

مقایسه مجموعه داده‌های ERA5 و ERA-Interim در محاسبه تغییرات جرم کوتاه‌مدت جوی و اثرات آن بر ارتفاع ژئوئید

سعید فرزانه^{۱*}، محمدعلی شریفی^۲ و عاطفه اکبرزاده^۳

۱. استادیار، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
 ۲. دانشیار، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
 ۳. دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، تهران، ایران
 (دریافت: ۹۹/۱/۵، پذیرش نهایی: ۹۹/۷/۸)

چکیده

میدان گرانی حاصل از مشاهدات گرانی‌سنجی ماهواره‌ای مانند GRACE شامل خطاهایی ناشی از نوفه دستگامی، نمونه‌برداری مکانی ناهم‌سانگرد (anisotropic) و خطای تداخل سیگنال (aliasing) و زمانی ناشی از نقص مدل‌سازی تغییرات جرم کوتاه‌مدت زمین است. کیفیت مشاهدات GRACE در مأموریت GRACE-FO بهبود یافت، اما خطای تداخل سیگنال زمانی همچنان یک عامل تأثیرگذار بر گرانی محاسباتی از مشاهدات می‌باشد. به همین دلیل محاسبه تغییرات جرم کوتاه‌مدت و تصحیح اثر این تغییرات بر مشاهدات جرم ماهواره‌ای و به بیان دیگر تصحیح خطای تداخل سیگنال (de-aliasing) ضروری می‌باشد. این پژوهش بر بخش جوی زمین تمرکز کرده و تنها تغییرات جرم جوی فرکانس بالا را با راه‌حل انتگرال‌گیری سه‌بعدی، با در نظر گرفتن جو سه‌بعدی و پارامترهای جوی سطحی و چند سطحی حاصل از مدل عملیاتی ECMWF و مجموعه داده‌های دوباره آنالیز شده ERA-Interim و ERA5 با پوشش جهانی محاسبه می‌کند. همچنین ضرایب هارمونیک کروی تحت‌اثر این تغییرات محاسبه و اثر تغییرات جرم جوی بر تغییرات ارتفاع ژئوئید و تغییر شکل قائم زمین بررسی شد. مقایسه تغییرات جرم حاصل از دو داده بیانگر اختلاف کم و نزدیک به صفر بین دو داده می‌باشد. همچنین اثر این تغییرات جرم بر نوسان ژئوئید و تغییر شکل قائم زمین بسیار ناچیز است. بیشینه ضریب همبستگی ۷۰ درصد بین تغییر شکل حاصل از سری زمانی GPS و تغییر شکل حاصل از دو مجموعه داده بیانگر اعتبار نتایج به‌دست آمده می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: تغییرات جرم جوی، ERA-Interim، ERA5، aliasing، de-aliasing.

۱. مقدمه

میدان گرانی جهانی با دقت و تفکیک مکانی بالا و تفکیک زمانی ۳۰ روزه، در مارچ ۲۰۰۲ پرتاب شد. به‌طور معمول گرانی حاصل از GRACE تحت‌تأثیر تغییرات زمانی توزیع جرم زمین قرار می‌گیرد که به آن خطای تداخل سیگنال گفته می‌شود که ناشی از کامل نبودن مدل به‌منظور ساده‌سازی تغییرات جرم کوتاه‌مدت است (فلچنر و همکاران، ۲۰۱۰؛ مایر-گور و همکاران، ۲۰۱۰). بنابراین در پردازش داده‌های گرانی‌سنجی GRACE، باید توجه ویژه‌ای به تغییرات جرم کوتاه‌مدت زمین (در مقیاس هفتگی تا ساعتی) شود (فلچنر و همکاران، ۲۰۰۶). همچنین بازیابی میدان گرانی میانگین ماهانه از مشاهدات گرانی‌سنجی ماهواره‌ای به‌منظور حذف خطای تداخل سیگنال و جداسازی سیگنال‌های هیدرولوژیکی از

طبق قانون گرانش نیوتن، میدان گرانی زمین تابعی از توزیع جرم زمین در بخش‌های جامد، مایع و جو است. که این امر موجب می‌شود هر تغییر جرمی درون، بیرون یا بر روی سطح زمین منجر به تغییرات میدان گرانی شود (پیترز، ۲۰۰۷). یکی از کاربردهای مهم و ارزشمند ژئودزی فضایی، بررسی میدان گرانی زمین و تغییرات زمانی آن با توجه به آنالیز مداری و مشاهدات ماهواره‌های گرانی‌سنجی می‌باشد. بازیابی میدان گرانی نیازمند داده‌هایی با پوشش جهانی و کیفیت یکسان است. بدین جهت امروزه از ماهواره‌های گرانی‌سنجی با ارتفاع پایین مانند GRACE برای مدل‌سازی میدان گرانی و تغییرات زمانی آن استفاده می‌شود (فروتن و همکاران، ۲۰۱۳). ماهواره گرانی‌سنجی GRACE با هدف برآورد دقیق

اقیانوسی، نیازمند مدل‌سازی دقیقی از تغییرات جرم کوتاه‌مدت جوی و اقیانوسی و حذف اثرات گرانشی است (فلچنر، ۲۰۰۷) که موجب برآورد بهتر ارتفاع ژئوئید می‌شود. همچنین استفاده از محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال جوی به حل مدار در مأموریت‌های فاصله‌یابی لیزری و ارتفاع‌سنجی کمک می‌کند (فاگیولینی و همکاران، ۲۰۱۵).

مطالعات زیادی در زمینه حذف خطای تداخل سیگنال انجام شده است. تصحیح تغییرات جرم کوتاه‌مدت در پردازش داده‌های GRACE با درون‌یابی ضرایب هارمونیک کروی با تفکیک زمانی ۶ ساعت و افزودن این ضرایب به میدان گرانی را روند تصحیح خطای تداخل سیگنال می‌نامند. به‌همین منظور GFZ تغییرات جرم جوی و اقیانوسی غیر جزر و مدی فرکانس بالا را تحت‌عنوان محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال جوی و اقیانوسی سطح 1B (GRACE-AOD1B) محاسبه می‌کند. این محصولات از طریق سامانه داده GRACE در قالب ضرایب هارمونیک کروی در اختیار کاربران قرار می‌گیرد (فلچنر و همکاران، ۲۰۰۶). کاربن و همکاران (۲۰۱۱) نشان دادند که روش پردازش مورد استفاده در GFZ به‌منظور تولید محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال، متناسب با دقت گرانی ماهیانه حاصل از GRACE می‌باشد. علاوه بر آن روش کالمن فیلتر روزانه نیز به‌عنوان یکی از روش‌های محاسبه گرانی ماهیانه و محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال، در دانشگاه بن مورد استفاده قرار گرفت (مایر-گور و همکاران، ۲۰۱۰).

در مطالعات مختلفی نشان داده شده که یکی از عوامل کاهش دقت مشاهدات GRACE در محاسبات محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال، خطای روش‌های محاسبه است. مقایسه فشار سطحی حاصل از NCEP و ECMWF توسط سالستین و همکاران (۲۰۰۸)، عدم‌اطمینان محصولات جوی را در بخشی از آسیا، آفریقای مرکزی، اقیانوس‌ها با عرض‌های جغرافیایی بالا و

قطب جنوب نشان می‌دهد. تامپسون و همکاران (۲۰۰۴) از طریق شبیه‌سازی نشان دادند که اثر خطای جوی و اقیانوسی فرکانس بالا با رزولوش مکانی ۵۰۰ کیلومتر در ارتفاع ژئوئید به ۲ میلی‌متر می‌تواند برسد. اثرات تغییرات مکانی-زمانی جو و خطای آنها بر مشاهدات گرانی‌سنجی و ضرورت در نظر گرفتن عدم قطعیت محصولات جوی در گروبر و همکاران (۲۰۰۹) بحث شده است. یکی از روش‌های تصحیح میدان گرانی، حذف تغییرات زمانی پتانسیل زمین با مدل‌های مناسب می‌باشد (فلچنر و همکاران، ۲۰۰۶). پژوهش‌های زرنر و همکاران (۲۰۱۰) و (۲۰۱۲) حاکی از آن است که بزرگی خطای مدل‌های جوی و اقیانوسی در محاسبه محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال به میزانی می‌باشد که مشاهدات GRACE را تحت تأثیر قرار دهد.

بر اساس مطالعات فوق، بهبود محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال به‌منظور حذف خطای زمانی و دستیابی به گرانشی دقیق‌تر امری ضروری به حساب می‌آید. به‌همین منظور، فلچنر و همکاران (۲۰۱۰) تغییرات جرم جوی را با بررسی محصولات AOD RL04 و با استفاده از داده‌های ECMWF و همچنین تغییرات جرم اقیانوسی را با مدل PPHA و OMCT محاسبه کردند. همچنین با بهبود مدل اقیانوسی OMCT و مدل جوی ۶ساعته ECMWF محصول جدید RL05 را تولید کردند. از آنجایی که تغییرپذیری جو در مقیاس افقی بسیار بیشتر از تغییرات قائم آن می‌باشد، در مطالعات پیشین میدان گرانی با نادیده گرفتن ساختار قائم جو محاسبه شد. با این فرض گرانی تنها بر روی سطح زمین محاسبه شد، اما ضخامت جو یک عامل تأثیرگذار بر میدان گرانی است (سوانسون و ور، ۲۰۰۲). به‌همین منظور، فروتن و همکاران (۲۰۱۳ و ۲۰۱۴) با مرور روش‌های قبل در محاسبه بخش جوی محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال، روش جدید ITG-3D با فرض جو سه‌بعدی و زمین بیضوی را جهت محاسبه تغییرات جرم جوی با داده‌های دوباره آنالیز شده ERA-Interim ارائه دادند. مقایسه نتایج

محاسبات تغییرات جرم جوی شد؛ همچنین پوشش ارتفاعی مدل از ۰/۱ هکتو پاسکال (معادل ۶۵ کیلومتر) به ۰/۱ هکتو پاسکال (معادل ۸۰ کیلومتر) افزایش یافت. پارامترهای جوی این مدل بر شبکه گاوسی کاهش یافته با تفکیک مکانی ۰/۵ درجه و زمانی ۶ ساعته توسط مراکز ISDC و GFZ در دسترس کاربران قرار گرفته است.

۲-۲. ERA-Interim

ERA-Interim یکی از مجموعه داده‌های دوباره آنالیز شده در سراسر جهان می‌باشد که توسط ECMWF از ۱۹۷۹ تا آگوست ۲۰۱۹ تولید شده است. ERA-Interim با بهبود روش آنالیز، مدلی جهانی از تغییرات جرم جوی را ارائه می‌دهد که شامل بسیاری از متغیرهای هواشناسی با تأخیر زمانی کوتاه در مقایسه با مدل‌های عملیاتی مانند ECMWF است (دی و همکاران، ۲۰۱۱). داده‌های ERA-Interim در مقایسه با سایر داده‌های آنالیز شده، به‌عنوان مثال داده آنالیز شده مدرن ERA حاصل از سازمان ملی هوا و فضا و آنالیز پیش‌بینی آب‌وهوایی حاصل از NCEP، تعادل آب‌های جوی و اقیانوسی را بهتر نشان می‌دهد. این مجموعه داده، اطلاعات کامل و مفیدی را از پارامترهای هواشناسی و عدم‌تأثیرپذیری آنها از تغییرات فیزیکی و تفکیک مدل در اختیار کاربران قرار می‌دهد. از جمله کاربردهای این مجموعه داده می‌توان به تصحیح جابه‌جایی خط دید محاسبه شده توسط تصاویر تداخل‌سنجی راداری دریچه مصنوعی (InSAR) (آقاجانی و وثوقی، ۲۰۱۷b)، مدل‌سازی بخار آب تروپوسفری (آقاجانی و عامریان، ۲۰۱۷a) و مدل‌سازی تأخیر تروپوسفری و بررسی اثر آن بر تصاویر تداخل‌سنجی راداری (SAR) (فرناندز و همکاران، ۲۰۱۳؛ کونگ و همکاران، ۲۰۱۸) اشاره کرد. پارامترهای جوی موردنیاز بر شبکه گاوسی کاهش یافته با تفکیک مکانی ۰/۵ درجه و زمانی ۶ ساعته با ۳۷ سطح فشار قائم از وب‌سایت ECMWF استخراج می‌شود (<https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full->

<https://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full->
(daily/levtype=sfc/).

با محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال جوی GRACE-AODIB از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰ بیانگر تفاوت زیادی بین دو محصول می‌باشد که ناشی از دو پرش جعلی موجود در بخش جوی محصول GRACE-AODIB در ژانویه و فوریه سال‌های ۲۰۰۶ و ۲۰۱۰ است.

به‌طور خاص تمرکز این مقاله بر محاسبه تغییرات جرم جوی و اثرات آن می‌باشد، که بدین منظور پارامترهای دما، رطوبت، فشار سطحی و ژئوپتانسیل از ECMWF استخراج می‌شود و تغییرات جرم جوی با راه‌حل انتگرال‌گیری سه‌بعدی (روش ITG-3D) و ضرایب هارمونیک کروی تحت تأثیر این اثرات، به‌منظور بررسی تأثیر تغییرات جرم بر ارتفاع ژئوئید و تغییر شکل قائم سطح زمین محاسبه می‌شود. سایر بخش‌های مقاله در سه قسمت تدوین شده‌اند. در بخش دوم به معرفی داده‌های مورد استفاده برای محاسبه تغییرات جرم جوی پرداخته شده است. در بخش سوم روش پیشنهادی به‌منظور محاسبه تغییرات جرم جوی بیان می‌شود و در بخش آخر نتایج تحقیق بررسی خواهد شد.

۲. داده

۲-۱. مدل ECMWF

ECMWF مدلی برای اهداف پیش‌بینی فصلی و بازه زمانی متوسط می‌باشد که فرآیندهای فیزیکی در جو، اقیانوس و سطح زمین را با ۶ معادله اصلی بیان می‌کند (استوکدیل و همکاران، ۱۹۹۸). دو معادله گاز و هیدروستاتیک بیانگر رابطه استاتیک بین پارامترهای مدل و ۴ معادله باقی‌مانده حاکی از رابطه دینامیک بین پارامترهای مدل می‌باشد (پیچلر، ۱۹۸۶). در این پژوهش از پارامترهای جوی فشار سطحی (P_s) و ژئوپتانسیل (Φ)، دما (T) و رطوبت (S) در سطوح مختلف مدل، برای روز ۱ ژانویه ۲۰۱۵ ساعت صفر جهت محاسبه تغییرات جرم جوی استفاده شده است. از جمله بهبودهای اعمال شده در این مدل عبارت‌است از افزایش سطح قائم مدل از ۶۱ به ۹۱ در تاریخ ۱ فوریه ۲۰۰۶ که منجر به بهبود مدل و بهبود

۳-۲. ERA5

ERA5 آخرین مجموعه داده‌های باز تحلیل هواشناسی می‌باشد که پارامترهای جوی، سطح زمین و اقیانوسی را همراه با عدم قطعیت‌های آنها از سال ۱۹۷۹ تاکنون در اختیار کاربران قرار می‌دهد. پارامترهای جوی و عدم قطعیت این مجموعه داده بر یک شبکه ۳۰ کیلومتری و ارتفاع ۸۰ کیلومتری پوشش داده شده است. به‌روزرسانی مجموعه داده و دقت این پارامترها به ترتیب هر ۵ روز و هر سه ماه منتشر می‌شود. مجموعه داده ERA5 به دلیل افزایش تفکیک افقی، خروجی سه ساعته، بهبود دقت و نمایش بهتر جزئیات در سطح مدل نسبت به ERA-Interim جایگزین ERA-Interim شده است. از این مجموعه داده علاوه بر محاسبات تغییرات جرم می‌توان در محاسبه تأخیر تروپوسفری در راستای زینت (ZTD) (جیانگ و همکاران، ۲۰۲۰) و بهبود مدل‌های جوی جهانی و تصحیح تأخیر جوی در تصاویر تداخل‌سنجی راداری (هو و مالورکی، ۲۰۱۹؛ بنویت و پینل-پویسگور، ۲۰۱۹) استفاده کرد. این مجموعه داده بر یک شبکه منظم گاوسی کاهش یافته با تفکیک مکانی ۰/۲۵ درجه و زمانی ۳ ساعته بر ۳۷ سطح فشار از وبسایت Copernicus قابل استخراج است <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset> در جدول ۱ مشخصات دو مجموعه داده ERA-Interim و

ERA5 با یکدیگر مقایسه شده‌اند (هرشباخ و دی، ۲۰۱۶).

۲-۴. مدل میدان گرانی زمین

در این پژوهش به منظور محاسبه تغییر شکل جوی و ارتفاع ژئوید از مدل‌های میدان گرانی زیر استفاده شده است: - مدل‌های میدان گرانی استاتیک ITG-Grace2010 و ITSG-Grace2018 - حل روزانه میدان گرانی با پالایه کالمن مدل میدان ITSG-Grace 2018 آخرین مدل میدان گرانی محاسبه شده در دانشگاه GRAZ می‌باشد که علاوه بر میدان گرانی ماهیانه، میدان گرانی روزانه هموار شده با پالایه کالمن را ارائه می‌دهد. این مدل پردازش مجدد کل سری زمانی GRACE است که از آپریل ۲۰۰۲ شروع شده است. علاوه بر مدل ماهیانه استاندارد، مجموعه‌ای از میدان گرانی روزانه به منظور بازیابی تغییرات گرانی در کمتر از یک ماه محاسبه می‌شود. پوشش داده GRACE در یک روز برای حل میدان گرانی کافی نمی‌باشد، به همین دلیل از مدل رگرسیون خودکار (AR) در محاسبه مدل روزانه استفاده می‌شود. این مدل به صورت ضرایب هارمونیک کروی تا درجه و مرتبه ۴۰ برای هر روز در دسترس کاربران قرار می‌گیرد (کواس و همکاران، ۲۰۱۹؛ مایر-گور و همکاران، ۲۰۱۸).

جدول ۱. مقایسه مشخصات دو مجموعه داده.

ERA5	ERA-INTERIM	
از ۱۹۷۹ تاکنون	از ۱۹۷۹ تا اگوست ۲۰۱۹	بازه زمانی
از ژانویه ۲۰۱۶ تا آخر ۲۰۱۷، سپس تقریباً آنی ادامه یافت.	از اگوست ۲۰۰۶ تا آخر ۲۰۱۸	بازه تولید
۳۱ کیلومتر، ۱۳۷ سطح تا ۰/۰۱ هکتو پاسکال	۷۹ کیلومتر، ۶۰ سطح تا ۰/۱ هکتو پاسکال	تفکیک مکانی
گوارد داده به روش کالمن گروهی (EDA) با تفکیک ۶۳ کیلومتری	-	برآورد عدم قطعیت
آنالیز و پیش‌بینی ساعتی و EDA سه ساعته	آنالیز ۶ ساعته و پیش‌بینی ۳ ساعته	خروجی

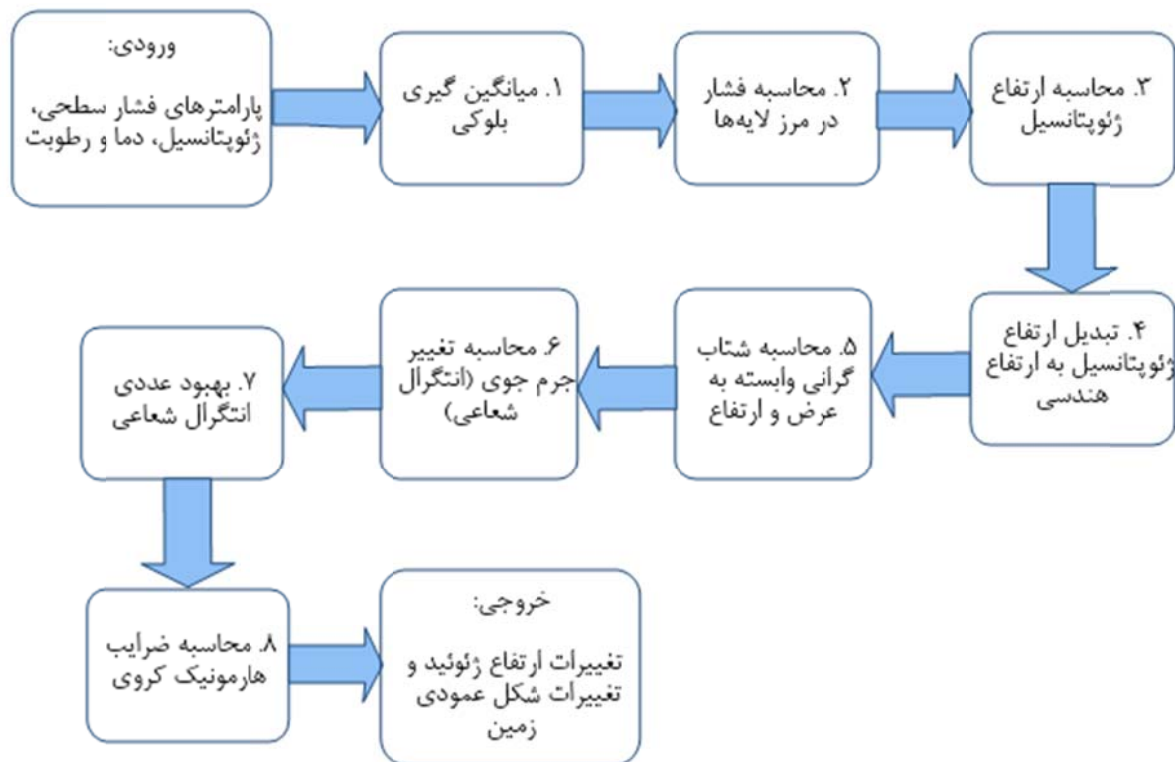
(GLO) و ضرایب OBA برای کاربردهای اقیانوس‌شناسی تا مرتبه ۱۸۰ ارائه می‌شود و نمونه‌برداری این محصولات هر سه ساعت می‌باشد (داسلاو و همکاران، ۲۰۱۷).

۳. روش تحقیق

در این بخش روش محاسبه تغییرات جرم جوی، ضرایب هارمونیک کروی فاقد اثرات ناشی از این تغییرات، تغییرات ژئوئیدی ناشی از آن و همچنین تغییرشکل قائم سطح زمین با استفاده از داده‌های ERA-Interim و ERA5 بیان می‌شود. محاسبات تغییرات جرم جوی بر اساس دو فرض اساسی تقریب زمین با بیضوی و جو سه‌بعدی انجام می‌شود. نمودار زیر مروری کلی بر روش انجام کار را ارائه می‌دهد.

