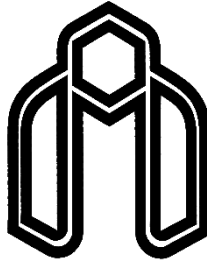


سورة



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
پایان نامه کارشناسی ارشد گرانی سنجی

تخمین تغییرات سطح آب زیرزمینی و جرم ناشی از آثار ژئودینامیکی
با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای GRACE

نگارنده: راضیه بهزادی شیخ رباط

اساتید راهنما

دکتر حمید آقاجانی

دکتر مهدی گلی

تیر ۹۷

شماره: ۳۰۵۵ / ۳۶۹۶
تاریخ: ۱۱ / ۹

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای راضیه بهزادی شیخ رباط با شماره دانشجویی ۹۴۰۳۹۵۴ رشته ژئوفیزیک گرایش گرانی سنجی تحت عنوان تخمین تغییرات سطح آب زیرزمینی و جرم ناشی از اثرات ژئودینامیکی با استفاده از داده های ماهواره ای GRACE که در تاریخ ۹۷/۰۴/۲۷ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

<input checked="" type="checkbox"/> قبول (با درجه: <u>خیلی خوب</u>)	<input type="checkbox"/> مردود
<input checked="" type="checkbox"/> نظری	<input type="checkbox"/> عملی
نوع تحقیق:	

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر حمید آقاجانی	دانشیار	
۲- استاد راهنمای دوم	دکتر مهدی گلی	استادیار	
۳- استاد مشاور			
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر محمد رداد	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر علی نجاتی کلاته	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر سعید گلیان	استادیار	



نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر محمد عطائی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

تقدیم

این پایان‌نامه را ضمن تشکر و سپاس بیکران و در کمال افتخار و امتنان
تقدیم می‌نمایم به

والدینی که بودنشان تاج افتخاری است بر سرم
و نامشان دلیلی است بر بودنم، چرا که این دو وجود پس از
پروردگار، مایه هستی‌ام بوده‌اند دستم را گرفتند و راه رفتن را در این
وادی زندگی پر از فراز و نشیب آموختند.
و همسرم که اسطوره زندگی، پناه هستگی و امید بودنم است.

تشکر و قدردانی

بدون شک جایگاه و منزلت معلم، اجل از آن است که در مقام قدردانی از زحمات بی‌شائبه‌ی او، با زبان قاصر و دست ناتوان، چیزی بنگاریم.

اما از آنجایی که تجلیل از معلم، سپاس از انسانی است که هدف و غایت آفرینش را تأمین می‌کند و سلامت امانت‌هایی را که به دستش سپرده‌اند، تضمین؛ بر حسب وظیفه و از باب " من لم یشکر المنعم من المخلوقین لم یشکر الله عزّ و جلّ: "

از اساتید محترم؛ جناب آقای دکتر حمید آقاجانی و دکتر مهدی گلی که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از هیچ کمکی در این عرصه بر من دریغ ننمودند و زحمت راهنمایی این رساله را بر عهده گرفتند؛

راضیه بهزادی شیخ رباط

تیر ۹۷

تعهد نامه

اینجانب راضیه بهزادی شیخ رباط دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی ژئوفیزیک گرایش گرانی-

سنجی

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تخمین تغییرات سطح آب زیرزمینی و جرم ناشی از اثرات ژئودینامیکی با استفاده از ماهواره GRACE در کشور ایران تحت راهنمایی دکتر حمید آقاجانی و دکتر مهدی گلی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام "دانشگاه صنعتی شاهرود" و یا "Shahrood University of Technology" به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم‌افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز

چکیده

میدان گرانی اندازه‌گیری شده در یک نقطه مشخص علاوه بر عامل جرم و توزیع جرمی مواد تشکیل دهنده پوسته به عوامل دیگری نظیر تغییرات ارتفاعی، جابجایی جرمی و تغییرات جغرافیایی وابسته است. داده‌های گرانی ماهواره‌ای نیز همانند داده‌های زمینی و هوایی متأثر از عوامل مختلف است. وجود زوج ماهواره گریس که توانمندی تکرار و برداشت داده را طی یک ماه برای کل زمین دارد، قابلیت به نقشه در آوردن تغییرات ناشی از میدان گرانی زمین دارد. تغییرات زمانی میدان گرانی در اثر تغییرات جرم ناشی از عواملی مانند وقوع زلزله‌های بزرگ، ذوب یخ‌های قطبی، جابجایی سطح آب دریاها و جریان‌ات اقیانوسی، تغییرات ناشی از جابجایی سطح آب زیرزمینی قابل بررسی به وسیله ماهواره گریس است. در این مطالعه با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای گریس به بررسی تغییرات میدان گرانی و نیز تغییرات سطح ژئوئید در اثر وقوع سه زلزله بزرگ در ۱۵ سال اخیر پرداخته شده است. برای این منظور داده‌های گرانی ماهواره‌ای گریس با اعمال فیلترهای مختلف، تصحیح شدند. سپس برای برآورد موقعیت وقوع زلزله، تغییرات میدان گرانی محاسبه و نقشه آن رسم شد. با تجزیه و تحلیل این نقشه‌ها می‌توان وضعیت عملکرد گسل‌های بزرگ را بررسی کرد. با محاسبه تغییرات جرم برحسب ضخامت لایه آب معادل با استفاده از مشاهدات ماهواره‌ای و همچنین با کمک مدل هیدرولوژی GLDAS روند تغییرات سطح آب زیرزمینی مورد ارزیابی قرار گرفته است. با توجه به نوع داده‌برداری ماهواره مذکور، اثر نوارشدگی روی نقشه‌ها ظاهر می‌شود. برای حذف خطاهای نواری و نیز حذف نوفه‌های احتمالی موجود در داده‌های گریس به منظور آشکارسازی بهتر تغییرات میدان گرانی از سه فیلتر گوسین، فن و destriping استفاده شد. داده‌های زمینی برای بازیابی تغییرات سطح آب زیرزمینی از قدرت و توان تفکیک بالایی نسبت به داده‌های گریس برخوردار هستند اما نتایج بدست آمده از داده‌های ماهواره گریس بعد از اعمال فیلترهای مذکور نقشه قابل قبولی را ارائه می‌دهد.

واژگان کلیدی: ماهواره گریس، تغییرات میدان گرانی، فیلترگذاری، زلزله، تغییرات آب زیرزمینی

فهرست مطالب

فصل ۱ کلیات.....	۱
۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- مروری بر مطالعات انجام شده.....	۱۰
۳-۱- اهداف تحقیق.....	۱۷
۴-۱- ساختار پایان نامه.....	۱۷
فصل ۲ تغییرات زمانی میدان گرانی زمین.....	۱۹
۱-۲- مقدمه.....	۲۰
۲-۲- میدان گرانی.....	۲۱
۳-۲- توابع هارمونیک کروی.....	۲۱
۴-۲- پتانسیل گرانی در سیستم مختصات کروی.....	۲۲
۵-۲- ماهواره‌های گرانی‌سنجی.....	۲۴
۱-۵-۲- مأموریت ماهواره گریس.....	۲۵
۲-۵-۲- ساختار ماهواره گریس.....	۲۷
۳-۵-۲- داده‌های ماهواره گریس.....	۳۰
۶-۲- مدل‌های ژئوپتانسیل.....	۳۲
۷-۲- دقت مدل‌های ژئوپتانسیل.....	۳۳
۱-۷-۲- خطای برش.....	۳۳
۲-۷-۲- خطای تجمعی تصادفی.....	۳۳
۸-۲- تغییرات زمانی میدان گرانی زمین.....	۳۵
۱-۸-۲- تغییرات میدان ناشی از تغییر سطح آب‌های زیرزمینی.....	۳۶
۲-۸-۲- تغییرات میدان ناشی از حرکات تکتونیکی زمین.....	۳۸
فصل ۳ مدل‌سازی تغییرات پتانسیل گرانی با مدل‌های ماهانه گریس.....	۴۱
۱-۳- مقدمه.....	۴۲
۲-۳- تغییرات پتانسیل با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل.....	۴۲
۳-۳- اثر نوارشدگی.....	۴۴
۴-۳- فیلتر کردن.....	۴۵
۱-۴-۳- فیلتر همسانگرد.....	۴۶
۲-۴-۳- فیلتر ناهمسانگرد.....	۴۶

۴۶ ۳-۵- فیلتر گوسین
۵۲ ۳-۶- فیلتر فن
۵۳ ۳-۷- فیلتر destriping
۵۴ ۳-۸- تغییرات ژئوید با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل
۵۵ ۳-۹- تغییرات آنومالی گرانی با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل
۵۶ ۳-۱۰- تغییر شکل ناشی از وقوع زلزله‌های بزرگ با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل
۵۸ ۳-۱۱-۱- مدل‌های هیدرولوژیکی
۵۹ ۳-۱۱-۱-۱- مدل هیدرولوژی جهانی GLDAS
۶۱ ۳-۱۲- نمایش تغییرات جرم در قالب ضخامت لایه آب معادل با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل
۶۳ ۳-۱۳- حذف اثرات هیدرولوژی از روی ضرایب هارمونیک ماهانه گریس
۶۷ فصل ۴ بررسی تغییرات میدان گرانی ناشی از وقوع زلزله و تغییرات سطح آب زیرزمینی
۶۸ ۴-۱- مقدمه
۶۸ ۴-۲- مدل‌سازی زلزله‌های بزرگ با داده‌های گریس
۶۸ ۴-۲-۱- داده‌ها و پارامترهای به کار رفته در مدل‌سازی
۶۹ ۴-۲-۲- زلزله سوماترا- آندمان
۷۲ ۴-۲-۳- زلزله مائول
۷۵ ۴-۲-۴- ساختار ژئوفیزیکی منطقه توهوکو
۷۹ ۴-۳- مدل‌سازی تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی با استفاده از داده‌های گریس
۷۹ ۴-۳-۱- منطقه مورد مطالعه
۹۱ فصل ۵ نتیجه‌گیری و پیشنهادها
۹۲ ۵-۱- بحث و نتیجه‌گیری
۹۴ ۵-۲- پیشنهادها
۹۵ مراجع

