماتریس‌های کوفاکتور معلوم (Q_k) در نظر گرفته می‌شود. [۳۵].

$$E(y) = Ax; \quad D(y) = Q_y = \sum_{k=1}^p \sigma_k Q_k \quad (4)$$

در رابطه فوق y بردار مشاهدات در بعد m ، x بردار مجهولات (آنومالی ثقل نهایی) در بعد n ، A ماتریس طراحی در بعد $m \times n$ ، Q_y ماتریس کوواریانس مشاهدات در بعد $m \times m$ و E و D اپراتورهای امید ریاضی و پراکندگی می‌باشد، Q_k ماتریس‌های کوفاکتور و σ_k مؤلفه‌های واریانس هستند که مجهول می‌باشند. روش تخمین مؤلفه‌های واریانس کمترین مربعات برای برآورد مؤلفه‌های مجهول واریانس (σ_k) استفاده می‌شود. این روش، برای تعیین پارامترهای مجهول واریانس (σ_k) در مدل تصادفی با استفاده از روش حل تکراری و به شکل $\hat{\sigma} = N^{-1}l$ روشی قوی می‌باشد. که در آن ماتریس N با ابعاد $p \times p$ بردار l با بعد p و بردار $\hat{\sigma}$ مجهولات واریانس برآورد شده به شکل $\hat{\sigma} = [\hat{\sigma}_1 \dots \hat{\sigma}_p]^T$ با بعد p است. عناصر ماتریس نرمال N و بردار L به ترتیب با استفاده از روابط (۵) به دست می‌آیند.

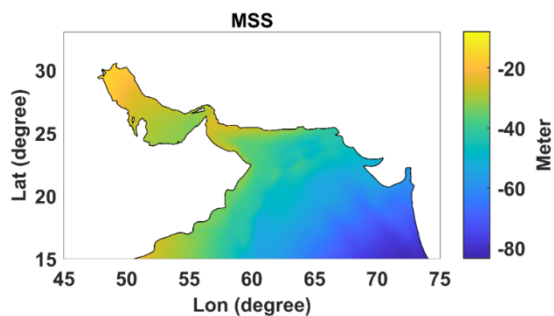
$$n_{ij} = \frac{1}{2} tr(Q_i Q_y^{-1} P_A^{\perp} Q_j Q_y^{-1} P_A^{\perp}) \quad (5)$$

$$l_i = \frac{1}{2} \hat{e}^T Q_y^{-1} Q_i Q_y^{-1} \hat{e}$$

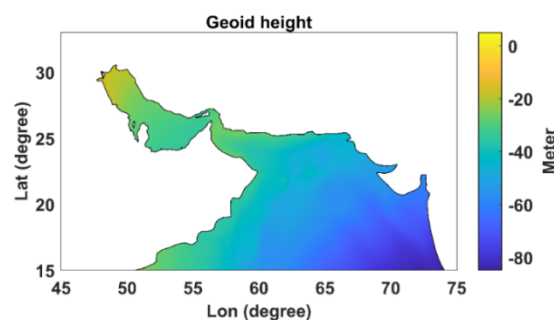
$$P_A^{\perp} = I_m - A(A^T Q_y^{-1} A)^{-1} A^T Q_y^{-1}$$

که در آن P_A^{\perp} تصویرگر قائم و \hat{e} بردار باقی‌مانده تعیین شده با بعد m است. ماتریس کوواریانس مجهولات برآورد شده، به شکل معکوس ماتریس نرمال $Q_{\bar{\sigma}} = N^{-1}$ قابل محاسبه

داده‌های ژئوفیزیکی) از مأموریت‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و حذف اثرات جزرومد به‌دست آمده است. همچنین تخمین ارتفاع ژئوئید از مدل (CNES-CLS18) MDT در شکل (۴) مشاهده می‌شود که هرچه به سمت شرق پیش می‌روید قدرمطلق ارتفاع ژئوئید افزایش می‌یابد که این مطلب به دلیل این است که در قسمت شرقی دریای عمان جدایی بین بیضوی مقایسه زمین که یک سطح هندسی است و ژئوئید که یک سطح هم‌پتانسیل است، افزایش می‌یابد.



شکل ۳. سطح متوسط دریا در منطقه مطالعاتی



شکل ۴. ارتفاع ژئوئید در منطقه مطالعاتی به‌دست آمده از ارتفاع‌سنجی

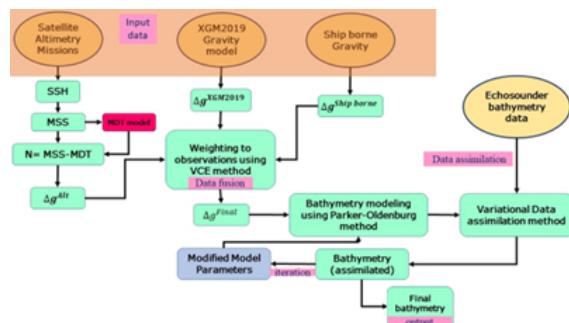
شکل (۵) آنومالی ثقل به‌دست آمده از سه منبع را نشان می‌دهد: ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، مدل ثقل XGM2019e و گرانش دریایی. توجه به این نکته مهم است که به‌منظور حذف اثرات طول‌موج بلند بر آنومالی ثقل تخمین زده شده توسط مدل گرانشی، یک فیلتر پایین‌گذر اعمال می‌شود و به‌طور مشخص از فیلتر گاوسی برای این منظور استفاده شده است.