۲-۵. محصول حاصل از تصحیح تداخل سیگنال جوی و اقیانوسی سطح 1-B

یکی از داده‌های مورد نیاز در اعتبارسنجی نتایج محصول حاصل از تصحیح تداخل سیگنال جوی و اقیانوسی سطح 1-B (GRACE-AOD1B) می‌باشد که اطلاعاتی از تغییرات زمانی میدان گرانی زمین ناشی از تغییرات جرم جهانی در جو و اقیانوس را در اختیار کاربران قرار می‌دهد. این محصول بر اساس آنالیز و داده‌های پیش‌بینی مدل پیش‌بینی هواشناسی عددی با تفکیک بالا (NWP) از ECMWF و فشار اقیانوسی حاصل از شبیه‌سازی با مدل گردش اقیانوسی MPIOM تولید می‌شود (جانگ کلاوس و همکاران، ۲۰۱۳). این محصول به صورت ضرایب استوکس نرمال شده در چهار دسته متفاوت جوی (ATM)، اقیانوسی (OCN)، مجموع جوی و اقیانوسی



شکل ۱. فلوچارت روش انجام کار.

هواشناسی، ۱۹۸۳). از طرف دیگر می‌توان این شتاب را با استفاده از مدل‌های ژئودینامیکی، به‌طور مثال GRS80 تا تقریب درجه دوم و به‌صورت تابعی از عرض مطابق با رابطه زیر به‌دست آورد.

$$g(\theta) = \gamma_e(1 + f_2 \cos^2 \theta + f_4 \cos^4 \theta) \quad (۴)$$

$$f_2 = -f + \frac{5}{2}m + \frac{1}{2}f^2 - \frac{26}{7}fm + \frac{15}{4}m^2, \quad f_4 = -\frac{1}{2}f^2 + \frac{5}{2}fm \quad (۵)$$

در رابطه فوق γ_e شتاب گرانی نرمال در استوا، f فشردگی و m نسبت شتاب گرینز از مرکز است. همچنین شتاب مرتبط با عرض و ارتفاع از رابطه زیر محاسبه می‌شود. که در این رابطه ارتفاع هندسی مطابق با رابطه γ از ارتفاع ژئوپتانسیل قابل برآورد می‌باشد.

$$g\left(\theta, z_{k+\frac{1}{2}}\right) = g(\theta) \left[1 - \frac{2}{a}(1 + f + m - 2f \cos^2 \theta)z_{k+\frac{1}{2}} + \frac{3}{a^2}z_{k+\frac{1}{2}}^2 \right] \quad (۶)$$

$$z_{k+\frac{1}{2}} = \frac{r_e(\theta)\Phi_{k+\frac{1}{2}}^g}{\left(\frac{g(\theta)r_e(\theta)}{g}\right) - \Phi_{k+\frac{1}{2}}^g} \quad (۷)$$

پس از محاسبه فشار چند سطحی، ارتفاع هندسی و شتاب گرانی وابسته به عرض و ارتفاع، تغییرات جرم جوی از رابطه انتگرال‌گیری شعاعی زیر تخمین زده می‌شود.

$$\Delta \ln(\theta, \lambda) = \left(\int_a^\infty \left(\frac{r}{a}\right)^{n+2} \rho(\theta, \lambda, r, t) dr \right) - \bar{I}_n(\theta, \lambda) = I_n(\theta, \lambda) - \bar{I}_n(\theta, \lambda) \quad (۸)$$

در رابطه ۸، r فاصله نقطه محاسباتی تا مرکز جرم زمین بر حسب متر، $\rho(\theta, \lambda, r, t)$ مدل توزیع چگالی جوی و $\bar{I}_n(\theta, \lambda)$ میانگین تغییرات جرم جوی وابسته به درجه بر حسب کیلوگرم بر متر مربع است که به‌منظور حذف اثر تغییرات جوی فرکانس پایین در طول محاسبات، محاسبه می‌شود. در عمل عبارت $\bar{I}_n(\theta, \lambda)$ با میانگین‌گیری از رابطه ۸ بدون در نظر گرفتن ترم $\bar{I}_n(\theta, \lambda)$ در یک بازه زمانی خاص به‌دست می‌آید.

در ابتدا به‌منظور حذف نویز از پارامترهای جوی استخراج شده، میانگین بلوکی پارامترها محاسبه می‌شود و از این مقادیر میانگین به‌عنوان ورودی مراحل بعدی استفاده خواهد شد. از آنجا که پارامترهای ژئوپتانسیل، دما و رطوبت پارامترهای چند سطحی می‌باشند، فشار سطحی نیز با استفاده از ثوابت $a_{k+\frac{1}{2}}$ و $b_{k+\frac{1}{2}}$ که بیانگر مختصات قائم مدل جوی می‌باشد، مطابق با رابطه ۱ به فشار در مرز لایه‌های مختلف تبدیل می‌شود.

$$P_{k+\frac{1}{2}} = a_{k+\frac{1}{2}} + b_{k+\frac{1}{2}}P_s \quad (۱)$$

که در رابطه بالا P_s به‌عنوان فشار سطحی برحسب پاسکال و k شماره سطح مدل در نظر گرفته می‌شود (وایت، ۲۰۰۰). از آنجایی که در مدل‌های جوی ارتفاع ژئوپتانسیل به‌عنوان مختصات قائم در نظر گرفته می‌شود، ارتفاع ژئوپتانسیل در مرز لایه‌های مدل با استفاده از پارامترهای دما، ژئوپتانسیل، رطوبت و فشار چند سطحی مطابق با رابطه ۲ قابل استخراج می‌باشد (وایت، ۲۰۰۰؛ سیمونز و بریج، ۱۹۸۱).

$$\Phi_{k+\frac{1}{2}}^g = \Phi_s^g + \frac{1}{g} \sum_{j=k+1}^{NLEV} R_{dry}(T_v)_j \ln \left(\frac{P_{j+\frac{1}{2}}}{P_{j-\frac{1}{2}}} \right), \quad 0 \leq k \leq NLEV \quad (۲)$$

در رابطه ۲، g شتاب گرانی ثابت در استوا، R_{dry} ثابت هوا برای گازهای خشک برحسب ژول بر کیلوگرم در کلونین، T_v دمای مجازی برحسب کلونین به‌منظور اعمال اثر بخش تر جو و $NLEV$ بیشینه تعداد سطوح مدل است. دمای مجازی از رابطه ۳ محاسبه می‌شود که در آن T دما برحسب کلونین و S رطوبت (بدون واحد) حاصل از مدل‌های جوی می‌باشد.

$$T_v = (1 + 0.608S)T \quad (۳)$$

اثبات رابطه ۳ در پیوست آورده شده است. بر اساس قرارداد سازمان‌های هواشناسی جهانی (WMO) مقادیر شتاب گرانی از شتاب گرانی محلی نقطه مورد نظر با در نظر گرفتن تصحیح بوگه محاسبه می‌شود (سازمان جهانی

رابطه ۸، رابطه ۸ به رابطه زیر تبدیل می‌شود.

$$I_n(\theta, \lambda) = \int_0^{P_s} \left(\frac{r_e(\theta) + \xi(\theta, \lambda) + z(\theta, \lambda)}{a} \right)^{n+2} \frac{dP(\theta, \lambda)}{g(\theta, z_{k+\frac{1}{2}})}. \quad (12)$$

۳-۲. محاسبه عددی انتگرال شعاعی

از آنجا که تغییرات پارامترهای جوی مانند دما و رطوبت با ارتفاع، تغییرات خطی نیست (وایت، ۲۰۰۰)، تغییرات عبارت درون انتگرال شعاعی I_n (رابطه ۱۲) نسبت به تغییرات فشار (dP) خطی نمی‌باشد. بنابراین به منظور بهبود انتگرال هر سطح مدل را به ۵ زیر بازه تقسیم کردیم یعنی $dP = \sum_{i=1}^5 \delta p_i$. سپس مقادیر I_n در زیر بازه‌های جدید توسط دو روش درونیابی خطی و همچنین درونیابی اسپسی‌لاین بسط داده شد و انتگرال نهایی محاسبه شد. تعداد ۵ زیر بازه با توجه به زمان محاسبه مطلوب و بهبود نتایج انتخاب شد. لازم به ذکر است که تقسیم هر سطح به ۵ زیر بازه به منظور بهبود دقت انتگرال‌گیری عددی می‌باشد و این کار نه تنها اطلاعات جدیدی را به مسئله وارد نمی‌کند بلکه باعث هموار شدن مدل نیز نمی‌شود.

به منظور تایید درستی الگوریتم فوق برای حل عددی انتگرال شعاعی از تابع لژاندر-گاوسی درجه چهارم (Gauss-Legendre Quadrature) استفاده می‌شود. این روش بر اساس هیرت و همکاران (۲۰۱۱) روشی مناسب برای انتگرال‌گیری عددی است که با تعداد نقاط کم و سرعت زیاد همگرا می‌شود. رابطه عمومی این روش به صورت زیر می‌باشد.

$$I(f) = \int_a^b f(x) dx \approx \sum_{i=1}^L f(\bar{x}_i) \bar{\omega}_i \quad (13)$$

که $\bar{x}_i = \cos \theta_i$ نقاط کمکی، $\bar{\omega}_i$ وزن نقاط و L تعداد نقاط می‌باشد که این تعداد از بیشینه درجه ضرایب هارمونیک کروی به صورت $L = N + 1$ تعیین می‌شود (ایکر، ۲۰۰۸). دقیق‌ترین روش محاسبه نقاط گاوسی بر اساس مطالعه انجام گرفته توسط سوراترابر (۲۰۰۳) روش نیوتن می‌باشد. به طور کلی روش نیوتن مقادیر تقریبی را به منظور حل معادله $f(x) = 0$ به صورت تکراری زیر

۳-۱. رابطه بین چگالی و پارامترهای جوی

از آنجا که در عمل اندازه‌گیری مستقیم چگالی امکان پذیر نیست، معمولاً به منظور محاسبه رابطه ۸ از رابطه بین پارامترهای جوی چند سطحی و تغییرات چگالی استفاده می‌شود (وایت، ۲۰۰۰). اغلب حرکات جوی را از مدل‌های جوی عددی با تفکیک مکانی بزرگ‌تر از ۲۰ کیلومتر بر اساس معادله هیدروستاتیک (رابطه ۹) تقریب می‌زنند (گیل، ۲۰۱۶).

$$dP = P_1 - P_2 = \rho g(z_2 - z_1) = -\rho g dz \quad (9)$$

بنابراین بر اساس رابطه فوق، رابطه بین فشار و ارتفاع به صورت زیر بیان می‌شود.

$$\rho dz = -\frac{dP}{g}. \quad (10)$$

که در آن z ارتفاع از سطح زمین بر حسب متر، dP تغییرات فشار قائم و g شتاب گرانی میانگین می‌باشد. با جایگذاری رابطه ۱۰ در رابطه ۳ و با فرضیات زمین بیضوی و جو سه‌بعدی تغییرات جرم جوی قابل محاسبه است.

در مطالعات مختلف نشان داده شده که به منظور محاسبه و حذف اثرات تغییرات جرم جوی ساختار سه‌بعدی جو را نمی‌توان نادیده گرفت (به طور مثال بوی و چاو، ۲۰۰۵؛ فلچنر، ۲۰۰۷ و فروتن و همکاران، ۲۰۱۳). همچنین در مطالعات نشان داده شده که تقریب زمین بیضوی منجر به بهبود نتایج نسبت به فرض زمین کروی می‌شود. بنابراین فاصله نقطه محاسباتی تا مرکز جرم (r) را می‌توان به صورت زیر تقریب زد.

$$r = r_e(\theta) + \xi(\theta, \lambda) + z(\theta, \lambda). \quad (11)$$

در رابطه ۱۱، $r_e(\theta)$ شعاع بیضوی مرجع، $\xi(\theta, \lambda)$ ارتفاع ژئوئید و $z(\theta, \lambda)$ ارتفاع ارتومتریک می‌باشد (پیترز، ۲۰۰۷) که در این پژوهش بیضوی‌های مرجع GRS80 و WGS84 و مدل‌های میدان گرانی ITG-GRACE2010 و ITSG-GRACE2018 برای پارامتر ارتفاع ژئوئید مورد استفاده قرار گرفت. با جایگذاری رابطه ۱۱ و ۱۰ در

زمان، $P_{nm}(\cos \theta)$ چند جمله‌ای لژاندر نرمال شده و $d\sigma$ المان سطحی می‌باشد و عبارت $(1 + k'_n)$ مجموع دو اثر جوی، یعنی مستقیم و غیرمستقیم، را در نظر می‌گیرد (بوی و چاو، ۲۰۰۵).