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱: الف) تکنیک H-L SST ب) سیستم ماهواره چمپ ۶
- شکل ۱-۲: مأموریت گرانی‌سنجی ماهواره گریس ۲۶
- شکل ۲-۲: شمایی از ماهواره گریس ۲۸
- شکل ۱-۳: نمایش حرکت مداری در راستای شمال - جنوب ۴۴
- شکل ۲-۳: روند تغییرات پتانسیل قبل از فیلترینگ طی بازه زمانی دو ماه متوالی ۴۵
- شکل ۳-۳: تابع میانگین‌گیری گوسین در شعاع‌های مختلف ۴۹
- شکل ۴-۳: نسخه بهبود یافته تابع میانگین‌گیری با شعاع‌های مختلف ۵۰
- شکل ۵-۳: تغییرات پتانسیل در محدوده کشور ایران پس از اعمال فیلتر گوسین بهبود یافته ۵۱
- شکل ۶-۳: تغییرات پتانسیل پس از اعمال فیلتر فن طی بازه زمانی دو ماه متوالی ۵۲
- شکل ۷-۳: تغییرات پتانسیل پس از اعمال فیلتر فیلتر فن و destriping ۵۳
- شکل ۸-۳: تغییرات ژئوئید پس از اعمال فیلتر گوسین بهبود یافته ۵۵
- شکل ۹-۳: تغییرات آنومالی گرانی پس از اعمال فیلتر گوسین ۵۶
- شکل ۱۰-۳: الگوریتم محاسبه تغییرات جرم ناشی از وقوع زلزله ۵۸
- شکل ۱۱-۳: الگوریتم محاسبه تغییرات جرم ناشی از ذخایر سطح آب زیرزمینی ۶۴
- شکل ۱-۴: ساختار ژئوفیزیکی منطقه سوماترا ۷۰
- شکل ۲-۴: تغییرات ژئوئیدی ناشی از وقوع زلزله سوماترا پیش از اعمال فیلتر ۷۰
- شکل ۳-۴: تغییرات ژئوئیدی ناشی از وقوع زلزله سوماترا ۷۱
- شکل ۴-۴: تغییرات آنومالی گرانی ناشی از وقوع زلزله سوماترا ۷۱
- شکل ۵-۴: ساختار ژئوفیزیکی منطقه مائول ۷۳
- شکل ۶-۴: تغییرات ژئوئیدی ناشی از وقوع زلزله مائول پیش از اعمال فیلتر ۷۴
- شکل ۷-۴: تغییرات ژئوئیدی ناشی از وقوع زلزله مائول بعد از اعمال فیلتر ۷۴

- شکل ۴-۸: تغییرات آنومالی گرانی ناشی از وقوع زلزله مائول بعد از اعمال فیلتر ۷۵
- شکل ۴-۹: ساختار ژئوفیزیکی منطقه توهوگو ۷۶
- شکل ۴-۱۰: تغییرات سطح ژئویدی ناشی از وقوع زلزله توهوگو پیش از اعمال فیلتر ۷۷
- شکل ۴-۱۱: تغییرات ژئویدی ناشی از وقوع زلزله توهوگو ۷۸
- شکل ۴-۱۲: تغییرات آنومالی گرانی ناشی از وقوع زلزله توهوگو ۷۸
- شکل ۴-۱۳: نمایی از تقسیمات حوزه‌های اصلی در ایران ۸۰
- شکل ۴-۱۴: روند تغییرات ذخایر آب در کشور ایران با انتخاب سال ۲۰۰۳ به عنوان مرجع ۸۳
- شکل ۴-۱۵: سری زمانی تغییرات ذخایر آب در ایران با انتخاب سال ۲۰۰۳ به عنوان مرجع ۸۳
- شکل ۴-۱۶: سری زمانی تغییرات ذخایر آب در ایران بدون اعمال فیلتر ۸۴
- شکل ۴-۱۷: اثر مجموع پارامترهای خروجی مدل GLDAS در تغییرات سطح آب زیرزمینی ۸۵
- شکل ۴-۱۸: روند تغییرات سطح آب زیرزمینی در کشور ایران با انتخاب سال ۲۰۰۳ به عنوان مرجع ۸۶
- شکل ۴-۱۹: روند تغییرات سطح آب زیرزمینی در کشور ایران در سال‌های (الف) ۲۰۰۳ تا (ن) ۸۹

فهرست جدول‌ها

جدول ۱-۳: خصوصیات مدل هیدرولوژی GLDAS ۶۰

جدول ۲-۳: مقدار اعداد لاو نسبت به درجه هارمونیک‌ها ۶۲

فصل ۱
کلیات

۱-۱- مقدمه

ژئوفیزیک با استفاده از روش‌ها و قوانین فیزیک به شناسایی پدیده‌های زمین می‌پردازد. روش‌های ژئوفیزیکی با مشخص کردن برخی از خصوصیات فیزیکی از قبیل خواص الاستیکی و مغناطیسی سنگ‌ها و کانی‌ها، به وجود هر ماده معدنی در داخل زمین به علت تفاوت در خاصیت فیزیکی آن نقطه و نقاط اطراف آن پی می‌برد. از جمله این روش‌ها می‌توان به روش‌های گرانی‌سنجی (تباین چگالی)، مغناطیس‌سنجی (خودپذیری مغناطیسی)، الکتریک (مقاومت ویژه) و لرزه‌شناسی (خواص کشسانی) اشاره کرد. با به کار بردن روش‌های ژئوفیزیکی و کمیت‌های فیزیکی وابسته به آن‌ها و همچنین با در دست داشتن اطلاعات مدفون زمین‌شناسی، به‌طور مستقیم و غیرمستقیم به اکتشافات مواد معدنی، هیدروکربورها، آب‌های زیرزمینی، بررسی‌های مهندسی و زیست محیطی و اکتشاف کانسارهای معدنی پرداخته می‌شود.

گرانی‌سنجی یکی از روش‌های ژئوفیزیک است که اساس آن اندازه‌گیری و مطالعه میدان گرانی زمین است. این مطالعات اهمیت زیادی در علوم زمین‌شناسی داشته و مبنای مطالعات ژئودزی است. روش گرانی‌سنجی با اندازه‌گیری تغییرات در میدان گرانی و پی‌بردن به آنومالی‌های زیرسطحی، با استفاده از اختلاف چگالی ساختار مورد مطالعه و چگالی زمینه محیط در برگیرنده در اکتشافات (مانند حفرات و فضای خالی)، به بررسی و شناسایی اکتشاف ذخایر و منابع زیرزمینی مانند آب زیرزمینی، گاز، نفت، مواد معدنی و همچنین ساختارهای زیرسطحی زمین و غیره می‌پردازد.

آب، مهم‌ترین ماده موجود در طبیعت است و در دسترس بودن آن، حیات کره زمین را تعیین می‌کنند. منابع آب شیرین، بخش کوچکی از کل ذخایر آب سطح کره زمین را تشکیل می‌دهد (حدود ۵/۲ در صد). در این میان، بدون یخچال‌های قطبی، تنها حدود ۰/۸ درصد (کمتر از یک درصد) از کل منابع موجود در کره زمین، شیرین و قابل استفاده است که عمده آن را منابع آب زیرزمینی تشکیل می‌دهد. آب‌های زیرزمینی همانند سایر منابع طبیعی (چه به لحاظ کمی و چه به لحاظ کیفی) در معرض تهدید فعالیت‌های بشر قرار گرفته است. در دهه‌های اخیر، افزایش برداشت از منابع آب زیرزمینی برای مصارف

انسانی و کشاورزی به آفت قابل توجه سطح آب زیرزمینی در قسمت‌های وسیعی از جهان انجامیده، به طوری که آفت منطقه‌ای منابع آب زیرزمینی به یک مسئله جهانی تبدیل شده است. کم شدن سطح آب زیرزمینی و تهی شدن سفره‌های زیرزمینی و پیامدهای آن از جمله افزایش هزینه‌های استحصال آب، نشست زمین و کاهش کیفیت آب در مناطق مختلف دنیا همچون آمریکا، ایتالیا، ژاپن، انگلستان و غیره مشهود است. قسمت اعظم مساحت کشور ایران از نظر جغرافیایی در کمربند خشک و نیمه خشک زمین با بارندگی کم قرار دارد. در سده اخیر با توجه به رشد جمعیتی، پیشرفت‌های تکنولوژی، گسترش و تنوع کشاورزی، نظارت بر تغییرات زمانی و مکانی آب‌های زیرزمینی می‌تواند مفید باشد.