در رابطه (۸)، حداقل جواب تابع هدف با محاسبه به‌صورت زیر به دست می‌آید [۳۷ و ۳۸].

$$x = x^b + W(y - Hx^b) \quad (9)$$

$$W = BH^T(HBH^T + R)^{-1}$$

در روابط (۹)، x بیانگر عمق‌سنجی داده‌گاری شده است، x^b نشان‌دهنده عمق تخمین زده شده با استفاده از مدل فیزیکی پارکر، y نشان‌دهنده بردار مشاهدات مورد استفاده در داده‌گاری (مشاهدات اکوساندر)، H عملگر مشاهده یا عملگر درون‌یابی است که مدل فیزیکی را در موقعیت مشاهده درون‌یابی می‌کند. R نشان‌دهنده ماتریس واریانس کوواریانس مشاهده و B نشان‌دهنده ماتریس واریانس کوواریانس مدل است. برای اعتبارسنجی نتایج به‌دست آمده از داده‌گاری، از داده‌های نقاط کنترل اندازه‌گیری شده با اکوساندر که در فرایند داده‌گاری به کار نرفته است، استفاده می‌شود. شکل (۲) روندنمای مراحل محاسباتی پژوهش را نشان می‌دهد که یک نمای کلی برای تخمین عمق‌سنجی با استفاده از روش ثقلی مورد استفاده در این پژوهش است.



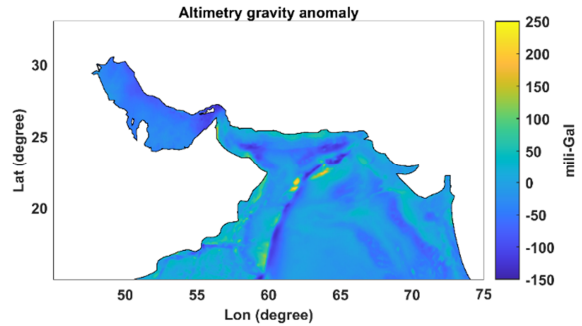
شکل ۲. فلوچارت مراحل محاسباتی

۳. یافته‌ها

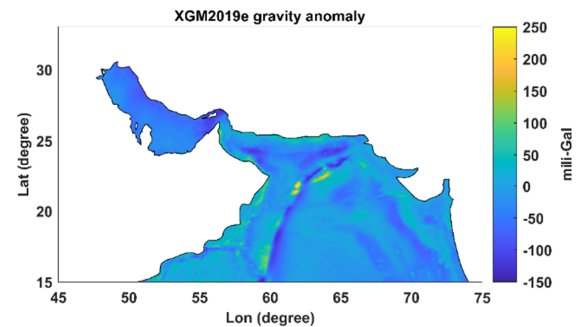
همان‌طور که قبلاً ذکر شد، اولین مرحله در تعیین عمق شامل محاسبه آنومالی ثقل است. این مطالعه از سه منبع داده مجزا برای تخمین آنومالی ثقل استفاده می‌کند: ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، مدل ثقل XGM2019e و داده‌های ثقل دریایی. این سه نوع داده از طریق روش برآورد مؤلفه‌های واریانس ترکیب می‌شوند. شکل (۳) سطح متوسط دریا در منطقه مطالعاتی را نشان می‌دهد که از پردازش داده‌های GDR

متوسط دریا و خطای میانگین توپوگرافی دینامیکی مدل CNES-CLS18 است، محاسبه می‌شود. سپس قانون انتشار خطا به رابطه (۲) اعمال می‌شود که منجر به تعیین خطا در آنومالی ثقل می‌شود. این خطا معمولاً بین ۰/۸ تا ۴ میلی‌گال است که مناطق ساحلی بالاترین خطا و مناطق فراساحلی کمترین خطا را دارند. ثانیاً، دقت آنومالی‌های ثقل مدل XGM2019e با ترکیب دقت ضرایب هارمونیک کروی مدل از طریق اعمال قانون انتشار خطا با استفاده از رابطه (۳) به دست می‌آید. خطای حاصل در آنومالی‌های ثقل معمولاً در محدوده ۰/۲ تا ۴ میلی‌گال قرار دارد. ثالثاً، دقت اسمی ۰/۵ میلی‌گال برای آنومالی ثقل دریایی در نظر گرفته می‌شود. این مقدار دقت برای ایجاد ماتریس واریانس کوواریانس استفاده می‌شود. علاوه بر این، فرض بر این است که کوواریانس و وابستگی بین این سه منبع داده ناچیز است، زیرا مؤلفه‌های کوواریانس نسبتاً کوچک هستند [۳۹] در نتیجه این فرض غیرواقعی تلقی نمی‌شود.