پس از محاسبه تغییرات جرم جوی از رابطه ۱۲ و ضرایب هارمونیک کروی فاقد اثرات جوی، می‌توان اثر این تغییرات جرم را بر ژئوئید محاسبه کرد. به همین دلیل، در مرحله نهایی محاسبات، تغییرات ژئوئیدی (ΔN) ناشی از تغییرات جرم جوی از رابطه ۱۹ به دست می‌آید (وار و همکاران، ۱۹۹۸).

$$\Delta N(\theta, \lambda) = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n P_{nm}(\cos \theta) (\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda) \quad (19)$$

همچنین تغییر شکل قائم زمین تحت تأثیر تغییر جرم جوی را می‌توان از رابطه ۲۰ محاسبه کرد.

$$\Delta h(\theta, \lambda) = a \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{h'_n}{1 + k'_n} P_{nm}(\cos \theta) [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] \quad (20)$$

که در رابطه فوق h'_n عدد لاو و $\Delta h(\theta, \lambda)$ تغییر شکل قائم سطح می‌باشد (کوشه و اسپراما، ۲۰۰۵).

۴. نتایج

در ادامه نتایج حاصل از مقایسه دو داده ERA-Interim و ERA5 ارائه می‌شود.

۴-۱. مقایسه نتایج حاصل از دو مجموعه داده ERA-Interim و ERA5

ERA5 و Interim

همان‌طور که در بخش ۳ بیان شد، تغییرات جرم جوی از رابطه ۱۲ قابل محاسبه است، که بدین‌منظور از چهار پارامتر جوی فشار سطحی، ژئوپتانسیل، دما و رطوبت در روز ۱ ژانویه ۲۰۱۵، حاصل از دو داده ERA-Interim و ERA5 استفاده می‌شود. در شکل ۲ پارامترهای جوی حاصل از ERA-Interim و ERA5 نشان داده شده است.

ارائه می‌دهد.

$$x_{i+1} = x_i - \frac{f(x_i)}{f'(x_i)} \quad (14)$$

همچنین وزن نقاط بر اساس کریلوو (۲۰۰۶) در یک بعد مطابق با رابطه ۱۵ و در دو بعد مطابق با رابطه ۱۶ محاسبه می‌شود.

$$\bar{\omega}_i = \frac{2}{(1-x_i^2)(P'_j(\cos \theta))^2} \quad (15)$$

$$\omega_i = \Delta \lambda \bar{\omega}_i, \quad \Delta \lambda = \frac{\pi}{L} \quad (16)$$

$$\begin{cases} C_{nm} \\ S_{nm} \end{cases} = \frac{1}{4\pi} \sum_{i=1}^L \omega_i f(\theta_i, \lambda_i) P_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} \quad (17)$$

سپس در این روش ضرایب هارمونیک کروی را می‌توان به صورت زیر محاسبه کرد.

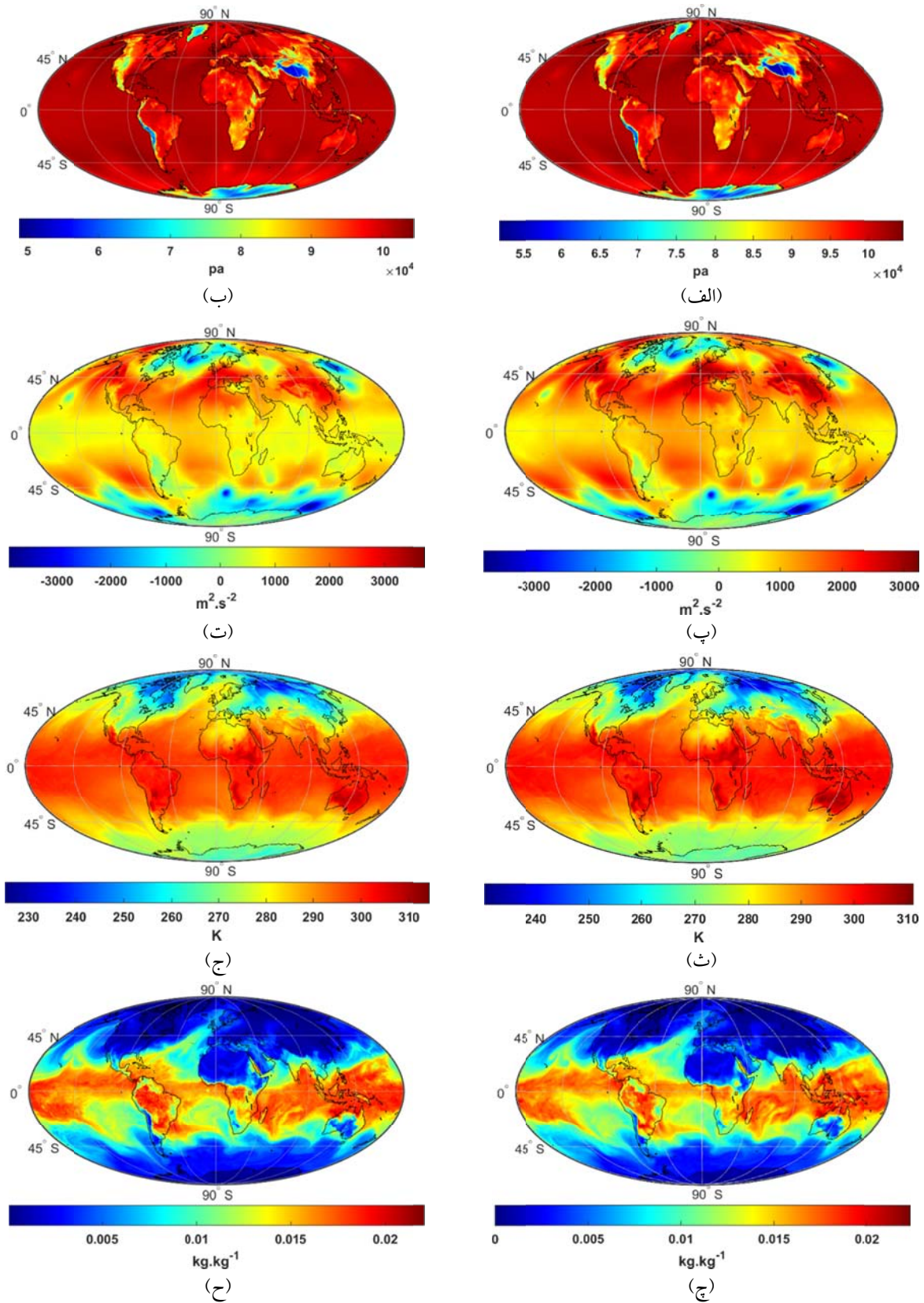
۳-۳. محاسبه ضرایب هارمونیک کروی و تغییرات

ژئوئید

اثر جو بر میدان گرانی زمین به دو دسته تقسیم می‌شود: اثر مستقیم ناشی از جرم هوا و اثر بارگذاری الاستیک غیرمستقیم ناشی از تغییرات جرم متناسب با عدد لاو (بوی و چاو، ۲۰۰۵). محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال جوی با ضرایب هارمونیک کروی تا درجه n و مرتبه m (به‌طور مثال محصولات GRACE-AOD1B تا درجه و مرتبه ۱۰۰) جهت نمایش تغییرات جرم زمانی و مکانی جو مطابق با رابطه ۱۸ محاسبه می‌شود (بوی و چاو، ۲۰۰۵؛ فلچنر، ۲۰۰۷).

$$\begin{cases} \Delta C_{nm}(t) \\ \Delta S_{nm}(t) \end{cases} = \frac{(1 + k'_n) a^2}{(2n + 1) M} \iint_{d\sigma} \Delta I_n(\theta, \lambda, t) P_{nm}(\cos \theta) \begin{cases} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{cases} d\sigma \quad (18)$$

که در رابطه فوق، k'_n عدد لاو (دانگ و همکاران، ۱۹۹۶؛ فارل، ۱۹۷۲)، a نیم قطر طول بیضوی مرجع (مانند GRS80)، M جرم زمین، (θ, λ) مختصات جغرافیایی، t

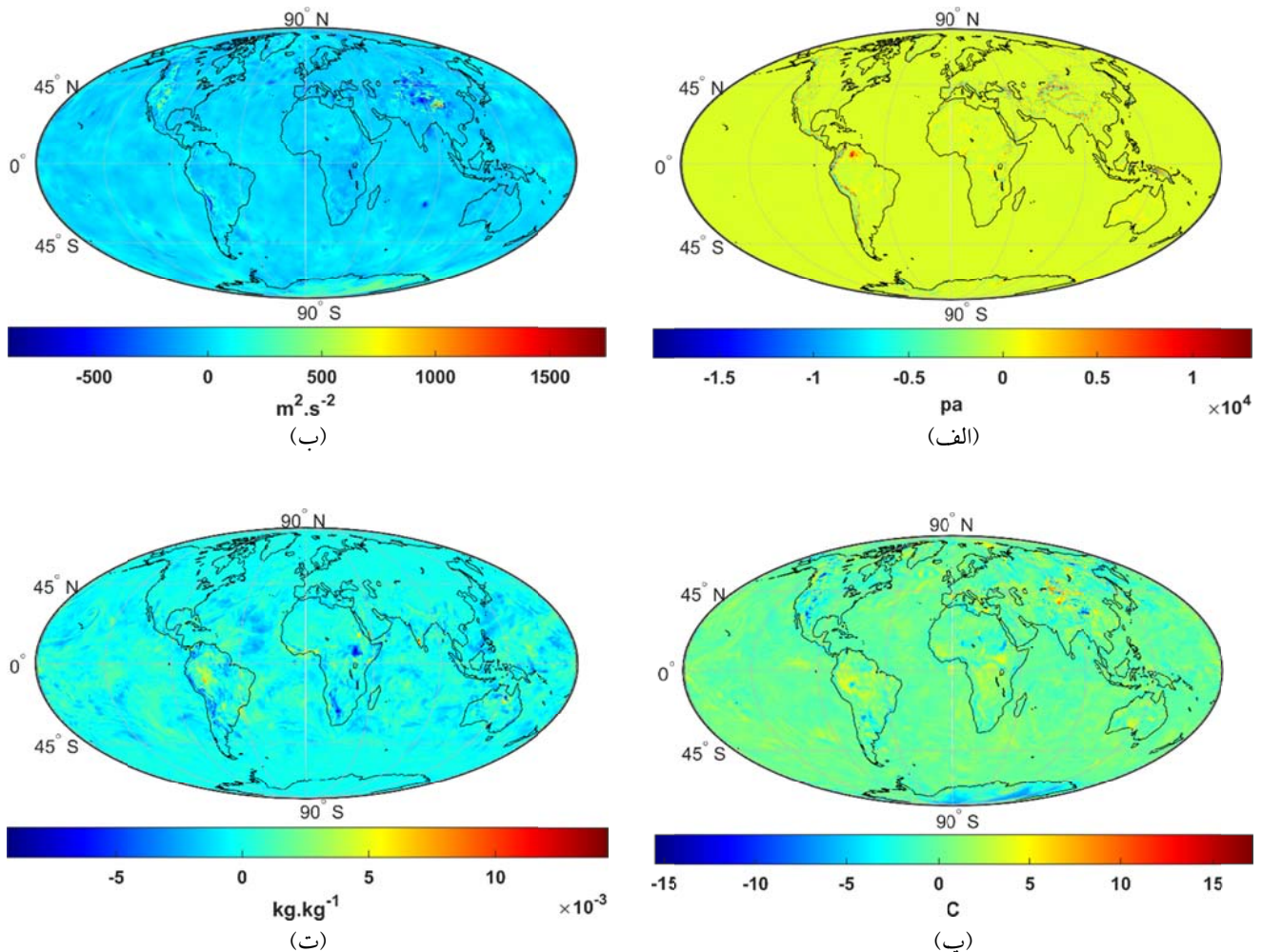


شکل ۲. پارامترهای جوی حاصل از مجموعه داده‌های ERA5 و ERA-Interim در ۱ ژانویه ۲۰۱۵ ساعت صفر بر سطح زمین. الف و ب) به ترتیب فشار حاصل از داده ERA-Interim و فشار حاصل از داده ERA5، پ و ت) ژئوپتانسیل حاصل از داده ERA5 و ERA-Interim، ث و ج) دمای حاصل از داده ERA-Interim و ERA5، چ و ح) رطوبت حاصل از داده ERA5 و ERA-Interim.