زلزله، نتیجه انرژی رها شده هنگام حرکت سریع گسل‌های فعال است. در واقع تجمع فشار بیش از حد در داخل سنگ‌ها و طبقات درونی زمین باعث آزاد شدن انرژی و وقوع زلزله می‌شود. زلزله، یکی از فاجعه‌های ویران‌کننده‌ای می‌باشد که بشر با آن مواجه است. هر ساله هزاران نفر در اثر زلزله کشته شده و ده‌ها هزار نفر در اثر این بلای طبیعی بی‌خانمان می‌شود. این حوادث علاوه بر تأثیر در زندگی جوامع بشری، گاهی باعث تغییر در شرایط اقلیمی و بومی یک منطقه خواهد شد. از جمله این زلزله‌ها، زلزله سال ۱۹۰۶ در سواحل شمال سانفرانسیسکو در ایالت متحده کالیفرنیا می‌باشد که باعث تخریب و آتش‌سوزی در شهر گردید. با توجه به شمار تلفات این حادثه طبیعی همچنان یکی از پرتلفات‌ترین حوادث طبیعی تاریخ ایالت کالیفرنیا به شمار می‌رود. رخ دادن زلزله بزرگ سوماترا در سال ۲۰۰۴ در نزدیکی مناطق اقیانوسی و به‌وجود آمدن سونامی ناشی از آن، جغرافیای منطقه را در هم ریخت و جان بسیاری از افراد را گرفت. زلزله شیلی در سال ۲۰۱۰ و زلزله توهوکو در سال ۲۰۱۱ در شمال شرقی اقیانوس ژاپن، از اتفاقات تلخ و زیان‌بار در دهه‌های گذشته است.

بر اساس اطلاعات پژوهش‌های مراکز علمی، ایران روی گسل‌های زلزله قرار دارد. همواره احتمال بروز زلزله‌های مختلف با قدرت‌های گوناگون در کشور ما وجود دارد. تغییر شکل‌های پوسته زمین ناشی از زلزله‌ها در ایران عمدتاً به علت همگرایی دو صفحه تکتونیکی اوراسیا و عربی می‌باشد که با جابجایی گسل‌ها و پدیده‌های کوهزایی خود را نشان می‌دهد. وجود کوه‌های زاگرس نشانه‌ای از برخورد دو صفحه

قاره‌ای می‌باشد. زلزله‌های رودبار و منجیل در سال ۱۹۹۰ با شدت ۷/۴ ریشتر از بزرگترین و مرگبارترین زلزله‌ها در کشور به شمار می‌رود. زلزله بم در سال ۲۰۰۳ نمونه‌ای از خسارات بزرگ زلزله بر زندگی بشر بوده است. به‌طور کلی بر اساس آمارها ۲۱ مورد زلزله بزرگ در ۱۰۰ سال اخیر در ایران رخ داده است که زلزله کرمانشاه با قدرت ۷/۲ ریشتر در سال ۲۰۱۷ را می‌توان به این آمار افزود. هدف نهایی بسیاری از محققان پیش‌بینی زلزله‌هاست تا بتوانند با روشی مناسب از وقوع این پیشامدها جلوگیری کنند.

در روش گرانی‌سنجی (گراویمتری)، با علم به اینکه هر گونه تغییر در توزیع جرم و دانسیته زمین باعث تغییر میدان گرانی آن می‌شود، در بسیاری از زمینه‌ها مانند اکتشاف منابع زیرزمینی، کشف فروچاله‌ها، پیش‌بینی زلزله‌ها، بررسی حرکات تکتونیکی صفحات پوسته زمین و بررسی فرآیندهای آتشفشانی دارای کاربرد می‌باشد. با پی بردن به اهمیت میدان در علوم مختلف به دنبال راهی برای رسیدن به آن هستند. به‌طور کلی روش‌های اندازه‌گیری میدان گرانی زمین را می‌توان به اندازه‌گیری سطحی، هوایی و ماهواره‌ای تقسیم‌بندی کرد. اندازه‌گیری سطحی گرانی، شامل اندازه‌گیری‌های زمینی با دقت چند میکروگال توسط گراویمترهای نسبی مانند CG3-M، CG5 است. اما در این روش اندازه‌گیری اطلاعات جامعی از میدان گرانی بدست نمی‌آید. به‌طور کلی اندازه‌گیری مستقیم میدان گرانی و دیگر کمیت‌های مرتبط با آن، در تمامی فضای زمین امکان‌پذیر نیست. برای مثال در دریاها از داده‌های آلتیمتری برای تعیین آنومالی‌های گرانی و تعیین ژئوئید استفاده می‌شود.

یکی از روش‌های تعیین میدان گرانی زمین استفاده از ژئودزی جاذبی ماهواره‌ای^۱ است. اولین مأموریت‌های اندازه‌گیری ماهواره‌ای در اواخر سال ۱۹۶۰، به وسیله ماهواره‌های لیزری^۲ (SLR) انجام شد [۱]. ماهواره SLR تکنیکی برای اندازه‌گیری فاصله بین ایستگاه زمینی و مدار ماهواره‌ای با استفاده از زمان رفت و برگشت یک پالس لیزری است. اطلاعات مدار ماهواره به صورت ضرایب هارمونیک کروی

¹ Satellite gravimetric geodesy

² Satellite Laser Ranging

تا درجه و مرتبه محدود در اختیار قرار می‌گیرد. به علت ارتفاع زیاد مدار این ماهواره از زمین (۵۰۰۰ - ۱۰۰۰ کیلومتر) و توزیع ضعیف ایستگاه‌های ردیابی لیزری SLR تنها قادر تولید درجات پایین (تقریباً تا درجه ۲۰) میدان گرانی هستند. بنابراین برای تعیین میدان گرانی ترکیب داده‌های ماهواره‌ای و زمینی ضروری است.

با پیشرفت تکنولوژی در علوم فضایی و در دسترس نبودن اطلاعات یکپارچه در بازیابی میدان گرانی، گرانی‌سنجی ماهواره‌ای با دو تکنیک ردیابی ماهواره به ماهواره^۱ (SST) و گرادیومتری ماهواره‌ای^۲ (SGG) وارد مرحله اجرایی شد. این ماهواره‌ها در مداری نزدیک به قطب زمین در ارتفاع کم، با محاسبه تغییر توزیع جرم در خشکی‌ها و اقیانوس‌ها در مقیاس جهانی و پریود زمانی نسبتاً کوتاه اطلاعات بسیار سودمندی از میدان گرانی و شکل زمین در اختیار قرار می‌دهند. تغییرات سطح دریا، ذوب یخ، ذخیره آب‌های زمین و شدت خشکسالی در مناطق خاص، تنها از موارد معمول استفاده از تغییرات زمانی مدل‌های میدان گرانی ماهواره‌های گرانی‌سنجی است. در راستای این مأموریت‌ها، ماهواره‌های چمپ^۳ [۲]، گریس^۴ [۳] و گوس^۵ [۴] به فضا پرتاب شدند.

اولین مأموریت ماهواره‌های کم ارتفاع با پرتاب ماهواره چمپ در جولای سال ۲۰۰۰ میلادی توسط مرکز علوم تحقیقات آلمان^۶ (GFZ) از ایستگاه پلستسک^۷ روسیه به فضا پرتاب شد. ماهواره چمپ در یک مدار تقریباً دایره‌ای و قطبی با زاویه میل ۸۷ درجه و ارتفاع ۵۰۰ کیلومتر از سطح زمین کار می‌کرد. این مأموریت با هدف تعیین میدان گرانی زمین و تغییرات زمانی آن طراحی شد. سنسورهای مختلفی در برد ماهواره وجود دارد. از جمله می‌توان به گیرنده دو طرفه سیستم موقعیت‌یابی جهانی (GPS) شتابسنج سه محوری، بسته ابزار مگنتومتر، رطوبت‌سنج یونی دیجیتال و آرایه رگولاتور اشاره کرد. با

¹ Satellite-To-Satellite Tracking

² Satellite Gravity Gradiometry

³ Challenging Minisatellite Payload

⁴ Gravity Recovery and Climate Experiment

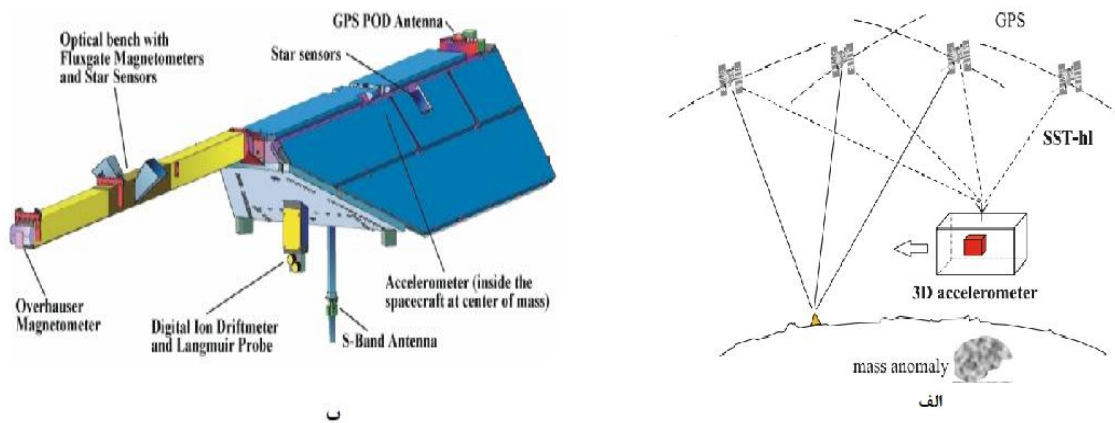
⁵ Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Explore

⁶ Geo Forschungszentrum

⁷ Plesetsk

استخراج اطلاعات حاصل از GPS می‌توان مدار ماهواره را با دقت بالایی محاسبه کرد. همچنین با کمک این اطلاعات می‌توان میدان مغناطیسی کره زمین را تعیین کرد و به انجام مطالعات آب و هوایی پرداخت. هر چند که با پرتاب این مأموریت دقت و قدرت تفکیک مکانی مدل‌های جهانی میدان گرانی زمین در طول موج‌های بلند و متوسط به‌طور قابل توجهی بهبود یافت. ولی به دلیل میرایی سیگنال ارتفاع ماهواره، چمپ دقت مورد نظر را در مدل‌های ژئوپتانسیل ندارد.