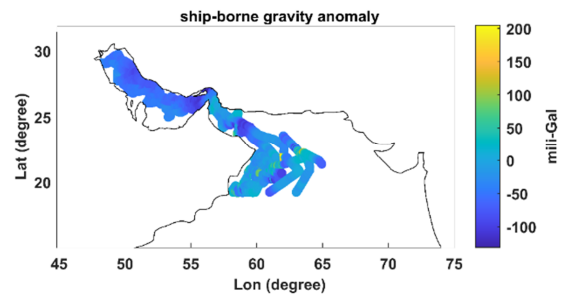
در نهایت، روش برآورد مؤلفه‌های واریانس، داده‌های آنومالی ثقل از ارتفاع‌سنجی، مدل ثقل XGM2019e و داده‌های گرانش دریایی برای تخمین آنومالی‌های ثقل دقیق را در هر دو منطقه ساحلی و فراساحلی ترکیب می‌کند. یکی از نقاط قوت این روش، توانایی آن در اختصاص وزن‌های اولیه مناسب به منابع داده مختلف است. با انجام این کار، می‌توان آنومالی ثقل قابل‌اعتمادتری به دست آورد. به طور خاص، در مناطق ساحلی که مشاهدات ارتفاع‌سنجی ممکن است دقت کمتری داشته باشند وزن بیشتری به مدل ثقل XGM2019e و داده‌های ثقل دریایی داده می‌شود تا تأثیر بالقوه دقت کمتر اندازه‌گیری‌های ارتفاع‌سنجی را جبران کند. برعکس، در مناطق فراساحلی، وزن بیشتری به داده‌های ارتفاع‌سنجی اختصاص داده می‌شود، زیرا عملکرد بهتری در این مناطق از اقیانوس‌ها دارد (شکل ۶).



الف



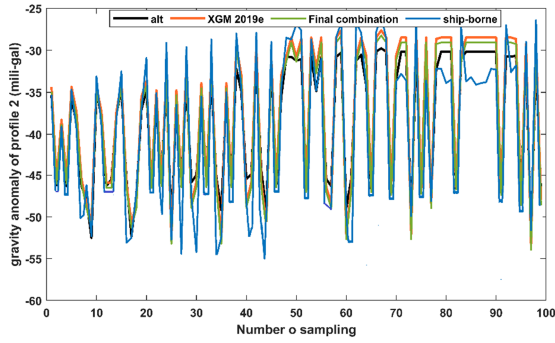
ب



ج

شکل ۵. آنومالی ثقل به دست آمده از (الف) ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای (ب) مدل ثقل XGM2019e (ج) و ثقل‌سنجی دریایی

برای تعیین وزن اولیه (ماتریس واریانس کوواریانس مشاهدات) در روش VCE برای ترکیب سه منبع داده، ابتدا، برای داده‌های ارتفاع‌سنجی، تخمینی از دقت ارتفاع سطح دریا تعیین می‌شود. این کار با تولید یک سری زمانی از ارتفاع سطح دریا در هر نقطه اندازه‌گیری ارتفاع‌سنجی، با در نظر گرفتن چرخه تکرار ارتفاع‌سنجی و حذف میانگین ارتفاع سطح دریا از سری انجام می‌شود. سپس انحراف معیار سیگنال باقی‌مانده در هر نقطه به عنوان دقت ارتفاع سطح دریا در نظر گرفته می‌شود. در مرحله بعد، دقت ارتفاع ژئوئید با در نظر گرفتن قانون انتشار خطا، که شامل خطای سطح



شکل ۸. مقایسه آنومالی ثقل مدل XGM2019e، ارتفاع سنجی

ماهواره‌ای و نهایی به کمک آنومالی ثقل دریایی در پروفیل کنترل ۲

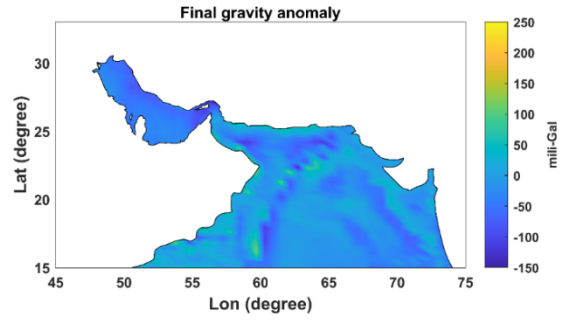
جدول ۴. مقایسه RMSE برحسب میلی‌گال بین آنومالی ثقل مدل

XGM2019e، ارتفاع سنجی ماهواره‌ای و نهایی به وسیله پروفیل‌های کنترل

آنومالی ثقل دریایی

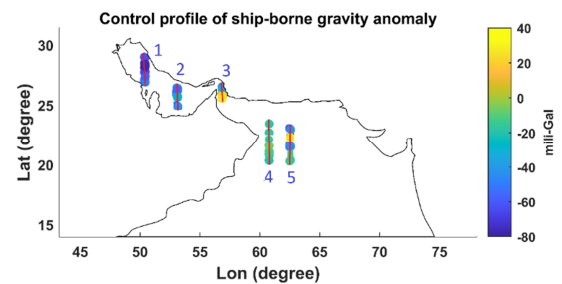
پروفیل‌های کنترل	آنومالی ثقل نهایی	آنومالی ثقل ارتفاع سنجی	آنومالی ثقل XGM2019e
پروفیل ۱	۳/۴۱	۵/۳۱	۳/۸۷
پروفیل ۲	۳/۲۳	۴/۷۰	۴/۲۱
پروفیل ۳	۲/۵۳	۶/۱۲	۴/۹۱
پروفیل ۴	۲/۷۲	۳/۴۳	۴/۵۲
پروفیل ۵	۲/۳۹	۲/۸۵	۳/۸۵