شکل ۳ اختلاف پارامترهای حاصل از دو دسته داده را نشان می‌دهد. در شکل ۳-الف اختلاف فشار دو داده از ۱۵- کیلو پاسکال تا ۱۰ کیلو پاسکال نمایش داده شده است که بیشترین اختلاف در آسیا و مرزهای آمریکای جنوبی مشاهده می‌شود. همچنین بیشینه اختلاف ژئوپتانسیل دو داده در شکل ۳-ب به میزان ۱۵۰۰ مترمربع بر مجذور ثانیه در قطب جنوب و بخش‌هایی از آسیا مشاهده می‌شود. شکل ۳-پ بیانگر بیشینه اختلاف دمای ۶ درجه‌ای در اروپا و آسیا و کمینه دمای ۵- درجه‌ای در قطب جنوب می‌باشد و اختلاف رطوبت حاصل از دو داده در شکل (۳-ت) نشان داده شده است که از ۰/۰۰۵- تا

۰/۰۱ می‌باشد.

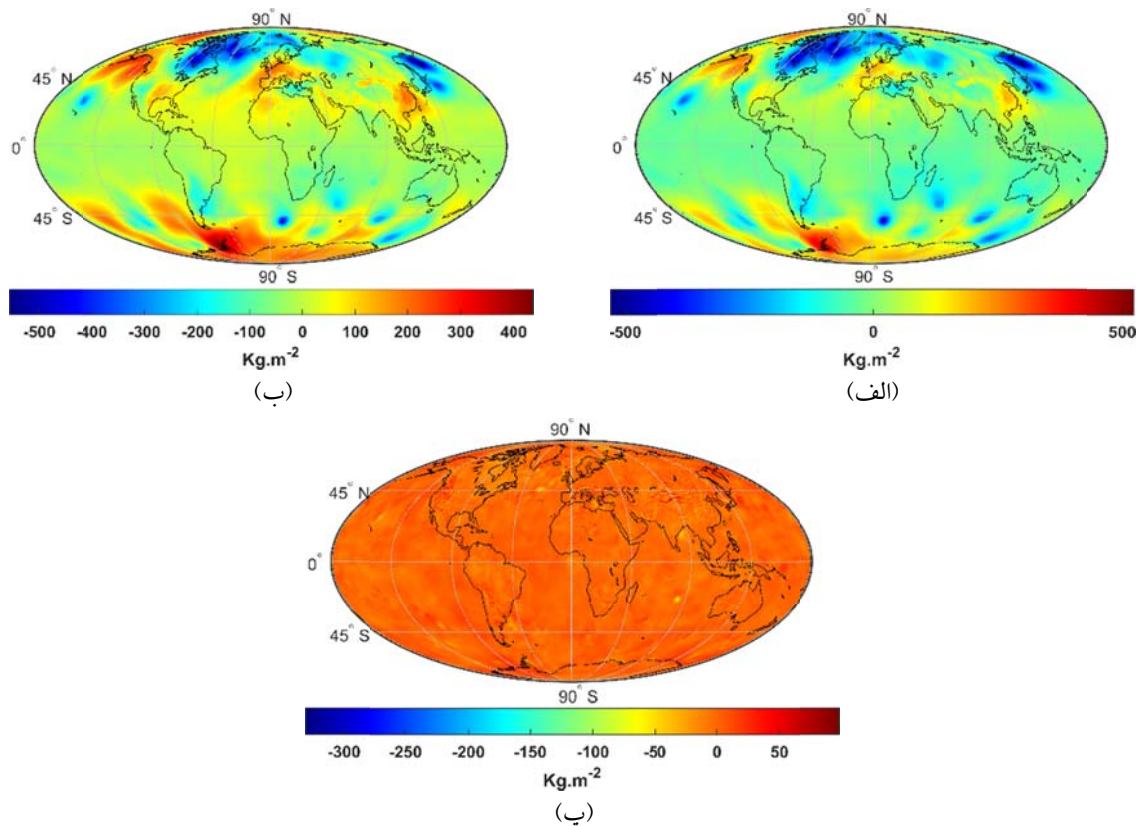
تغییرات جرم جوی با رابطه ۱۲ محاسبه می‌شود که بدین‌منظور میانگین تغییرات جرم برای سال‌های ۲۰۱۵ و ۲۰۱۶ از محاسبات حذف شد. در شکل ۴-الف تغییرات جرم جوی حاصل از داده‌های ERA-Interim و شکل ۴-ب تغییرات جرم حاصل از داده‌های ERA5 نشان داده شده است. همچنین اختلاف تغییرات جرم محاسبه شده در شکل ۴-پ دیده می‌شود، که این تغییرات از ۳۰۰- تا ۵۰ کیلوگرم بر متر مربع ناشی از اختلاف مقادیر پارامترهای دو مجموعه داده می‌باشد. بیشینه اختلاف جرم جوی در آسیا و مرزهای آمریکای جنوبی دیده می‌شود.



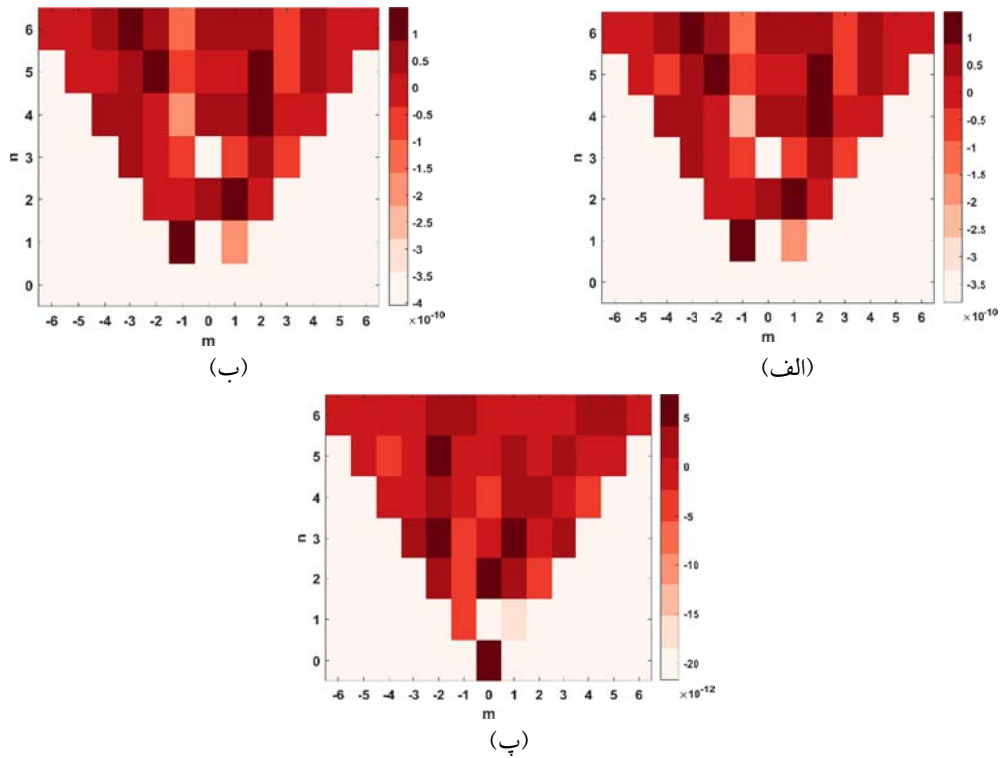
شکل ۳. اختلاف پارامترهای جوی حاصل از دو مجموعه داده در ۱ ژانویه ۲۰۱۵ ساعت صفر بر سطح زمین. (الف) اختلاف فشار، (ب) اختلاف ژئوپتانسیل، (پ) اختلاف دما و (ت) اختلاف رطوبت.

می‌توان در ارتفاع ژئوئید مشاهده کرد. شکل ۶-الف تغییرات ارتفاع ژئوئید ناشی از تغییرات جرم جوی حاصل از داده ERA-Interim و شکل ۶-ب تغییرات ارتفاع ژئوئید ناشی از داده ERA5 را نشان می‌دهند. مطابق با شکل ۶ تغییرات ارتفاع ژئوئید حاصل از ۱/۵- تا ۱ سانتی‌متر می‌باشد. شکل ۶-پ بیانگر اختلاف تغییرات ژئوئید برآورد شده حاصل از دو داده می‌باشد و نتایج حاکی از آن است که اختلاف تغییرات ارتفاع ژئوئید برآورد شده حاصل از ERA5 با تغییرات ارتفاع ژئوئید حاصل از ERA-Interim از ۰/۰۳- تا ۰/۰۴ سانتی‌متر می‌باشد که اختلافی بسیار ناچیز است. میانگین اختلاف نوسان ژئوئید حاصل از دو داده به میزان $4/9071 \times 10^{-5}$ و انحراف معیار اختلاف آنها $4/3156 \times 10^{-5}$ می‌باشد.