این مأموریت از ردیابی ماهواره به ماهواره در حالت زیاد-کم^۱ (H-L SST) استفاده می‌کند. در این روش ماهواره چمپ در مداری پایین نسبت به سطح زمین در ارتفاع تقریباً چند صد کیلومتر در حال پرواز است که به آن مدار پایین زمین^۲ (LEO) گفته می‌شود (شکل ۱-۱). LEO به وسیله تغییرات جرمی که در زمین از روی آن در حال پرواز است جذب می‌شود، که این امر موجب اختلال در مدار ماهواره می‌شود. در نهایت موقعیت و سرعت آن توسط سیستم موقعیت‌یابی جهانی که در مداری بالا قرار دارند، ردیابی می‌شود. همچنین ماهواره چمپ با مجهز بودن به شتاب‌سنج‌های تعبیه شده روی بدنه آن قادر است نیروهای غیرگرانشی که بر روی LEO تأثیر می‌گذارد را اندازه‌گیری کند.



شکل ۱-۱: الف) تکنیک H-L SST [۵] ب) سیستم ماهواره چمپ [۶]

^۱ High-Low Satellite-To-Satellite Tracking

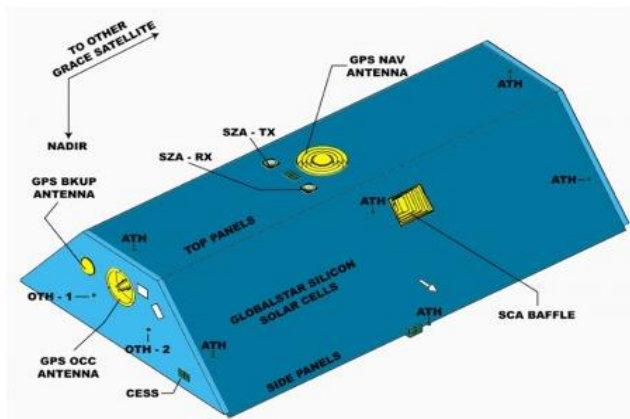
^۲ Low Earth Orbit

بنابراین برای غلبه بر این مشکل دو ماهواره گریس و گوس طراحی گردید. مأموریت گرانی‌سنجی ماهواره‌ای گریس مبتنی بر تکنیک SST با ساختاری تلفیقی از دو آرایش HL و LL (ردیابی دو ماهواره گرانی‌سنجی با ارتفاع مداری پایین نسبت به یکدیگر) مورد استفاده قرار گرفت. مطابق با ساختار SST-LL دو ماهواره گرانی‌سنجی در یک مدار به دنبال هم در حرکت هستند. در این تکنیک، زوج ماهواره گریس در ساختار LL به یک سامانه فاصله‌یابی بین ماهواره‌ای ماکروویو^۱ (KBR) مجهز است که فاصله بین ماهواره و تغییرات آن را با دقت چند میکرومتر اندازه‌گیری می‌کند. همچنین با استفاده از گیرنده GPS تعبیه شده در ماهواره توانایی اندازه‌گیری مدار آن را با دقت بالایی دارد. ماهواره گریس یک پروژه موفق در زمینه اندازه‌گیری میدان گرانی زمین با بیشترین پوشش جهانی و دقیق‌تر از پروژه‌های قبل از آن می‌باشد [۷].

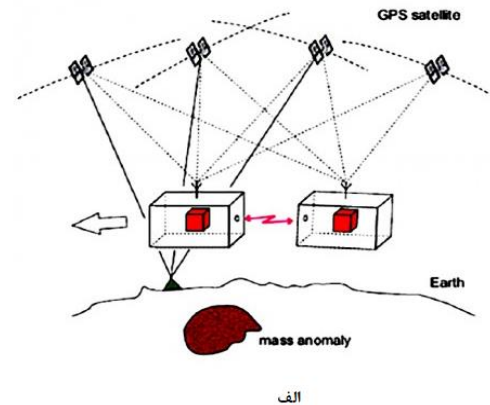
موقعیت هر یک از زوج ماهواره این مأموریت مطابق با ساختار SST-HL در شکل ۲-۱ آورده شده است. ماهواره گریس با استفاده از سیستم KBR، فاصله بین ماهواره‌ای را با دقت چند میکرومتر محاسبه می‌کند. همان‌طور که در شکل نشان داده شده در این ساختار، گریس با مجهز بودن به سیستم تعیین موقعیت جهانی مدار ماهواره را با دقت بالایی تعیین می‌کند. علاوه بر این شتاب‌سنج‌های تعبیه شده در برد ماهواره شتاب‌های غیرگرانشی را که با نیروی خارجی (فشار تابش خورشیدی، کشش اتمسفری و غیره) به وجود می‌آید، اندازه‌گیری می‌کند و به طور مستقیم در اندازه‌گیری‌های مدار ماهواره این نیروها تصحیح می‌شود. با توجه به این تجهیزات این ماهواره قادر خواهد بود میدان گرانی زمین را با دقت چند میکروگال در بازه زمانی مشخصی تعیین کند. با بررسی این میدان‌ها می‌توان به تغییرات جرم در زمین پی برد و با کمک این تغییرات به بررسی سایر پدیده‌ها (مانند تغییر سطح آب‌های زیرزمینی، تغییر شکل ناشی از زلزله و غیره) پرداخت. بنابراین یکی از اهداف اصلی این پروژه ماهواره‌ای تعیین تغییرات میدان گرانی زمین می‌باشد. از اهداف فرعی این مأموریت جمع‌آوری داده‌های مورد نیاز برای بررسی

^۱ K-Band Ranging System

تأثیر شکست توپوسفری و یونوسفری بر روی سیگنال‌های سامانه تعیین موقعیت ماهواره‌ای مانند GPS می‌باشد.



ب



الف

شکل ۱-۲: الف) تکنیک H-L SST [۵] ب) سیستم ماهواره گریس [۸]

در حال حاضر ماهواره گوس آخرین ماهواره برای اندازه‌گیری میدان گرانی زمین است که توسط مأموریت آژانس فضایی اروپا^۱ (ESA) در ۱۷ مارس ۲۰۰۹ بر روی مدار زمین قرار گرفته است. این ماهواره در مداری نزدیک به قطب زمین با زاویه میل ۹۶/۷ درجه با ارتفاع تقریباً ۳۰۰ کیلومتر در فضا قرار گرفت. بنابراین به علت ارتفاع پایین آن نسبت به سطح زمین، قادر است طول موج‌های کوتاه‌تری از میدان گرانی را اندازه‌گیری کند. بر اساس مشاهدات گرادایومتر سه بعدی نصب شده روی بدنه ماهواره، گرادایان‌های میدان گرانی به عنوان مشاهدات مبتنی بر تکنیک گرادایومتری ماهواره‌ای (SGG) اندازه‌گیری می‌شود. ماهواره گوس با مجهز بودن به شتاب‌سنج فوق حساس و گیرنده GPS، میدان گرانی استاتیک را با دقت و تفکیک فضایی بالا تعیین می‌کند. به عنوان آخرین کاربرد از مأموریت گوس می‌توان به تعیین عمق لایه جداکننده پوسته از جبهه (انفصال موهورویچ) با استفاده از داده‌های گرادایومتری این ماهواره اشاره کرد.

^۱ European Space Agency

۱-۲- مروری بر مطالعات انجام شده

برنامه اصلی ماهواره گرانی‌سنجی گریس تعیین چرخه هیدرولوژیکی زمینی از طریق اندازه‌گیری تغییرات جرم آب در داخل کره زمین، خاک، مخازن سطحی و برف با دقت چند میلی‌متر از نظر ارتفاع و وضوح فضایی تقریباً ۴۰۰ کیلومتر است [۱۰، ۱۶]. سیگنال اصلی گریس تغییرات کلی ارتفاع آب معادل^۱ (EWH) که شامل: مناطق پوشیده از برف، رطوبت خاک، آب‌های سطحی و آب‌های زیرزمینی در تمام عمق‌ها است را نشان می‌دهد. به این ترتیب، داده‌های گریس متفاوت از سایر ماهواره‌های سنجش از دوری می‌باشد که معمولاً به مشاهدات در نزدیکی زمین محدود می‌شود. با توجه به سهم تغییرات آب‌های زیرزمینی در تغییرات کلی ذخایر آب، سنجش از دور آب‌های زیرزمینی با استفاده از گریس، با اندازه‌گیری‌های سطحی امکان پذیر شد. وار و همکاران [۱۶]، برآوردی از تغییرات میدان گرانی زمین با استفاده از خروجی مدل‌هایی مانند هیدرولوژی، اقیانوس‌شناسی و جوی ارائه دادند و با استفاده از مشاهدات شبیه‌سازی شده نشان دادند که گریس توانایی اندازه‌گیری میزان تغییرات ضخامت لایه آب با دقتی حدود دو میلی‌متر و تغییرات فشارهای کف اقیانوسی را با دقتی بهتر از ۰/۱ میلی‌متر فراهم می‌کند. رودل و همکاران [۱۷]، با استفاده از داده‌های تغییرات کلی ذخایر آب ناشی از گریس، رطوبت خاک و سایر داده‌های کمکی به تحلیل تغییرات آب‌های زیرزمینی پرداختند. سونسن و همکاران [۱۸]، دریافتند بازیابی تغییرات کلی ذخیره آب معادل بر اساس ماهواره گریس نیاز به بررسی اثرات نوفه‌های طول موج کوتاه دارد. آنها برای غلبه بر این خطا از تابع میانگین‌گیری گوسین استفاده کردند. آنها دریافتند بازیابی تغییرات کلی ذخیره آب معادل، برای حوزه‌های بزرگ رودخانه‌ای معتبر است. وار و همکاران [۱۹]، با استفاده از داده‌های یازده ساله ماهواره گرانی‌سنجی گریس به بررسی تغییرات ذخایر آب در سه حوزه آبی دره می‌سی‌سی‌پی، آمازون و خلیج بنگال پرداختند. آنها با مقایسه مقادیر میدان گرانی در چندین ماه به این نتیجه رسیدند که دقت مدل‌های ماهانه گریس دو مرتبه بهتر از دقت