در این پژوهش مدل پارکر از آنومالی ثقل نهایی به‌عنوان ورودی برای تخمین عمق دریا استفاده می‌کند. متعاقباً، مدل عمق‌سنجی با استفاده از داده‌های اکوساندر در سه منطقه مورد مطالعه (گناوه، علمشاه و چابهار) با استفاده از روش 3DVAR تحت داده‌گویی قرار می‌گیرد. فرایند داده‌گویی منجر به ایجاد یک مدل داده‌گویی شده می‌شود. یکی از نکته‌های مهمی که در اینجا باید به آن اشاره کرد این است که فرایند داده‌گویی عملاً منجر به کالیبراسیون محلی مدل پارکر می‌شود که در آن ضرایب ورودی مدل پارکر، مانند چگالی بین آب و بستر دریا و میانگین عمق منطقه مورد مطالعه، به‌طور مکرر به مقادیر بهینه خود بهبود می‌یابند. در این مطالعه، مقادیر بهینه تباین چگالی بین آب و بستر دریا $1/53$ گرم بر سانتی‌متر مکعب و عمق متوسط تقریباً -385 متر تعیین شده است. این فرایند کالیبراسیون برای اطمینان از دقت مدل پارکر از طریق یک روش تکراری انجام می‌شود. شکل (۹)، عمق‌سنجی تخمین زده شده را قبل و بعد از فرایند داده‌گویی برای کل منطقه مورد مطالعه و همچنین سه منطقه خاص نشان می‌دهد.



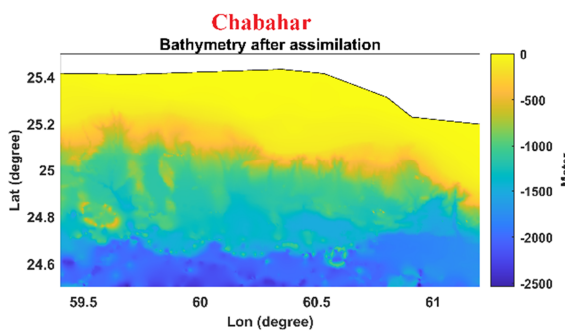
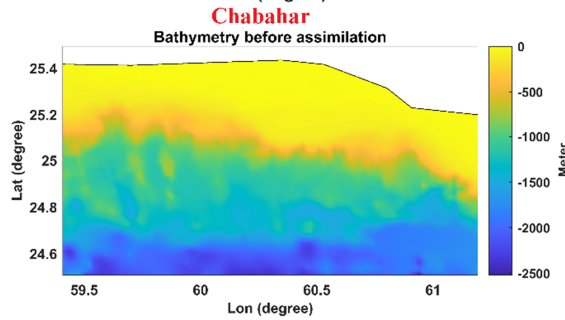
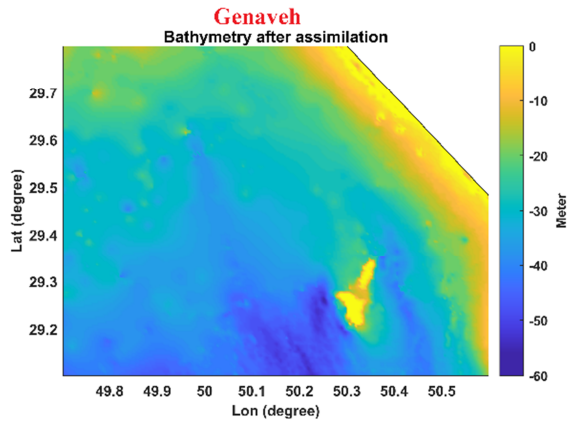
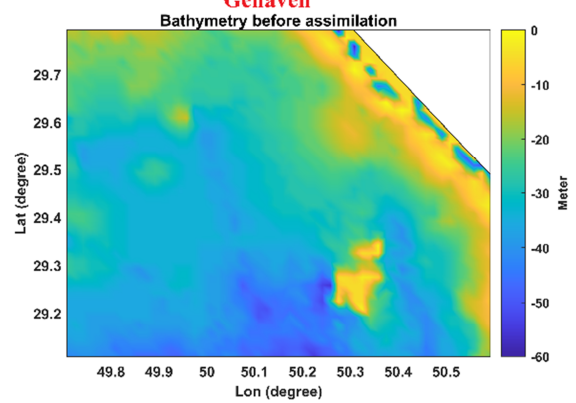
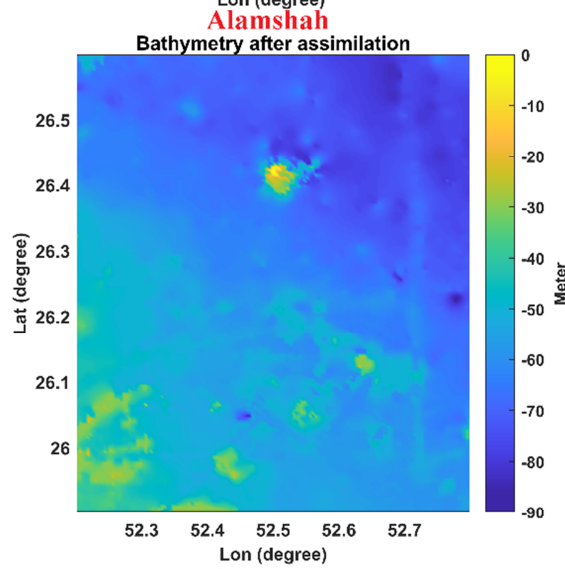
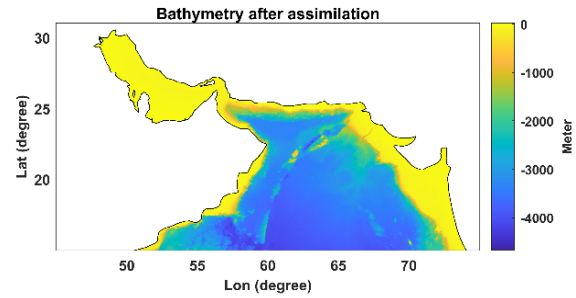
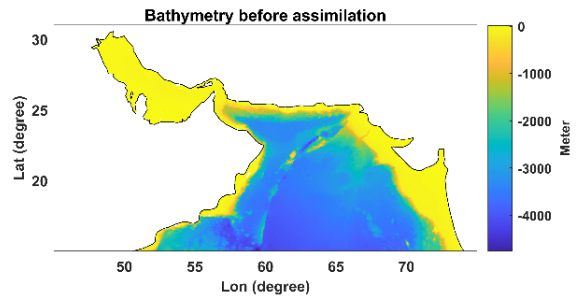
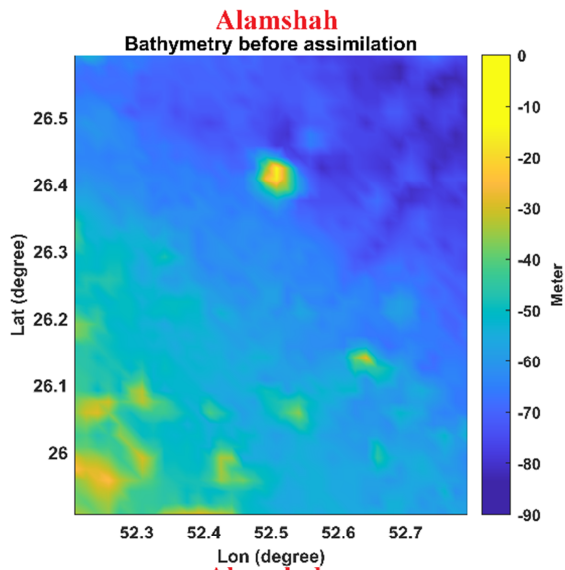
شکل ۶. آنومالی ثقل نهایی (تلفیقی از سه منبع داده مختلف)