محصولات حاصل از تصحیح تداخل سیگنال جوی، ضرایب هارمونیک کروی ناشی از تغییرات جرم جوی تا درجه n و مرتبه m می‌باشد. شکل ۵-الف ضرایب هارمونیک کروی حاصل از داده‌های ERA-Interim و شکل ۵-ب ضرایب حاصل از ERA5 را تا درجه و مرتبه ۶ نشان می‌دهد. درجه و مرتبه ۶ با توجه به زمان محاسبات بهینه انتخاب شده است. همان‌گونه که در شکل‌های (۵-الف) و (۵-ب) دیده می‌شود مقادیر این ضرایب بسیار کوچک می‌باشند. شکل ۵-پ بیانگر اختلاف ضرایب هارمونیک برآورد شده از دو مجموعه داده می‌باشد. بیشینه اختلاف در درجه صفر یعنی C_{00} می‌باشد که تغییرات زمانی این ضریب به صورت مستقیم به تغییر جرم تعبیر می‌شود. اثر تغییرات جرم جوی و تغییرات ضرایب هارمونیک را



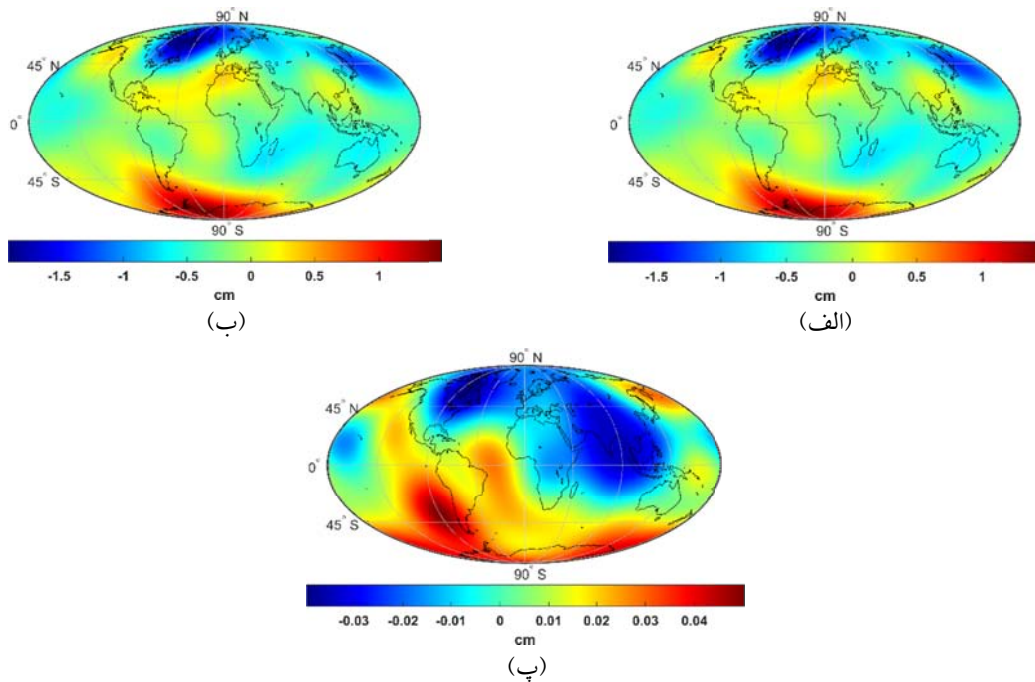
شکل ۴. تغییرات جرم در ۱ ژانویه ۲۰۱۵. (الف) تغییرات جرم جوی حاصل از داده ERA-Interim، (ب) تغییرات جرم حاصل از ERA5 و (پ) اختلاف تغییرات جرم جوی حاصل از دو داده.



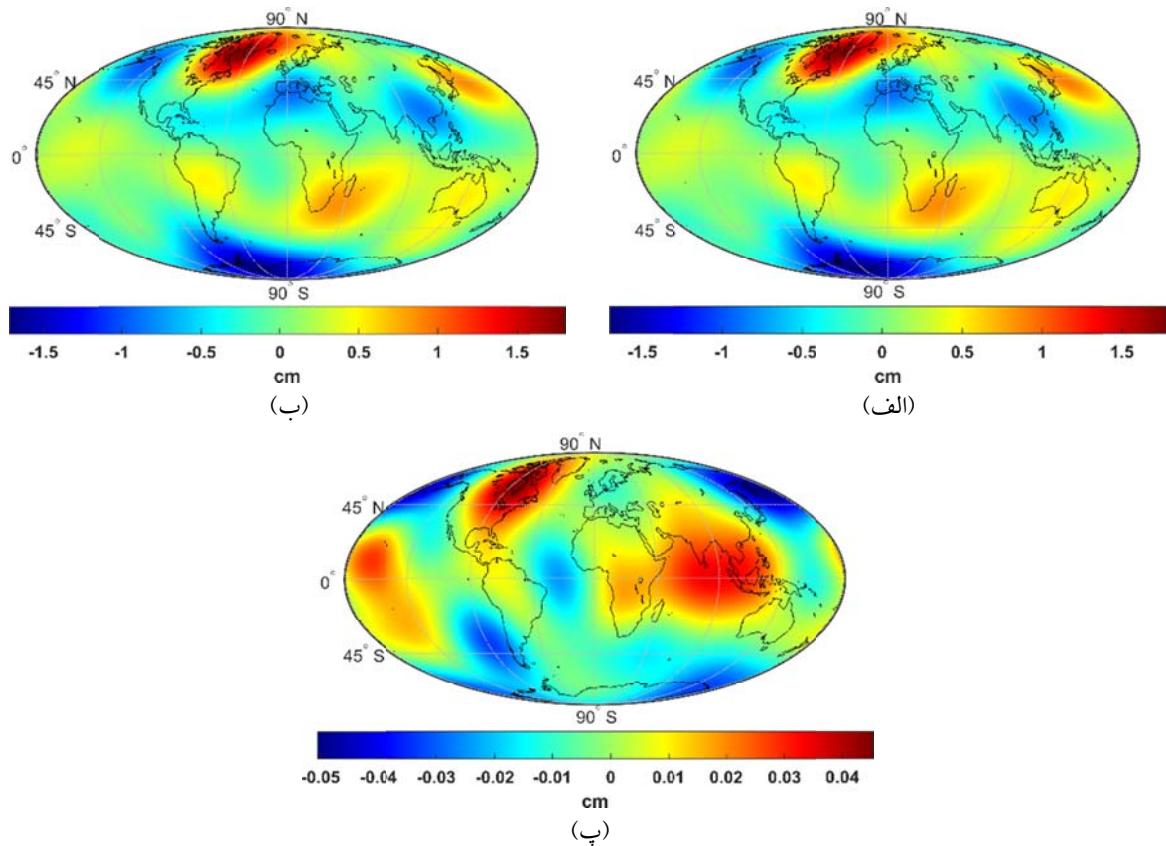
شکل ۵. ضرایب هارمونیک کروی. الف) ضرایب هارمونیک کروی حاصل از داده ERA-Interim، ب) ضرایب هارمونیک کروی حاصل از داده ERA5 تا درجه و مرتبه ۶ و پ) اختلاف ضرایب حاصل از دو داده.

اختلاف تغییر شکل قائم زمین حاصل از دو داده با میانگین $10^{-5} \times 4/7549$ و انحراف معیار 10^{-5} را نشان می‌دهد.

شکل ۷-الف تغییر شکل قائم زمین حاصل از ERA-Interim و شکل ۷-ب تغییر شکل حاصل از ERA5 را نشان می‌دهد و شکل ۷-پ



شکل ۶. تغییرات ارتفاع ژئوئید. الف) تغییرات ارتفاع ژئوئید حاصل از ERA-Interim، ب) تغییرات ارتفاع ژئوئید حاصل از ERA5 و پ) اختلاف تغییرات ژئوئید حاصل از دو مجموعه داده.

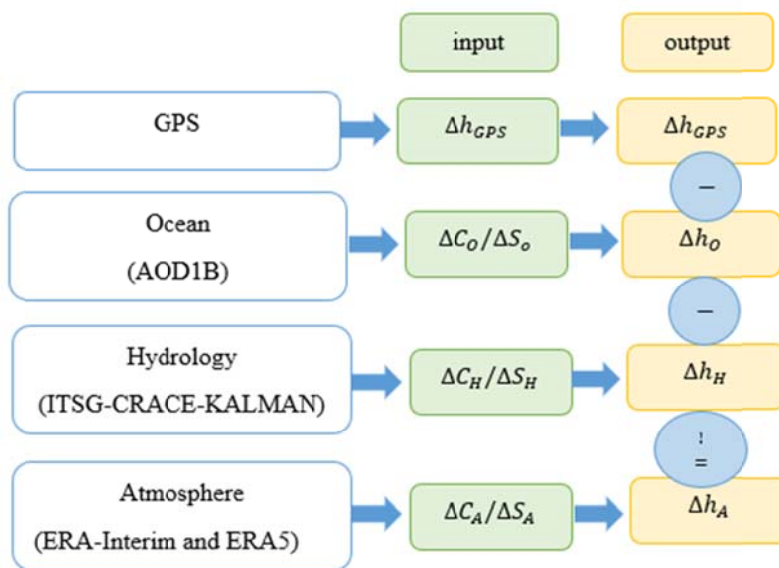


شکل ۷. تغییر شکل قائم سطح زمین. الف) تغییر شکل قائم حاصل از داده ERA-Interim. ب) تغییر شکل قائم حاصل از داده ERA5 و پ) اختلاف تغییر شکل قائم سطح زمین حاصل از دو داده.

جوی و اقیانوسی می‌باشد. پس برای محاسبه تغییر شکل جوی لازم است اثرات هیدرولوژیکی و اقیانوسی از سری زمانی GPS برداشته شوند. حذف سهم هیدرولوژیکی و اقیانوسی از مدل میدان گرانی روزانه توسط ضرایب ITS-G-GRACE 2018 و ضرایب اقیانوسی محصول AOD-1B انجام شد. سپس تغییر شکل حاصل از GPS در محل ایستگاه‌ها محاسبه می‌شود. رابطه مستقیم بین تغییر شکل قائم و ضرایب استوکس در بخش ۳-۳، رابطه ۲۰ بیان شد. در شکل ۸ روند محاسبه تغییر شکل جوی بیان شده است.

۴-۲. اعتبارسنجی نتایج

در این بخش جهت اعتبارسنجی نتایج از دو مجموعه داده با مجموعه داده‌ای مستقل استفاده می‌شود. بدین معنا که، تغییر شکل قائم زمین حاصل از دو مجموعه داده ERA-Interim و ERA5 با تغییر شکل قائم زمین حاصل از سری زمانی GPS ایستگاه‌های IGS مقایسه می‌شوند. بدین منظور از سری زمانی ۱۰۰ ایستگاه IGS در سیستم ITRF و تفکیک زمانی یک روزه استفاده شده است. تغییر شکل حاصل از GPS شامل اثر جزر و مدی زمین و اقیانوس و همچنین تغییرات کوتاه‌مدت هیدرولوژیکی،

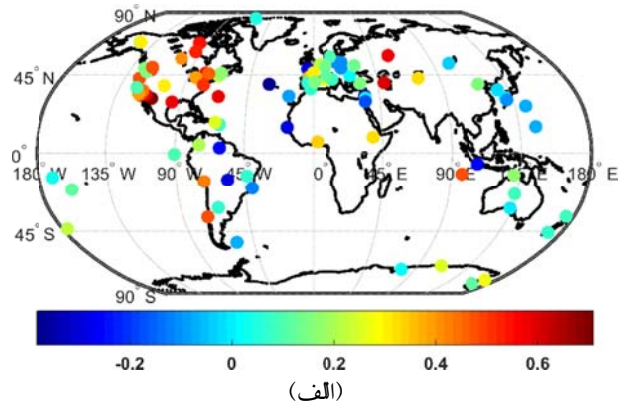
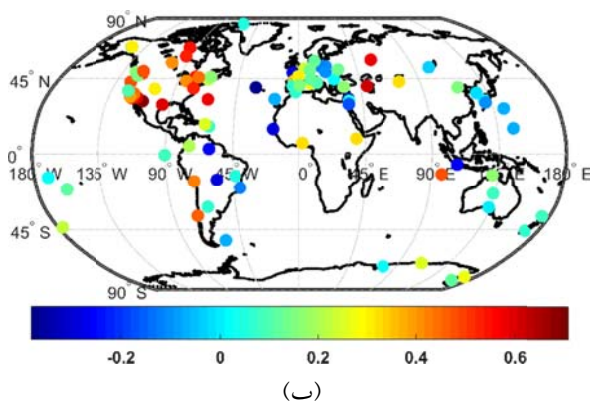


شکل ۸. محاسبه تغییر شکل قائم زمین.