¹ Equivalent water Height

بهترین مدل‌های جهانی گرانی است. اندرسون و همکاران [۲۰]، با استفاده از داده‌های ماهواره گریس و مدل سیستم تحلیل و شبیه‌سازی جهانی^۱ (GLDAS) به تعیین تغییرات ذخیره‌ی آب زیرزمینی، بین سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۰۳ میلادی، در اروپای مرکزی پرداختند. نتایج آنها نشان داد میزان ذخیره آب زمینی در سال ۲۰۰۳، در حدود ۸ سانتی‌متر کاهش یافته است. علت این کاهش ذخایر آب را گرمای بی‌سابقه در سال ۲۰۰۳ دانستند. همچنین در این پژوهش علاوه بر دقت بالای داده‌های ماهواره گریس با ایستگاه‌های زمینی، اندازه‌گیری تغییرات گرانی زمین، تطابق کاملی را بین داده‌های ماهواره گرانش‌سنجی گریس با مدل هیدرولوژی GLDAS مشاهده کردند. هو و همکاران [۲۱]، با استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی گریس به این نتیجه دست یافتند که تغییرات کلی ذخیره آب معادل در رودخانه یانگ تسه به بزرگی ۳/۴ سانتی‌متر معادل ارتفاع آب می‌رسد، که حداکثر مقدار آن در فصل بهار و اوایل پاییز رخ می‌دهد. محققان با استفاده از داده‌های پنج ساله گریس از تغییرات کلی ذخیره آب معادل در چین متوجه شدند که در مناطق شمالی آن نرخ سالانه ۲/۴ سانتی‌متر کاهش می‌یابد [۲۲، ۲۳]. اوانگه و همکاران [۲۴]، با استفاده از داده‌های ۴۵ ماهه ماهواره گریس، میزان تغییرات آب ذخیره شده دریاچه ویکتوریا در آفریقا را از آوریل ۲۰۰۲ تا آوریل ۲۰۰۶ مورد مطالعه قرار دادند. نتایج آنها نشان دهنده کاهش میزان آب در سطح دریاچه ویکتوریا با نرخ ۱/۸۳ کیلومتر مکعب در ماه، در این بازه است. مطالعات نشان می‌دهد که سنجش تغییرات کلی ذخیره آب حاصل از گریس با اندازه‌گیری‌های زمینی و مدل‌های هیدرولوژیکی در مقیاس فضایی حاصل می‌شود. افراد زیادی در این زمینه مطالعه کرده‌اند و دریافته‌اند که با داده‌های گرانی گریس می‌توان برای نظارت بر سیستم‌های هیدرولوژیکی مورد استفاده کرد. برای این منظور از پنج مدل آب و هوایی و همچنین مدل GLDAS استفاده کردند [۲۲، ۲۵، ۲۶]. استراسبرگ و همکاران [۲۷]، از داده‌های ماهواره گرانی‌سنجی گریس برای نظارت بر ذخیره آب‌های زیرزمینی در منطقه نیمه خشکی واقع در ایالت متحده استفاده کردند. نتایج آن‌ها نشان می‌دهد که

^۱ Global Land Data Assimilation System

مقادیر ارزیابی شده به وسیله ماهواره گریس همبستگی خوبی با داده‌های برداشت شده زمینی به وسیله سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده^۱ (USGS) دارد. اگزویور و همکاران [۲۸]، ارتباط بین مقدار آب‌های زیرزمینی اندازه‌گیری شده، رطوبت خاک و تغییرات کلی ذخیره آب ناشی از گریس را مورد مطالعه قرار دادند و منابع خطا را در تخمین آب‌های زیرزمینی بر اساس داده‌های گریس در چندین بازه زمانی بررسی کردند. لانگورن و همکاران [۲۹]، با استفاده از داده‌های ماهواره گرانی‌سنجی گریس طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۷ منطقه‌ای به مساحت ۲۰۰ کیلومتر را مورد ارزیابی قرار دادند. آنها پس از مقایسه‌ی روند تغییرات ذخیره آب با استفاده از ماهواره گریس، مدل GLDAS و چاه‌های پیرومتری به این نتیجه رسیدند که ماهواره گریس روند ذخیره آب را نسبت به مدل GLDAS بهتر نشان می‌دهد. وانگ و همکاران [۳۰]، با ترکیب داده‌های تعیین موقعیت جهانی (GPS) و گریس ارزیابی دقیق تغییرات کلی ذخیره آب معادل را در شمال اروپا و آمریکای شمالی بدست آوردند. مطالعات آنها نشان داد که در دهه گذشته، افزایش شدیدی در ذخیره‌سازی آب در آمریکای شمالی و اسکاندیناوی رخ داده است. چن و همکاران [۳۱]، با هدف یافتن روشی برای افزایش دقت در داده‌های ماهواره گرانی‌سنجی گریس به بررسی داده‌های گرفته شده از مراکز پردازش CSR، JFZ، JPL و همچنین ارائه مدل ماهانه جدیدی با درجه/مرتبه ۶۰ که توسط ماهواره گریس پوشش داده شده است، طی دوره ژانویه ۲۰۰۳ تا دسامبر ۲۰۱۲ پرداختند. در این مطالعه از فیلتر گوسین با شعاع میانگین‌گیری ۳۰۰ کیلومتر برای حذف آثار نوفه و نوارشدگی استفاده کردند. در نهایت با مقایسه‌ی تغییرات جرم بر مبنای ارتفاع آب معادل در داده‌های اصلاح شده و اصلاح نشده‌ی ماهواره گریس این نتیجه بدست آمد که روند تغییرات در داده‌های اصلاح شده بهبود یافته است و همچنین این تغییرات جرم در حوزه رودخانه ساینٹ لارنس^۲ تطابق خوبی را با داده‌های مدل GLDAS نشان می‌دهد. محققان با استفاده از تغییرات منابع آب زیرزمینی سالانه ناشی از داده‌های گریس و مدل GLDAS و تغییرات ذخیره سطح آب زیرزمینی برآورد شده از چاه‌های

^۱ United states Geological Survey

^۲ Saint Lawrence

مشاهده‌ای نشان دادند که تطابق خوبی بین تغییرات ذخیره آب زیرزمینی بدست آمده از مشاهدات گریس و تغییرات منابع آب سالانه در شش حوزه رودخانه شمال چین وجود ندارد. در حالی که این مطالعات انجام شده در دو دشت واقع در چین مطابقت نسبتاً خوبی بین تغییرات بدست آمده با استفاده از گریس و چاه‌های مشاهده‌ای را نشان می‌دهد [۳۲]. ماهواره گریس طی ۱۶ سال مأموریت خود (از مارس ۲۰۰۲ تا ژوئن ۲۰۱۷) اطلاعات بسیار مهمی در تعیین تغییرات ذخایر آب با وضوح مکانی و زمانی بی‌سابقه ارائه کرده است. این ماهواره مجموعه داده‌های بی‌نظیر را برای مطالعه توزیع مجدد جرم آب در مقیاس وسیع در اختیار قرار داده و برای اولین بار امکان نظارت بر تغییرات آب زیرزمینی را از مقیاس منطقه‌ای به جهانی فراهم کرد. با تمام شدن این مأموریت، سازمان ناسا و مرکز تحقیقات علوم زمین تصمیم گرفت تا ماهواره ((GRACE Follow-On (GRACE-FO)) را برای تداوم مأموریت گرانی‌سنجی گریس برنامه‌ریزی کند [۳۳].