به‌منظور اعتبارسنجی آنومالی ثقل نهایی، از پنج پروفیل ثقل دریایی که در فرایند ترکیب به کار نمی‌روند، استفاده می‌شود (شکل ۷). جدول (۴) نتایج مقایسه انحراف استاندارد (RMSE) برحسب میلی‌گال بین آنومالی ثقل نهایی، ثقل حاصل از ارتفاع‌سنجی و مدل ثقل XGM2019e را نشان می‌دهد. یافته‌ها به‌وضوح نشان می‌دهد که آنومالی ثقل نهایی در مقایسه با روش ارتفاع‌سنجی و آنومالی ثقل XGM2019e دقت بهتری را دارد. در پروفیل‌های اعتبارسنجی، مشاهده می‌شود که در مناطق ساحلی، آنومالی ثقل نهایی با ثقل دریایی و مدل XGM2019e همسوتر است، درحالی‌که در مناطق فراساحلی، به آنومالی ثقل به‌دست‌آمده از ارتفاع‌سنجی نزدیک‌تر است. این مطلب نشان می‌دهد که فرایند وزندهی در تلفیق داده‌ها با روش برآورد مؤلفه‌های واریانس، به‌طور مناسب پیاده‌سازی شده است (شکل ۸).



شکل ۷. پروفیل کنترل ثقل سنجی دریایی برای اعتبارسنجی آنومالی ثقل

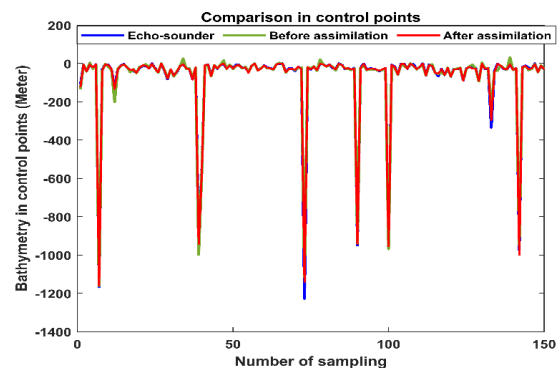
نهایی برآورد شده با روش VCE



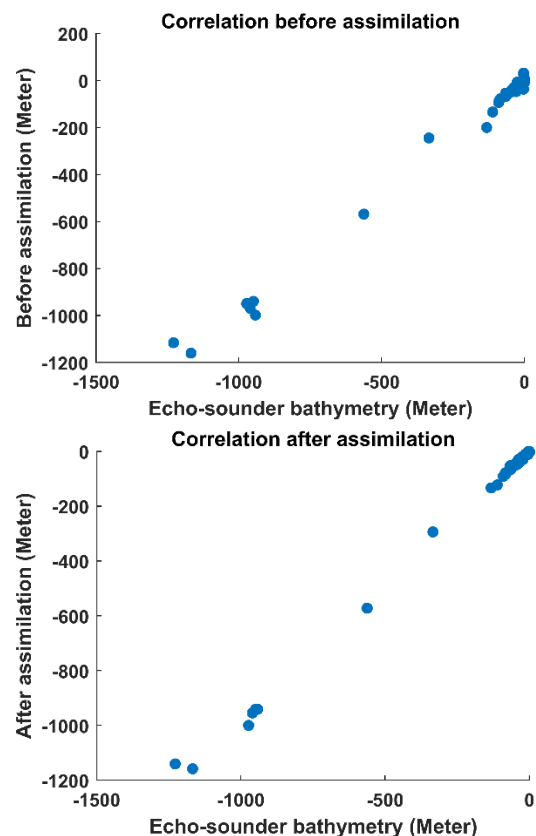
شکل ۹. عمق سنجی تخمین زده شده قبل از داده گواری و پس از داده گواری در کل منطقه مورد مطالعه و سه منطقه خاص