مجموعه داده ERA-Interim و ERA5 با GPS برای ۱۰۰ ایستگاه در ژانویه ۲۰۱۵ نشان داده شده است. شکل ۹-الف ضریب همبستگی بین تغییر شکل حاصل از مجموعه داده ERA-Interim و تغییر شکل حاصل از GPS را نشان می‌دهد که ۷۹ درصد ایستگاه‌ها ضریب همبستگی مثبت و ۲۱ درصد ضریب همبستگی منفی دارند. از ۷۹ درصد ۱۷ درصد آنها همبستگی بالای ۰.۵ درصد دارند. در شکل ۹-ب ضریب همبستگی بین تغییر شکل قائم حاصل از داده ERA5 و تغییر شکل قائم حاصل از GPS نشان داده شده است که ۸۰ درصد ایستگاه‌ها ضریب همبستگی مثبت دارند که از این میان ۱۷ درصد ضریب همبستگی آنها بیشتر از ۰.۵ درصد است.

مشاهدات ایستگاه‌های GPS نسبت به مرکز جرم زمین جامد (سیستم CF) و مدل روزانه GRACE نسبت به مرکز جرم کل سیستم زمین (سیستم CM) به دست آمده اند که ضرایب درجه یک GRACE بیانگر تغییرات جرم جوی و اقیانوسی است و صفر قرار داده می‌شوند. به منظور انتقال مشاهدات GPS به سیستم CM میانگین حرکت ایستگاه‌ها از تغییر شکل قائم تعیین شده توسط GPS کم می‌شود. همچنین میانگین تغییر شکل قائم جوی حاصل از ضرایب به تغییر شکل قائم جوی GPS اضافه می‌شود تا دو سری زمانی قابل مقایسه با یکدیگر باشند (تسمر و همکاران، ۲۰۱۱).

در شکل ۹ ضریب همبستگی بین تغییر شکل حاصل از دو



شکل ۹. ضریب همبستگی بین تغییر شکل حاصل از دو مجموعه داده و GPS. الف) ضریب همبستگی بین تغییر شکل حاصل از GPS و ERA-Interim و ب) ضریب همبستگی بین تغییر شکل حاصل از GPS و ERA5.

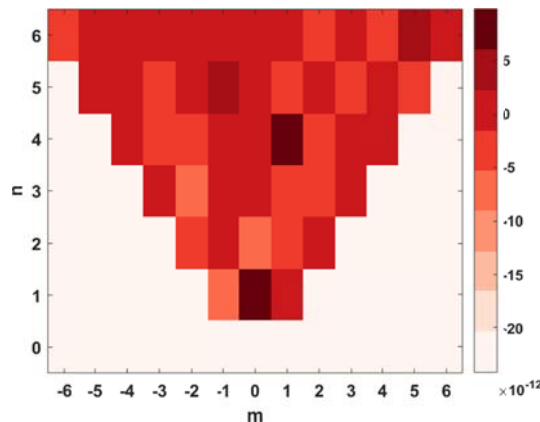
۳-۴. تجزیه و تحلیل نتایج

در این بخش ابتدا صحت الگوریتم اجرا شده با تابع درجه چهارم گاوس-لژاندر برای مجموعه داده ERA-Interim بررسی می‌شود. سپس به منظور بررسی اثر درونی‌یابی‌های مختلف و افزایش تعداد زیر بازه‌ها در محاسبه انتگرال عددی و همچنین بررسی اثر مدل ژئوئید و تقریب زمین با بیضوی‌های مختلف بر نتایج داده ERA-Interim، میانگین و انحراف معیار اختلاف با حالت مرجع مورد ارزیابی قرار می‌گیرد. بدین منظور مدل ژئوئید از ITG-GRACE2010 به GRACE2010، ITSG-GRACE2018، بیضوی WGS84 به GRS84، روش درونی‌یابی خطی به اسپلاین و تعداد زیر بازه‌ها از ۵ به ۱۰ تغییر یافت.

شکل ۱۰ اختلاف بین ضرایب هارمونیک کروی حاصل از رابطه ۱۸ و ضرایب حاصل از تابع درجه چهارم گاوس-لژاندر (رابطه ۱۷) را نشان می‌دهد. از آنجایی که روش گاوس-لژاندر روشی مناسب جهت حل انتگرال عددی

است و اختلاف ناچیز نتایج حاصل از این روش با نتایج حاصل از رابطه ۱۸ بیانگر صحت و درستی الگوریتم می‌باشد.

مطابق با جدول ۲ اثر بیضوی و ژئوئید بر تغییرات جرم جوی بسیار ناچیز است، به طوری که با تغییر مدل ژئوئید و بیضوی انحراف معیار اختلاف تغییرات جرم آنها در حدود 10^{-5} می‌باشد. افزایش تعداد زیر بازه‌های انتگرال عددی بر تغییرات جرم جوی اثر قابل توجهی دارد که این اثر بر تغییر شکل قائم زمین ناچیز است و از طرفی افزایش تعداد زیر بازه‌ها زمان محاسبات را افزایش می‌دهد؛ به همین دلیل به منظور دستیابی به نتایج بهینه با توجه زمان محاسبات از این اثر صرف نظر می‌کنیم. همچنین در جدول ۲ اثر تغییر روش درونی‌یابی از درونی‌یابی خطی به اسپلاین دیده می‌شود که این اثر بر تغییر شکل قائم سطح زمین بسیار ناچیز می‌باشد.



شکل ۱۰. اختلاف ضرایب هارمونیک کروی حاصل از داده ERA-Interim و ضرایب حاصل از تابع درجه چهارم گاوس-لژاندر.

جدول ۲. بررسی و ارزیابی اثرات ژئوئید، روش‌های درونی‌یابی، بیضوی و تعداد زیر بازه‌ها بر تغییرات جرم جوی و تغییر شکل قائم زمین.

اختلاف تغییر شکل قائم زمین		اختلاف تغییرات جرم		
انحراف معیار	میانگین	انحراف معیار	میانگین	
$3/3887 \times 10^{-11}$	$1/2253 \times 10^{-11}$	$3/1986 \times 10^{-5}$	$-4/9194 \times 10^{-7}$	ژئوئید
$3/3684 \times 10^{-7}$	$8/5004 \times 10^{-7}$	۰/۰۱۵۶	-۰/۰۲۲۸	درونی‌یابی
$1/3410 \times 10^{-6}$	$-1/0663 \times 10^{-6}$	۰/۰۴۳۱	۰/۰۰۹۷	افزایش تعداد زیر بازه‌ها
$2/1928 \times 10^{-9}$	$-4/4329 \times 10^{-10}$	$5/6739 \times 10^{-5}$	$-2/9178 \times 10^{-6}$	بیضوی

۵. نتیجه گیری

به میزان ۰/۲۲ کیلوگرم بر متر مربع می باشد. این اختلاف بسیار ناچیز تأثیر کمی بر ضرایب، نوسان ژئوئید و تغییرشکل قائم سطح زمین دارد. یکی از مزیت های مجموعه داده ERA5 نسبت به مجموعه داده ERA-Interim افزایش تفکیک افقی می باشد و از آنجایی که هدف این پژوهش بررسی تغییرات جرم جوی در راستای عمود است، پس می توان نتیجه گرفت که تفاوت بسیار ناچیزی بین دو مجموعه داده در این پژوهش دیده می شود.

همچنین ضریب همبستگی بالای بین تغییرشکل حاصل از ضرایب و تغییرشکل حاصل از GPS بیانگر صحت و درستی نتایج می باشد. اختلاف بین ضریب همبستگی تغییرشکل قائم حاصل از ERA-Interim و تغییرشکل قائم حاصل از ERA5 بسیار کم و به سختی قابل تشخیص است. در نتیجه در این پژوهش استفاده از مجموعه داده ERA5 بهبود چندانی نسبت به ERA-Interim ندارد.

مراجع

- Aghajany, S. H. and Amerian, Y., 2017a, Three dimensional ray tracing technique for tropospheric water vapor tomography using GPS measurements. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 164, 81-88 .
- Aghajany, S. H., Voosoghi, B. and Yazdian, A., 2017,b, Estimation of north Tabriz fault parameters using neural networks and 3D tropospherically corrected surface displacement field. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 8(2), 918-932 .
- Benoit, A., Jolivet, R. and Pinel-Puysségur, B., 2019, Correction of tropospheric effects in SAR interferometry: a comparison of ERA-Interim, ERA-5 and HRES Global Atmospheric Models .
- Boy, J. P. and Chao, B. F., 2005, Precise evaluation of atmospheric loading effects on Earth's time-variable gravity field. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B8) .
- Cong, X., Balss, U., Rodriguez Gonzalez, F. and Eineder, M., 2018, Mitigation of tropospheric delay in SAR and InSAR using NWP data: Its validation and application examples. *Remote Sensing*, 10(10), 1515.
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, D.P. and Bechtold, P., 2011, The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, 137(656), 553-597.
- Dobslaw, H., Bergmann-Wolf, I., Dill, R., Poropat, L. and Flechtner, F., 2017, Product description document for AOD1B release 06. GFZ German Research Centre for Geosciences Department, 1.
- Dong, D., Gross, R. and Dickey, J., 1996, Seasonal variations of the Earth's gravitational field: An analysis of atmospheric pressure, ocean tidal, and surface water excitation. *Geophysical research letters*, 23(7), 725-728 .
- Eicker, A., 2008, Gravity field refinement by radial basis functions from in-situ satellite data: Citeser.
- Fagiolini, E., Flechtner, F., Horwath, M. and Dobslaw, H., 2015, Correction of inconsistencies in ECMWF's operational analysis data during de-aliasing of GRACE gravity models. *Geophysical Journal International*, 202(3), 2150-2158.
- Farrell, W., 1972, Deformation of the Earth by surface loads. *Reviews of Geophysics*, 10(3),

میدان گرانی زمین به عنوان کمیتی مهم در علم ژئودزی تابعی از توزیع جرم زمین می باشد، که با مشاهدات ماهواره های گرانی سنجی همچون GRACE قابل اندازه گیری و محاسبه است. به منظور بازیابی میدان گرانشی دقیق تر و فاقد خطای تداخل سیگنال، تغییرات جرم کوتاه مدت جوی با روش انتگرال گیری سه بعدی ITG-3D و تقریب زمین با بیضوی مرجع GRS80 بر اساس پارامترهای جوی محاسبه شد. پارامترهای جوی از جمله فشار سطحی، ژئوپتانسیل، دما و رطوبت از مجموعه داده های دوباره آنالیز شده ERA-Interim و ERA5 در روز ۱ ژانویه ۲۰۱۵ استخراج شد. همچنین ضرایب هارمونیک کروی عاری از اثر تغییرات جرم جوی و نوسان ژئوئید و تغییرشکل قائم سطح زمین تحت اثر این ضرایب محاسبه شد. نتایج این پژوهش بیانگر اختلاف بسیار ناچیز تغییرات جرم جوی حاصل از دو مجموعه داده است، به طوری که میانگین اختلاف تغییرات جرم حاصل از دو مجموعه داده