در ایران نیز مطالعات متعددی در زمینه توانایی ماهواره گرانی‌سنجی گریس با کمک مدل هیدرولوژی GLDAS در بدست آوردن میزان تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی انجام شده است که می‌توان به مواردی از این تحقیقات اشاره کرد:

نجفی علمداری و همکاران [۳۴] با استفاده از داده‌های ماهواره گریس طی بازه زمانی ۷۲ ماه، از سال ۲۰۰۳ تا ۲۰۰۹ میلادی، با به‌کار بردن دو فیلتر کامل و گوسین جهت حذف خطای نواری به محاسبه تغییرات جرم بر حسب ضخامت لایه‌ی آب معادل پرداختند. همچنین با کمک داده‌های حاصل از مدل GLDAS و داده‌های مشاهداتی چاه‌های پیزومتری تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی در ایران را محاسبه کردند. نتایج این بررسی تطابق مناسبی بین تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی بدست آمده از ماهواره گرانی‌سنجی گریس و مشاهدات زمینی نشان می‌دهد. شریفی و همکاران [۳۵]، از داده‌های سطح دو ماهواره گریس به منظور ارزیابی توانایی پایش خشکسالی در ایران طی دوره مطالعاتی ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۰ میلادی استفاده کردند. نتایج حاصل کاهش سطح آب معادل را در بازه زمانی ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۰ نشان می‌دهد. در حالی که نتایج بدست آمده از مدل هیدرولوژی GLDAS هیچ‌گونه کاهشی در میزان سطح

آب معادل طی دوره مذکور نشان نمی‌دهد. آنها برای بررسی عملکرد مدل هیدرولوژی GLDAS و داده‌های گرانی‌سنجی گریس از داده‌های میانگین میزان بارش ماهانه ثبت شده توسط ایستگاه‌های هواشناسی استفاده کردند. تغییرات در میزان نزولات جوی در این دوره زمانی نشان‌دهنده کاهش میزان بارش در این بازه می‌باشد که با نتایج گریس مطابقت دارد.

فروتن و همکاران [۳۶] با استفاده از داده‌های گریس و مدل هیدرولوژی GLDAS در بازه اکتبر ۲۰۰۲ تا مارس ۲۰۱۱ تغییرات ماهانه میدان گرانی برای یک منطقه وسیع در ایران را محاسبه کردند. آنها تغییرات در دریای خزر، خلیج فارس، عمان و دریای آرال را مدل‌سازی کردند و این اثرات را از داده‌های محاسبه شده از دو خروجی گریس و GLDAS کم کردند. نتایج نشان داد که دامنه سالانه ذخیره کلی آب در دریای خزر ۱۵۲ میلی‌متر، ۱۰۱ میلی‌متر بیشتر از خلیج فارس و عمان و ۷۱ میلی‌متر بیشتر از دریای آرال است. همچنین از ژانویه سال ۲۰۰۵ در اکثر نقاط ایران، به ویژه در بخش‌های مرکزی و شمال غربی کاهش زیادی با نرخ ۱۵ میلی‌متر در سال را نشان دادند. جودکی و همکاران [۳۷] به منظور ارزیابی سهم بشر در کاهش آب‌های زیرزمینی طی فوریه سال ۲۰۰۳ تا دسامبر ۲۰۱۲، با استفاده از مشاهدات ماهواره گرانی‌سنجی گریس، مدل آب‌های سطحی زمین و داده‌های چاه‌های پیژومتری به بررسی تغییرات ماهانه آب‌های زیرزمینی در منطقه خاورمیانه پرداختند. نتایج نشان‌دهنده کاهش چشمگیر ذخایر آب در غرب ایران و شمال عراق بود. با حذف اثرات طبیعی کاهش آب‌های زیرزمینی با استفاده از مدل سطح خشکی^۱ (CLM)، به این نتیجه دست یافتند که بیش از نیمی از کاهش آب‌های زیرزمینی در این منطقه به علت برداشت بی‌رویه آب است.

اشرف‌زاده [۳۸] برای برآورد تغییرات ماهانه سطح آب‌های زیرزمینی جنوب کشور، طی دوره اگوست ۲۰۰۲ تا آوریل ۲۰۱۵، از داده‌های سطح دو ماهواره گریس استفاده کردند. آنها به این نتیجه رسیدند کاهش شدید روند سطح آب زیرزمینی طی دوره اگوست ۲۰۰۲ تا سپتامبر ۲۰۱۲ در جنوب و غرب ایران است. با حذف اثرات هیدرولوژی مانند رطوبت خاک، برف، آب‌های سطحی با استفاده از مدل

¹ Community Land Model

GLDAS از روی ذخایر آب بدست آمده از داده‌های ماهواره گریس این نتیجه گرفته شد که بیشترین میزان کاهش آب در دراز مدت به علت کاهش آب‌های زیرزمینی است. آنها همچنین با کمک مدل CLM و حذف اثرات طبیعی کاهش آب‌های زیرزمینی از روی کل آب‌های زیرزمینی توانستند کاهش انسانی آب‌های زیرزمینی را برآورد کنند. نتایج گویای آن بود که کاهش سطح آب‌های زیرزمینی در جنوب کشور به دلیل خشکسالی بعد از سال ۲۰۰۷، خطر کاهش آب‌های زیرزمینی در این منطقه را تشدید می‌کند. فرجی و همکاران [۳۹] به بررسی توانایی داده‌های ماهواره گریس در دستیابی آسان و سریع به اطلاعات تغییرات منابع آبی استان قزوین پرداختند. در این پژوهش برای صحت‌سنجی داده‌های ماهواره گریس از داده‌های مدل سطح زمین GLDAS و داده‌های مشاهداتی چاه‌های پیژومتری استفاده شد. نتایج نشان می‌دهد ماهواره گرانی‌سنجی گریس که فقط به منظور برآورد تغییرات ذخیره آب تولید شده است، برآورد خوبی از روند تغییرات ذخیره آب و همچنین تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی در اختیار کاربران قرار می‌دهد.

در زمینه مطالعات تغییرات جرم و ژئودینامیک با ماهواره گریس می‌توان به مطالعات زیر اشاره نمود:

چاو و همکاران [۴۰] نشان دادند رخداد زلزله‌های بزرگ بر دوران زمین و همچنین ضرایب هارمونیک درجه پایین پتانسیل گرانی زمین اثرگذار است. آنها بیان کردند زلزله‌هایی که بتواند در ضریب بیضویت زمین (J_2) تغییر ایجاد کند از لحاظ بزرگی باید بسیار بزرگ باشند. لذا در سری‌های بسط هارمونیک‌های کروی تغییرات جرم مهم تلقی می‌شود. بعد از قرار گرفتن ماهواره‌های گرانی‌سنجی گریس در مدار زمین، تعیین و نمایش تغییر شکل‌های ناشی از زلزله‌های بزرگ با استناد بر داده‌های ماهواره گریس، بیش از پیش مورد توجه قرار گرفت. سان و همکاران بر اساس تئوری جابجایی [۴۱] و استفاده از اعداد لَو و پارامترهای سه زلزله (زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴، ۲۰۰۲ و هوکایدو در سال ۲۰۰۳) به تعیین بیشینه بزرگی زلزله قابل نمایش به وسیله گریس پرداختند [۴۲]. نتیجه تحقیقات آنها نشان داد که ماهواره گریس توانمندی آشکارسازی تغییرات حاصل از زلزله‌های بزرگ با قدرت بیشتر از ۷/۵ ریشتر را دارد. با معرفی تئوری جابجایی اعداد لَو و تغییر پتانسیل گرانی ناشی از تغییر جرم و ارتفاع، آنها

موفق شدند که روابط ریاضی زمان وقوع زلزله را بدست آورند و برای چهار گسل اصلی مقدار تابع پتانسیل را محاسبه نمایند. آنها نشان دادند که در صورت وجود ضرایب هارمونیک‌های کروی گریس در زمان وقوع زلزله آلاسکا در سال ۱۹۶۴ می‌توانستند به تعیین تغییر شکل‌های زمین ناشی از آن دست یابند. بائو و همکاران [۴۳]، با استفاده از شبیه‌سازی عددی یک سونامی نتیجه گرفتند که سونامی حاصل از زلزله سوماترا-آندمان به وسیله دو ماهواره گریس قابل تشخیص است. هان و همکاران [۴۴]، برای اولین بار از داده‌های گریس برای بازیابی زلزله سوماترا با استفاده از داده‌های سطح یک مدل‌های ژئوپتانسیل آن پرداختند و اندازه‌گیری‌های ثبت شده را برای برآورد تغییرات میدان گرانی استفاده کردند. آنها همچنین به منظور حذف اثر نوارشدگی در داده‌های گریس از فیلتر گوسین با شعاع ۵۰۰ کیلومتر استفاده کردند.

چن و همکاران [۱۴]، با بررسی تغییرات ژئوئید در بازه‌های زمانی مختلف، با استفاده از داده‌های ماهواره گریس به مطالعه تعیین تغییرات ناشی از زلزله‌های بزرگ پرداختند. آنها توانستند تغییرات ژئوئید در اطراف گسل‌ها را با استفاده از داده‌های مرحله دو گریس بدست آورند. با توجه به توانایی ماهواره گریس در ثبت تغییرات ناشی از جابجایی جرم، در طی سال‌های اخیر بسیاری از زمین‌شناسان برای تجزیه و تحلیل زلزله در منطقه سوماترای اندونزی تحقیقات وسیعی انجام دادند [۱۴، ۴۴-۴۸]. اوگاوا و همکاران [۴۵]، با استفاده از داده‌های سطح دو ماهواره گریس و اعمال فیلتر گوسین جهت حذف خطای نواری توانستند با برآورد تغییرات ژئوئیدی سیگنال زلزله سوماترا را با دامنه و قدرت تفکیک مکانی بالا بازیابی کنند. آنها همچنین سیگنال سالانه، نیم‌سالانه و پارامترهای زلزله را مدل‌سازی کردند.