۴. بحث و نتیجه‌گیری

برای اعتبارسنجی مدل داده‌گذاری شده، ۱۵۰ نقطه تصادفی از داده‌های اکوساندر در سه منطقه به‌عنوان نقاط کنترل انتخاب شده است. محدوده نقاط کنترل بین ۱۲۰۰- تا ۰ متر متغیر است. شکل (۱۰) مقایسه‌ای بین نقاط کنترل و مدل پارکر قبل و بعد از داده‌گذاری را بیان می‌کند. نتایج نشان می‌دهد که روش داده‌گذاری، همسویی مدل را با داده‌های اکوساندر منطقه‌ای بهبود می‌بخشد. انحراف استاندارد (RMSE) بین نقاط کنترل و مدل پارکر قبل از داده‌گذاری ۶/۵۶ متر است، درحالی‌که پس از داده‌گذاری به ۴/۳۳ متر کاهش می‌یابد.



شکل ۱۰. مقایسه نقاط کنترل با مدل پارکر قبل و بعد از داده‌گذاری



شکل ۱۱. همبستگی بین داده‌های اکوساندر و مدل پارکر قبل و بعد از داده‌گذاری

همچنین، ضریب همبستگی بین داده‌های اکوساندر و مدل پارکر پس از داده‌گذاری افزایش می‌یابد و به ۰/۹۶ قبل از داده‌گذاری و ۰/۹۹ پس از داده‌گذاری می‌رسد (شکل ۱۱).

این مطالعه با هدف ارائه روشی جهت ارتقای مدل‌سازی فیزیکی عمق بستر دریا با استفاده از پارامتر آنومالی ثقل و با کمک منابع مختلف داده‌های ژئودتیکی انجام شد. روش مذکور شامل ترکیب داده‌های متعدد، از جمله داده‌های مأموریت‌های مختلف ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی، مدل ثقل XGM2019e و داده‌های آنومالی ثقل دریایی، برای استخراج آنومالی ثقل دقیق و با قدرت تفکیک مکانی نسبتاً مناسب بوده است. در این روش برای تخمین عمق بستر دریا از مدل فیزیکی پارکر استفاده شده و پس از تلفیق منابع مختلف داده با استفاده از روش سرشکنی برآورد مؤلفه‌های واریانس، داده‌های مشاهداتی اکوساندر با استفاده از تکنیک داده‌گذاری 3DVAR برای کالیبراسیون محلی در مدل داده‌گذاری می‌شوند. در نهایت اعتبارسنجی مدل عمق‌سنجی بهبودیافته از طریق مقایسه آن با نقاط کنترل انجام شد. نتایج نشان می‌دهد که RMSE مدل داده‌گذاری شده در نقاط کنترل کاهش یافته است که این مطلب گویای آن است که داده‌گذاری به‌طور مؤثری تخمین عمق‌سنجی را بهبود می‌بخشد.

نتایج عددی در این پژوهش شامل سه مرحله تعیین آنومالی ثقل با استفاده از منابع داده‌های مختلف، تخمین عمق با استفاده از مدل پارکر و بهبود مدل‌سازی عمق از طریق داده‌گذاری و اعتبارسنجی مدل داده‌گذاری شده می‌باشد. در مرحله اول، یعنی استفاده از روش برآورد مؤلفه‌های واریانس، سه دسته داده ثقل به‌دست‌آمده از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، مدل گرانشی XGM2019e و ثقل‌سنجی دریایی ترکیب شد تا آنومالی ثقل قابل‌اعتمادتری را با وزن‌های اولیه مناسب به هر منبع داده حاصل شود. آنومالی ثقل نهایی در مقایسه با ارتفاع‌سنجی و مدل گرانشی XGM2019e دقت بیشتری را نشان داد. در مرحله دوم، آنومالی ثقل تخمین زده شده با کمک مدل پارکر و استفاده از فیلتر طیفی به پارامتر عمق دریا تبدیل گردیده که نتایج در نقاط کنترل گویای