- 761-797 .
- Fernandes, M.J., Pires, N., Lázaro, C. and Nunes, A.L., 2013, Tropospheric delays from GNSS for application in coastal altimetry. *Advances in Space Research*, 51(8), 1352-1368.
- Flechtner, F., 2007, AOD1B product description document for product releases 01 to 04 (Rev. 3.1, April 13, 2007). GRACE project document, 327-750 .
- Flechtner, F., Schmidt, R. and Meyer, U., 2006, De-aliasing of short-term atmospheric and oceanic mass variations for GRACE. In *Observation of the earth system from space* (pp. 83-97): Springer.
- Flechtner, F., Thomas, M. and Dobsław, H., 2010, Improved non-tidal atmospheric and oceanic de-aliasing for GRACE and SLR satellites. In *System Earth via Geodetic-Geophysical Space Techniques* (pp. 131-142): Springer.
- Forootan, E., Didova, O., Kusche, J. and Löcher, A., 2013, Comparisons of atmospheric data and reduction methods for the analysis of satellite gravimetry observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(5), 2382-2396 .
- Forootan, E., Didova, O., Schumacher, M., Kusche, J. and Elsaka, B., 2014, Comparisons of atmospheric mass variations derived from ECMWF reanalysis and operational fields, over 2003–2011. *Journal of Geodesy*, 88(5), 503-514.
- Gill, A. E., 2016, *Atmosphere-ocean dynamics*: Elsevier.
- Gruber, T., Peters, T. and Zenner, L., 2009, The role of the atmosphere for satellite gravity field missions. In *Observing our Changing Earth* (pp. 105-112): Springer.
- Hersbach, H. and Dee, D., 2016, ERA5 reanalysis is in production, ECMWF Newsletter 147, ECMWF. Reading, UK .
- Hirt, C., Featherstone, W. and Claessens, S., 2011, On the accurate numerical evaluation of geodetic convolution integrals. *Journal of Geodesy*, 85(8), 519-538.
- Hu, Z. and Mallorquí, J. J., 2019, An Accurate Method to Correct Atmospheric Phase Delay for InSAR with the ERA5 Global Atmospheric Model. *Remote Sensing*, 11(17), 1969.
- Jiang, C., Xu, T., Wang, S., Nie, W. and Sun, Z., 2020, Evaluation of Zenith Tropospheric Delay Derived from ERA5 Data over China Using GNSS Observations. *Remote Sensing*, 12(4), 663 .
- Jungclaus, J., Fischer, N., Haak, H., Lohmann, K., Marotzke, J., Matei, D., Von Storch, J., 2013, Characteristics of the ocean simulations in the Max Planck Institute Ocean Model (MPIOM) the ocean component of the MPI-Earth system model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5(2), 422-446.
- Karbon, M., Wijaya, D., Schindelegger, M., Böhm, J. and Schuh, H., 2011, Atmospheric effects on the Earth gravity field featured by TU Vienna. *Österreichische Z Vermessung Geoinform*, 99(2), 122-130.
- Krylov, V. I. and Stroud, A. H., 2006, *Approximate calculation of integrals*: Courier Corporation .
- Kusche, J. and Schrama, E., 2005, Surface mass redistribution inversion from global GPS deformation and Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) gravity data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B9).(
- Kvas, A., Behzadpour, S., Ellmer, M., Klinger, B., Strasser, S., Zehentner, N. and Mayer-Gürr, T., 2019, ITSG-Grace2018: Overview and evaluation of a new GRACE-only gravity field time series. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(8), 9332-9344.
- Mayer-Gürr, T., Eicker, A., Kurtenbach, E. and Ilk, K.-H., 2010, ITG-GRACE: global static and temporal gravity field models from GRACE data. In *System Earth via geodetic-geophysical space techniques* (pp. 159-168): Springer.
- Mayer-Gürr, T., Behzadpour, S., Kvas, A., Ellmer, M., Klinger, B., Strasser, S. and Zehentner, N., 2018, ITSG-Grace2018: Monthly, Daily and Static Gravity Field Solutions from GRACE.
- Organization, W. M., 1983, *Guide to meteorological instruments and methods of observation*: Secretariat of the World Meteorological Organization.
- Peters, T., 2007, *Modellierung zeitlicher Schwerevariationen und ihre Erfassung mit Methoden der Satellitengravimetrie*. Retrieved from.
- Pichler, H., 1986, *Dynamik der Atmosphäre*: Bibliographisches Institut.
- Salstein, D.A., Ponte, R.M. and Cady-Pereira, K., 2008, Uncertainties in atmospheric surface pressure fields from global analyses. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D14).
- Simmons, A.J. and Burridge, D.M., 1981, An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Monthly Weather Review*, 109(4), 758-766.
- Stockdale, T. N., Anderson, D. L., Alves, J. O. S. and Balmaseda, M. A., 1998, Global seasonal rainfall forecasts using a coupled ocean-atmosphere model. *Nature*, 392(6674), 370-373 .
- Swarztrauber, P. N., 2003, *On computing the*

- points and weights for Gauss--Legendre quadrature. *SIAM Journal on Scientific Computing*, 24(3), 945-954.
- Swenson, S. and Wahr, J., 2002, Estimated effects of the vertical structure of atmospheric mass on the time-variable geoid. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B9), ETG 4-1-ETG 4-11 .
- Tesmer, V., Steigenberger, P., van Dam, T. and Mayer-Gürr, T., 2011, Vertical deformations from homogeneously processed GRACE and global GPS long-term series. *Journal of Geodesy*, 85(5), 291-310.
- Thompson, P., Bettadpur, S. and Tapley, B., 2004, Impact of short period, non-tidal, temporal mass variability on GRACE gravity estimates. *Geophysical research letters*, 31(6) .
- Wahr, J., Molenaar, M. and Bryan, F., 1998, Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B12), 30205-30229 .
- White, P. W., 2000, IFS documentation: Part III: Dynamics and numerical procedures (CY21r4): European Centre for Medium-Range Weather Forecasts.
- Zenner, L., Gruber, T., Jäggi, A. and Beutler, G., 2010, Propagation of atmospheric model errors to gravity potential harmonics—impact on GRACE de-aliasing. *Geophysical Journal International*, 182(2), 797-807.
- Zenner, L., Fagiolini, E., Daras, I., Flechtner, F., Gruber, T., Schmidt, T. and Schwarz, G., 2012, Non-tidal atmospheric and oceanic mass variations and their impact on GRACE data analysis. *Journal of Geodynamics*, 59, 9-15.

پیوست

فشار هوای اعمال شده بر اساس قانون دالتون به صورت زیر است.

$$p = p_d + e, \quad (1)$$

که p_d فشار هوای خشک و e بخار آب است. قانون عمومی گاز با رابطه ۲ بیان شده است.

$$\rho = \frac{p}{RT} \quad (2)$$

در رابطه ۲ ثابت گاز برحسب ژول بر کیلوگرم در کلونین و T دما برحسب کلونین می‌باشد. بر اساس قانون عمومی گاز چگالی دو مؤلفه خشک و تر با رابطه ۳ محاسبه می‌شود.

$$\rho = \rho_d + \rho_w = \frac{p_d}{R_d T} + \frac{e}{R_w T} = \frac{p-e}{R_d T} + \frac{R_d}{R_w} \frac{e}{R_d T} = \frac{p}{R_d T} - \frac{e}{R_d T} + \epsilon \frac{e}{R_d T} = \frac{p}{R_d T} \left(1 - \frac{e}{p} (1 - \epsilon) \right) \quad (3)$$

در رابطه ۳ نسبت ثابت هوای خشک $\epsilon = 287 \left(\frac{J}{kgK} \right)$ به ثابت بخار آب $R_w = 461.51 \left(\frac{J}{kgK} \right)$ است. در نتیجه

$$p = R_d \rho T_v \quad (4)$$

$$T_v = \frac{T p_d}{p - (1 - \epsilon)e} \quad (5)$$

یکی از مقادیر اندازه‌گیری شده از بخار آب، رطوبت s (بدون واحد) می‌باشد که نسبت بین چگالی بخار آب ρ_w به چگالی هوای مرطوب $\rho = \rho_d + \rho_w$ است.

$$s = \frac{\rho_w}{\rho_d + \rho_w} \quad (6)$$

با جایگذاری رابطه ۲ در رابطه ۶ به دست می‌آید.

$$s = \frac{\frac{e}{R_w T}}{\frac{p-e}{R_d T} + \frac{e}{R_w T}} = \epsilon \left(\frac{e}{p - (1 - \epsilon)e} \right), \quad (7)$$

که

$$p - (1 - \epsilon)e = \epsilon \left(\frac{e}{s} \right). \quad (8)$$

با جایگذاری رابطه ۸ در رابطه ۵ رابطه دمای مجای به دست می‌آید.

$$T_v = T \frac{(1 - \epsilon)e + \epsilon \left(\frac{e}{s} \right)}{\epsilon \left(\frac{e}{s} \right)} = T \left(1 + \frac{1 - \epsilon}{\epsilon} s \right) = T(1 + 0.608s) \quad (9)$$

Investigation of short-term atmospheric mass variations and their effects on geoid height using meteorological data

Farzaneh, S.^{1*}, Sharifi, M. A.² and Akbarzadeh, A.³

1. Assistant Professor, Department of Surveying and Geomatics Engineering, Faculty of Engineering, University of Tehran, Iran

2. Associate Professor, Department of Surveying and Geomatics Engineering, Faculty of Engineering, University of Tehran, Iran

3. M.Sc. Student, Department of Surveying and Geomatics Engineering, Faculty of Engineering, University of Tehran, Iran

(Received: 24 March 2020, Accepted: 29 Sep 2020)

Summary

Modern missions such as CHAMP, GRACE and GOCE which derive the Earth's static and time-variable gravity field with unprecedented accuracy with monthly or even sub-monthly resolution, are also sensitive to short-term (weekly or shorter) non-tidal mass variations due to mass transports and mass redistribution phenomena in the atmosphere, the oceans and the continental water storage. GRACE derived gravity solutions contain errors mostly due to instrument noise, anisotropic spatial sampling and temporal aliasing caused by incomplete reduction of short-term mass variations in models. Improving the quality of satellite gravimetry observations, in term of using more sensitive sensors and increasing the spatial isotropy, has been discussed in the context of the designed scenarios of GRACE-Follow On (GRACE-FO) mission. Temporal aliasing is still a factor that affects the quality of the gravity field. For GRACE data processing only the short-term variations are of importance, because with the monthly Grace gravity field solutions it is planned to provide data for determination of the seasonal variations. Short-term mass variations cannot be measured adequately by GRACE. Therefore they are removed from measurements beforehand using geophysical models (de-aliasing). This paper specifically focuses on the atmosphere of Earth and its mass variations using the ITG-3D method. In this paper, various type of data such as the atmospheric pressure parameter, the multilevel geopotential, temperature and humidity parameters from European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) have been used to perform three-dimensional integral solution. ERA-Interim and ERA5 reanalysis are considered as the datasets. In the procedure of calculations, the shape of earth is approximated as an ellipse. As a first step in calculation procedure, it is necessary to remove the effect of long-term variations. In order to eliminate this effect; the mean variations of atmospheric mass over a specific period should be subtracted from the mass variation. Atmospheric de-aliasing products can be illustrated as sets of spherical harmonic coefficients, which are estimated using atmospheric mass variations. Then, the effect of atmospheric mass changes on geoid height and vertical deformation were calculated. In the computation, the ECMWF data on 1 January 2015 at 00:00h were used, while the mean atmospheric mass variations were derived from the means of the years 2015 and 2016. The results of the comparison between two datasets demonstrated that the maximum differences in parameters are located in Asia and Antarctic. The results indicate that the mean of difference between atmospheric mass variations from ERA-Interim and ERA5 is 0.23 kgm^{-2} . The results show that the difference between the coefficients is about one percent of their values. In addition, the geoid height from ERA5 changes on average of -0.16 cm whereas this parameter varies on average -0.17 cm using ERA-Interim data due to atmospheric mass variations. The difference of vertical deformation from two datasets is -0.002 cm on average. The atmospheric mass variations calculated by the two data sets (ERA-Interim and ERA5) is not significantly different. The validation results of the vertical deformation of the two data also show a high correlation with the GPS time series.

Keywords: atmospheric mass variations, ERA-Interim, ERA5, aliasing, de-aliasing.

* Corresponding author:

farzaneh@ut.ac.ir