تحقیقات نشان داده است که دریافت سیگنال زلزله از داده‌های جهانی گریس از سه دیدگاه مهم می‌باشد [۴۸]: الف) پوشش یکنواخت داده‌ها در مقیاس جهانی این امکان را فراهم می‌نماید به مطالعه مناطق وقوع زلزله حتی در بخش‌هایی که پوشیده از آب است، پرداخته شود. ب) بازیابی تغییرات قائم ارتفاعی از روی داده‌های گرانی گریس، با تغییرات کوچک سامانه موقعیت‌یابی جهانی (GPS) آنها قابل اندازه‌گیری است. ج) داده‌های گرانی گریس اطلاعات مربوط به تغییرات چگالی را در اعماق مختلف

زمین ارائه می‌دهند. علاوه بر تحقیقات روی زلزله سوماترای اندونزی، بررسی و شناسایی زلزله مائول شیلی (۲۰۱۰) و زلزله توهوکوی ژاپن (۲۰۱۱) با استفاده از داده‌های گریس انجام شده است [۱, ۴۴]. پژوهش‌های انجام شده نشان می‌دهد که از داده‌های گرانی ماهواره گریس می‌توان در اندازه‌گیری دگرشکلی‌های ناشی از زلزله‌های بزرگ، تغییرات جزرومد، توزیع جرمی و تغییر در آن و جابجایی جرمی ناشی از کاهش حجم آب‌های زیرزمینی در کلیه نقاط سطح زمین استفاده نمود.

۱-۳- اهداف تحقیق

۱- محاسبه تغییرات میدان گرانی زمین در یک محدوده مشخص با استفاده از داده‌های ماهواره گریس و نمایش اثر نوارشدگی در راستای شمال- جنوب و همچنین اعمال فیلترهای مختلف جهت حذف این آثار

۲- بدست آوردن ژئوئید، آنومالی جاذبه و تغییرات کلی ذخیره آب با استفاده از داده‌های ماهواره گریس
۳- محاسبه تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی و بررسی اثر وقوع زلزله‌های بزرگ با استفاده از داده‌های ماهواره گریس

۱-۴- ساختار پایان‌نامه

با توجه به موارد گفته شده، جهت رسیدن به اهداف مذکور، ساختار کلی پایان‌نامه به صورت زیر تنظیم شده است. در فصل اول کلیاتی در رابطه با فعالیت ماهواره‌های گرانی‌سنجی، سوابق کاربرد آنها در شناسایی مناطق زلزله و تغییرات آب‌های زیرزمینی و ساختار پایان‌نامه اشاره شده است. در فصل دوم ابتدا تعاریف پایه‌ای مانند مفهوم میدان پتانسیل، میدان گرانی و گریز از مرکز بیان می‌شود. در ادامه در خصوص هارمونیک‌های کروی و بسط هارمونیک‌های جاذبی بر حسب هارمونیک‌های کروی و نیز تجزیه و تحلیل هارمونیک‌های کروی را مطرح شده و روابط مرتبط با آن نمایش داده می‌شود. در ادامه به

بررسی ماهواره گریس، مدل‌های ژئوپتانسیل و نقش آن‌ها در تعیین تغییرات زمانی میدان گرانی زمین پرداخته می‌شود. همچنین توانایی داده‌های گریس در نمایش یا عدم نمایش تغییرات جرمی ناشی از آب و تغییر شکل زمین ناشی از زلزله، مورد بررسی قرار گرفته شده است.

در فصل سوم با استفاده از تغییرات زمانی میدان و مدل‌های ماهانه بر گرفته از ماهواره گریس، ابتدا به محاسبه تغییرات پتانسیل و اعمال فیلترهای گوسین، فان و destriping برای حذف اثر نوارشدگی ناشی از حرکت مداری پرداخته می‌شود. سپس محاسبات مربوط به سایر تابع‌های میدان از جمله تعیین تغییرات ژئوئید، آنومالی گرانی به نمایش گذاشته خواهد شد. توانایی داده گریس در نمایش تغییر شکل زمین ناشی از رخداد زلزله مورد بررسی قرار می‌گیرد. سپس به محاسبه تغییرات سطح آب زیرزمینی با داده‌های گریس پرداخته شده است. برای این کار برنامه‌های مختلفی در محیط نرم‌افزار متلب نوشته شده است.

فصل چهارم به کارگیری داده‌های گرانی ماهواره‌ای جهت شناسایی تغییر شکل زلزله‌های بزرگ و سطح آب زیرزمینی ارائه خواهد شد.

فصل ۲

تغییرات زمانی میدان گرانی زمین

شکل دینامیک زمین در مقیاس بزرگ ناشی از تغییرات جرم است. این تغییرات جرمی را می‌توان بر اثر پدیده‌های مختلف ژئوفیزیکی از جمله تغییرات فشار اتمسفری، جزرومد، بازگشت زمین به دوره قبل از عصر یخبندان، چرخه آب و تغییر شکل زمین ناشی از وقوع زلزله‌ها دانست. تغییرات فشار اتمسفری ناشی از حرارت خورشیدی باعث تجمع برف و باران در زمین می‌شود. تغییرات آب و هوایی اخیر و گرم شدن زمین به علت نوسانات بزرگ مقیاس جرم ناشی از افزایش یا کاهش یخ در یخچال‌های کوهستانی و تغییر جرم صفحات یخی در گرینلند است. جریان‌های همرفتی گوشته در داخل زمین باعث وقوع فعالیت‌های آتشفشانی و زلزله می‌شود. زلزله‌ها با جابجایی گسل‌ها، باعث تغییرات هندسه و دانسیته توپوگرافی و تغییر جرم‌های زیرسطحی می‌شوند. تغییرات در ذخیره‌سازی آب‌های زمینی منجر به توزیع مجدد جرم در سیستم زمین می‌شود. این پدیده‌های ژئوفیزیکی که با تغییرات جرم (مانند تغییر در مقدار یخ، آب، مواد پوسته و گوشته) همراه هستند، باعث تغییرات در میدان گرانی می‌گردند. بنابراین میدان گرانی متغیر با زمان راهی برای درک دینامیک زمین و روند فیزیکی پدیده‌های مختلف ژئوفیزیکی است.

در دهه‌های گذشته پیشرفت تکنیک‌های ژئودزی جاذبی ماهواره‌ای، امکان تعیین تغییرات دقیق میدان گرانی زمین ناشی از تغییرات جرمی را با وضوح زمانی و مکانی بالا فراهم ساخته است. در ابتدای این فصل مفاهیم پایه‌ای نیروی جاذبه، گریز از مرکز و میدان گرانی زمین، پتانسیل گرانی و هارمونیک‌های کروی بیان می‌شود. توابع هارمونیک کروی و نقش آن‌ها در تعیین پارامترهای میدان گرانی زمین مورد بررسی قرار می‌گیرد. در قسمت بعد ماهواره گرانی‌سنجی گریس و نحوه تولید داده و بهبود دقت مدل‌های ژئوپتانسیل جهانی از طریق تکنیک‌های فضایی بیان می‌شود. در پایان تغییرات زمانی ناشی از آب‌های زیرزمینی و حرکات تکتونیکی (دو مورد از عوامل تغییر میدان گرانی) مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۲-۲- میدان گرانی

برای جسمی که هم دارای نیروی گرانش می‌باشد و هم دارای نیروی گریز از مرکز است، می‌توان یک میدان کلی در نظر گرفت که حاصل جمع برداری این دو میدان است. پتانسیل گرانی نیز از برآیند پتانسیل‌های گریز از مرکز و گرانش حاصل می‌شود [۴۹]:

$$W = W_g(\mathbf{r}) + W_c(\mathbf{r}) = G \iiint \frac{\rho(\vec{r}')}{|\vec{r} - \vec{r}'|} dv + \frac{1}{2} \omega^2 \dot{r}^2 \quad (۱-۲)$$

به دلیل عدم یکنواخت جرم در زمین، رابطه مشخصی برای چگالی زمین وجود ندارد. در نتیجه محاسبه پتانسیل گرانی از رابطه فوق ممکن نیست. یکی از روش‌های مرسوم برای تقریب میدان گرانی زمین، استفاده از بسط هارمونیک‌های کروی است. هارمونیک‌های کروی برای مدل‌سازی میدان گرانی در مقیاس جهانی مورد استفاده قرار می‌گیرند. به عبارت دیگر این توابع برای نمایش فرکانس‌های پایین میدان گرانی زمین مناسب هستند و کوچکترین تغییر در حوزه فرکانس، بزرگترین تغییرات را در ضرایب این هارمونیک‌ها ایجاد خواهد کرد. در ادامه به معرفی این توابع پرداخته می‌شود.