- South Sandwich Island. *Geodesy and Geodynamics*. 2023 May 1;14(3):212-2.
- [4] Mayer L, Jakobsson M, Allen G, Dorschel B, Falconer R, Ferrini V, Lamarche G, Snaith H, Weatherall P. The Nippon Foundation—GEBCO seabed 2030 project: The quest to see the world's oceans completely mapped by 2030. *Geosciences*. 2018 Feb 8;8(2):63.
- [5] Hwang C, Lee BY, Kim KB, Kim JW, Hsiao YS. Bathymetry estimation using the gravity-geologic method: an investigation of density contrast predicted by the downward continuation method. *Ocean Science*. 2011;21:347-358.
- [6] Smith WH, Sandwell DT. Conventional bathymetry, bathymetry from space, and geodetic altimetry. *OCEANOGRAPHY-WASHINGTON DC-OCEANOGRAPHY SOCIETY-*. 2004 Mar 1;17(1):8-23.
- [7] Mudiyselange SD, Wilkinson B, Abd-Elrahman A. Automated High-Resolution Bathymetry from Sentinel-1 SAR Images in Deeper Nearshore Coastal Waters in Eastern Florida. *Remote Sensing*. 2024; 16(1):1. <https://doi.org/10.3390/rs16010001>
- [8] Lyzenga DR. Shallow-water bathymetry using combined lidar and passive multispectral scanner data. *International journal of remote sensing*. 1985 Jan 1;6(1):115-25.
- [9] Hsiao YS, Hwang C, Cheng YS, Chen LC, Hsu HJ, Tsai JH, Liu CL, Wang CC, Liu YC, Kao YC. High-resolution depth and coastline over major atolls of South China Sea from satellite altimetry and imagery. *Remote Sensing of Environment*. 2016 Apr 1;176:69-83.
- [10] Hugue F, Lapointe M, Eaton BC, Lepoutre A. Satellite-based remote sensing of running water habitats at large riverscape scales: Tools to analyze habitat heterogeneity for river ecosystem management. *Geomorphology*. 2016 Jan 15;253:353-69.
- [11] Parker RL. The rapid calculation of potential anomalies. *Geophysical Journal International*. 1973 Mar 1;31(4):447-55.
- [12] Ibrahim A, Hinze WJ. Mapping buried bedrock topography with gravity. *Groundwater*. 1972 May;10(3):18-23.
- [13] Khan MA, Sharma N, Lama GF, Hasan M, Garg R, Busico G, Alharbi RS. Three-dimensional hole size (3DHS) approach for water flow turbulence analysis over emerging sand bars: Flume-scale experiments. *Water*. 2022 Jun 12;14(12):1889.
- [14] Xu C, Li J, Jian G, Wu Y, Zhang Y. An adaptive nonlinear iterative method for predicting seafloor topography from altimetry-derived gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2023 Jan;128(1):e2022JB025692.

مدل‌سازی صحیح می‌باشد. در نهایت پس از برآورد عمق با استفاده از مدل پارکر، داده‌گذاری داده‌های اکوساندر از طریق روش 3DVAR همسویی بین عمق به‌دست‌آمده از مدل پارکر و مشاهدات اکوساندر محلی را بهبود بخشید که این موضوع با کاهش انحراف استاندارد و افزایش ضریب همبستگی تحقق یافت.

به‌طور کلی، روش پیشنهادی با موفقیت به چالش‌های مدل‌سازی عمق پرداخته و از طریق ادغام منابع داده‌های مختلف و داده‌گذاری داده‌ها دقت داده‌های عمق را بهبود بخشید. پیشنهاد می‌شود در مطالعات آتی از طریق روش‌های یادگیری عمیق مبتنی بر شبکه‌های عصبی مصنوعی از جمله MLP یا ANFIS که با توجه به وسعت منطقه مشکل کمینه نمودن تابع هدف به‌صورت محلی را ندارد استفاده‌شده و اختلاف باقی‌مانده بین عمق به‌دست‌آمده از مدل فیزیکی پارکر و داده‌های محلی عمق مدل‌سازی شود. در این مدل‌سازی ورودی داده‌های آنومالی ثقل، طول و عرض جغرافیایی و عمق داده‌گذاری شده و خروجی پیش‌بینی اختلاف بین عمق به‌دست‌آمده از مدل و عمق واقعی است که می‌توان آن را در هر نقطه به کمیت اعمال نمود تا نویز و خطای باقی‌مانده کمینه شود.

سپاسگزاری

از دانشکده ژئودزی و ژئوماتیک دانشگاه صنعتی خواجه‌نصیرالدین طوسی بابت در اختیار قرار دادن منابع اطلاعاتی و امکان پردازش سریع اطلاعات کمال تشکر را داریم.

مراجع

- [1] Abulaitijiang A. Marine gravity and bathymetry modelling from recent satellite altimetry [PhD thesis]. DTU space: National space institute; 2019.
- [2] Yang J. Seafloor Topography Estimation from Gravity Gradients [Ph D thesis]. Ohio State University; 2017.
- [3] Wu Y, Wang J, He X, Wu Y, Jia D, Shen Y. Coastal bathymetry inversion using SAR-based altimetric gravity data: A case study over the

مورد مطالعه: دریای خزر). مجله علمی پژوهش‌های

کاربردی در علوم زمین. ۱۳۹۳؛ ۱(۳): ۵۷-۶۹.

- [25] Watts AB. An analysis of isostasy in the world's oceans I. Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1978 Dec 10;83(B12):5989-6004.
- [26] Calmant S, Berge-Nguyen M, Cazenave A. Global seafloor topography from a least-squares inversion of altimetry-based high-resolution mean sea surface and shipboard soundings. *Geophysical Journal International*. 2002 Dec 1;151(3):795-808.
- [27] Smith WH, Sandwell DT, Raney RK. Bathymetry from satellite altimetry: Present and future. In: *Proceedings of OCEANS 2005 MTS/IEEE 2005 Sep 17 (pp. 2586-2589)*. IEEE.
- [28] Yesson C, Clark MR, Taylor ML, Rogers AD. The global distribution of seamounts based on 30 arc seconds bathymetry data. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2011 Apr 1;58(4):442-53.
- [29] Xiang X, Wan X, Zhang R, Li Y, Sui X, Wang W. Bathymetry inversion with the gravity-geologic method: A study of long-wavelength gravity modeling based on adaptive mesh. *Marine Geodesy*. 2017 Sep 3;40(5):329-40.
- [30] Soltanpour A, Pirooznia M, Aminjafari S, Zareian P. Persian gulf and Oman sea tide modeling using satellite altimetry and tide gauge data (TM-IR01). *Marine Georesources & Geotechnology*. 2018 Aug 18;36(6):677-87.
- [31] Zingerle P, Pail R, Gruber T, Oikonomidou X. The combined global gravity field model XGM2019e. *Journal of geodesy*. 2020 Jul;94(7):66.
- [32] Mulet S, Rio MH, Etienne H, Artana C, Cancet M, Dibarboure G, Feng H, Husson R, Picot N, Provost C, Strub PT. The new CNES-CLS18 global mean dynamic topography. *Ocean Science*. 2021 Jun 17;17(3):789-808.
- [33] Fang Y, He S, Meng X, Wang J, Gan Y, Tang H. A fast method for calculation of marine gravity anomaly. *Applied sciences*. 2021 Jan 30;11(3):1265.
- [34] Moritz H. *Advanced least-squares methods*. Ohio State University. Division of Geodetic Science; 1972.
- [35] Amiri-Simkooei AR, Tiberius CC, Teunissen PJ. Assessment of noise in GPS coordinate time series: methodology and results. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2007 Jul;112(B7).
- [15] Lecours V, Dolan MF, Micallef A, Lucieer VL. A review of marine geomorphometry, the quantitative study of the seafloor. *Hydrology and Earth System Sciences*. 2016 Aug 9;20(8):3207-44.
- [16] Hsiao YS, Hwang C, Cheng YS, Chen LC, Hsu HJ, Tsai JH, Liu CL, Wang CC, Liu YC, Kao YC. High-resolution depth and coastline over major atolls of South China Sea from satellite altimetry and imagery. *Remote Sensing of Environment*. 2016 Apr 1;176:69-83.
- [17] Bhattacharyya R, Majumdar TJ. Bathymetry prediction over a part of the Bombay High in the western offshore using very high resolution satellite gravity data. *Current science*. 2009 Oct 25;1152-61.
- [18] Jung WY, Vogt PR. Predicting bathymetry from Geosat-ERM and shipborne profiles in the South Atlantic Ocean. *Tectonophysics*. 1992 Sep 15;210(3-4):235-53.
- [19] Wan X, Liu B, Sui X, Annan RF, Hao R, Min Y. Bathymetry inversion using the deflection of the vertical: A case study in South China Sea. *Geodesy and Geodynamics*. 2022 Sep 1;13(5):492-502.
- [20] Fan D, Li S, Li X, Yang J, Wan X. Seafloor topography estimation from gravity anomaly and vertical gravity gradient using nonlinear iterative least square method. *Remote Sensing*. 2020 Dec 26;13(1):64.
- [21] Al Najjar M, Thoumyre G, Bergsma EW, Almar R, Benschila R, Wilson DG. Satellite derived bathymetry using deep learning. *Machine Learning*. 2023 Apr 1:1-24.
- [۲۲] آزموده اردلان علیرضا، پورمینا امیرحسین. عمق‌سنجی سواحل بندر جاسک با استفاده از تصاویر راداری مأموریت Sentinel-1. نشریه علمی پژوهشی علوم و فنون نقشه برداری. ۱۴۰۰؛ ۱۱(۲): ۱۱۵-۱۲۷.
- [۲۳] صفری عبدالرضا، شریفی محمدعلی، بحرودی عباس، زارعی صمد. تخمین عمق دریا با استفاده از آنومالی جاذبی حاصل از ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای به روش کالوکیشن کمترین مربعات (مطالعه موردی: دریای عمان). نشریه مهندسی نقشه برداری و اطلاعات مکانی. ۱۳۹۳؛ ۵(۳): ۱-۳.
- [۲۴] طورچی مقدم حمیدرضا، سلطانی‌پور علی. تهیه نقشه توپوگرافی بستر دریا از روی اطلاعات آنومالی جاذبه با استفاده از مشاهدات ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی (منطقه

- [36] Oldenburg DW. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*. 1974 Aug;39(4):526-36.
- [37] Pirooznia M, Raoofian Naeeni M, Tourian MJ. Modeling total surface current in the Persian Gulf and the Oman Sea by combination of geodetic and hydrographic observations and assimilation with in situ current meter data. *Acta Geophysica*. 2023 Dec;71(6):2839-63.
- [38] Pirooznia M, Voosoghi B, Poreh D, Amini A. Integrating Hydrography Observations and Geodetic Data for Enhanced Dynamic Topography Estimation. *Remote Sensing*. 2024 Jan 30;16(3):527.
- [39] Pirooznia M, Raoofian Naeeni M. The application of least-square collocation and variance component estimation in crossover analysis of satellite altimetry observations and altimeter calibration. *Journal of Operational Oceanography*. 2020 Jul 2;13(2):100-20.

پی‌نوشت‌ها

1. bathymetry
2. echosounder
3. lyzenga
4. classification
5. gravity-geological method
6. seamount
7. density contrast
8. regularization
9. ship-borne gravimetry
10. data assimilation
11. variance component estimation
12. milgal
13. archiving, validation and interpretation of Satellite oceanographic data
14. european space agency
15. Bureau gravimetrique international
16. mean dynamic topography