۳-۲- توابع هارمونیک کروی

طبق تعریف، توابعی را که روی سطح یک کره تعریف می‌شوند و در معادله لاپلاس صدق می‌کنند، توابع هارمونیک کروی سطحی می‌گویند که به صورت زیر ارائه می‌شوند:

$$\begin{cases} Y_{nm}^C(\theta, \lambda) = \cos m\lambda P_{nm}(\cos \theta) \\ Y_{nm}^S(\theta, \lambda) = \sin m\lambda P_{nm}(\cos \theta) \end{cases} \quad (۲-۲)$$

$Y_{nm}^C(\theta, \lambda)$ و $Y_{nm}^S(\theta, \lambda)$ به ترتیب هارمونیک‌های کروی کسینوسی و سینوسی نام دارند. n درجه و m مرتبه هارمونیک گفته می‌شود. P_{nm} نیز بیانگر توابع وابسته لژاندر است. در رابطه فوق توابع وابسته لژاندر و توابع مثلثاتی سینوسی و کسینوسی متعامد می‌باشند، بنابراین حاصل ضرب آنها نیز متعامد است. توابع هارمونیک کروی متعامد را می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\left\{ \begin{array}{l} \bar{Y}_{nm}^c(\theta, \lambda) \\ \bar{Y}_{nm}^s(\theta, \lambda) \end{array} \right\} = \sqrt{k(2n+1) \frac{(n-m)!}{(n+m)!}} \left\{ \begin{array}{l} Y_{nm}^c(\theta, \lambda) \\ Y_{nm}^s(\theta, \lambda) \end{array} \right\} \quad (3-2)$$

مقدار k در رابطه فوق به صورت زیر حاصل می‌شود:

$$k = \begin{cases} 1 & m = 0 \\ 2 & m > 0 \end{cases} \quad (4-2)$$

همچنین برای توابع وابسته لژاندر می‌توان نوشت:

$$\bar{P}_{nm}(t) = \sqrt{k(2n+1) \frac{(n-m)!}{(n+m)!}} P_{nm}(t) \quad (5-2)$$

۲-۴- پتانسیل گرانی در سیستم مختصات کروی

از حل معادله لاپلاس در سیستم مختصات کروی (r, θ, λ) ، پتانسیل گرانی زمین به صورت ترکیب خطی از هارمونیک‌های کروی به صورت زیر بیان می‌شود:

$$W(r, \theta, \lambda) = \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \bar{Y}_{nm}^c(\theta, \lambda) + \bar{S}_{nm} \bar{Y}_{nm}^s(\theta, \lambda)] \quad (6-2)$$

r شعاع ژئوسنتریک با مقدار تقریبی ۶۳۷۸۱۳۷ متر و a شعاع استوایی زمین که تقریباً با میزان شعاع ژئوسنتریک برابر است. λ و θ به ترتیب طول و عرض جغرافیایی می‌باشند. n و m به ترتیب درجه و مرتبه هارمونیک کروی و \bar{C}_{nm} و \bar{S}_{nm} ضرایب استوکس نرمالیزه هستند. $\bar{Y}_{nm}^c(\theta, \lambda)$ و $\bar{Y}_{nm}^s(\theta, \lambda)$ به ترتیب هارمونیک‌های کروی کسینوسی و سینوسی نرمالیزه می‌باشند.

ضرایب هارمونیک‌های کروی در بسط (۵-۲) از جنس تابع پتانسیل هستند و از نظر فیزیکی دارای واحد $m^2 s^{-2}$ می‌باشد. در ژئودزی سعی می‌شود از کمیت‌های بدون بعد استفاده کنند. برای این منظور با ضرب رابطه (۶-۲) در $\frac{GM}{r}$ ، رابطه (۵-۲) به صورت زیر بیان می‌شود:

$$W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \left[1 + \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^n W_n(\theta, \lambda) \right] \quad (7-2)$$

که ترم $\frac{GM}{r}$ ، پتانسیل گرانی زمین کروی و ادامه ترم آن جزء پتانسیل اغتشاشاتی می باشد که میزان خروج از کرویت یا بیضوی بودن زمین را نشان می دهد و W_n تابع هارمونیک های کروی پتانسیل گرانی است و به صورت زیر تعریف می شود:

$$W_n(\theta, \lambda) = \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \bar{Y}_{nm}^c(\theta, \lambda) + \bar{S}_{nm} \bar{Y}_{nm}^s(\theta, \lambda)] \quad (8-2)$$

که \bar{C}_{nm} و \bar{S}_{nm} ضرایب بدون واحد و نرمال شده تابع پتانسیل گرانی هستند که از طریق آنالیز اغتشاشات مدار ماهواره بدست می آیند و $\bar{Y}_{nm}^c(\theta, \lambda)$ و $\bar{Y}_{nm}^s(\theta, \lambda)$ توابع هارمونیک های کروی نرمال شده هستند که به صورت زیر نمایش داده می شوند:

$$\begin{pmatrix} \bar{Y}_{nm}^c(\theta, \lambda) \\ \bar{Y}_{nm}^s(\theta, \lambda) \end{pmatrix} = \sqrt{k(2n+1) \frac{(n-m)!}{(n+m)!}} \begin{pmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{pmatrix} \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (9-2)$$

در رابطه فوق، $\bar{P}_{nm}(\cos \theta)$ توابع لژاندر وابسته نرمال شده است [۵۰]:

$$\begin{aligned} \bar{P}_{nm}(t) &= 2^{-n} \sqrt{2(2n-1) \frac{(n-m)!}{(n+m)!}} (1-t^2)^{\frac{m}{2}} \\ &\times \sum_{k=0}^r (-1)^k \frac{(2n-2k)!}{k!(n-k)!(n-m-2k)!} t^{n-m-2k} \end{aligned} \quad (10-2)$$

که r بزرگترین عدد صحیح برابر با $\frac{n-m}{2}$ یا $\frac{n-m-1}{2}$ است. توابع لژاندر نرمال شده را می توان با استفاده از روابط بازگشتی زیر بدست آورد [۵۰]:

$$\bar{P}_{nn}(\cos \theta) = \frac{\sqrt{2n+1}}{\sqrt{2n}} \sin \theta \bar{P}_{n-1, n-1}(\cos \theta) \quad (11-2)$$

$$\bar{P}_{n, n-1}(\cos \theta) = \frac{\sqrt{2n+1}}{\sqrt{2(n-1)}} \sin \theta \bar{P}_{n-1, n-2}(\cos \theta) \quad (12-2)$$

$$\bar{P}_{nm}(\cos \theta) = \frac{\sqrt{4n^2 - 1}}{\sqrt{n^2 - m^2}} \cos \theta \bar{P}_{n-1,m}(\cos \theta) - \frac{\sqrt{(2n+1)(n+m-1)(n-m-1)}}{\sqrt{(n^2 - m^2)(2n-3)}} \cos \theta \bar{P}_{n-1,m}(\cos \theta) \quad (13-2)$$

در بسط (۲-۶) درجه و مرتبه ضرایب تا بی‌نهایت پیش می‌رود. درجات بالاتر ضرایب در بسط پتانسیل گرانی جزئیات بیشتری از میدان زمین را نشان می‌دهند و با افزایش ضرایب این اطلاعات کامل‌تر می‌شود. اما با توجه به دقت و ارتفاع مدار، درجه واقعی ضرایب هارمونیک‌های کروی مشاهدات ماهواره گریس مقداری محدود بدست آمده و تفکیک مکانی داده‌های میدان گرانی تقریباً به صورت $\pi a/n$ محاسبه می‌شوند. تولید درجات بالای ضرایب هارمونیک با کاهش ارتفاع مدار ماهواره امکان‌پذیر می‌شود. با افزایش ارتفاع مدار ماهواره سرعت کاهش دامنه افزایش می‌یابد و منجر به پایین آمدن بیشینه درجه هارمونیک می‌شود که فاکتور تضعیف $\left(\frac{a}{r}\right)^{n+1}$ در بسط نشان دهنده این موضوع است. از طرف دیگر با افزایش ارتفاع مدار پتانسیل گرانی کاهش یافته و بازیابی آن به سختی امکان‌پذیر است. با افزایش ارتفاع مدار ماهواره از زمین، کوچک شدن فاکتور تضعیف مانند فیلتر پایین‌گذری مانع بازیابی طول موج‌های کوتاه پتانسیل گرانی می‌شود. بنابراین رابطه پتانسیل گرانی زمین به صورت زیر خواهد بود [۵۰]:

$$W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{nmax} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [\bar{C}_{nm} \bar{Y}_{nm}^c(\theta, \lambda) + \bar{S}_{nm} \bar{Y}_{nm}^s(\theta, \lambda)] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (14-2)$$

در معادله فوق، ماکزیمم درجه در بسط پتانسیل گرانی برای گریس، ۱۲۰ می‌باشد.

۲-۵- ماهواره‌های گرانی‌سنجی

امروزه استفاده از ماهواره‌های گرانی‌سنجی جهت بررسی میدان گرانی زمین و تغییرات آن، مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان قرار گرفته است. با وجود اینکه این روش دستیابی به میدان گرانی با

محدودیت‌هایی همراه است و از نظر دقت نیز از مشاهدات زمینی دقت پایین‌تری دارد اما به علت جهانی بودن مشاهدات مدار ماهواره‌ها، برای بررسی ابعاد وسیع‌تر مناسب‌ترند. امکان مطالعه مناطقی که اندازه‌گیری میدان گرانی آنها فراهم نیست مانند قسمت‌های اقیانوسی و یخچال‌ها را فراهم می‌کند. همچنین با آشکارسازی تغییرات جرمی زیرزمینی، که باعث حرکت زیادی در سطح زمین نمی‌شود، می‌توان از اتفاقات درون زمین، هم از لحاظ فیزیکی هم از لحاظ هندسی، با صرف کمترین هزینه پی‌برد.

۲-۵-۱ مأموریت ماهواره گریس

ماهواره بازیابی میدان گرانی و آزمایش آب و هوا (GRACE)، یک مأموریت میدان گرانی است که به طور مشترک توسط اداره ملی هواشناسی و فضایی ایالات متحده آمریکا^۱ (NASA) و مرکز هوافضایی آلمان^۲ (DLR) در آزمایشگاه پیشرانس جت^۳ (JPL) دانشگاه صنعتی کالیفرنیا مدیریت می‌شود. ماهواره گریس در ۱۷ مارچ ۲۰۰۲، از ایستگاه پلستسک^۴ در روسیه، با طول عمر پنج سال، با هدف تعیین میدان گرانی زمین و تغییرات فضایی زمانی آن به فضا پرتاب شد، اما تاکنون فعال است.

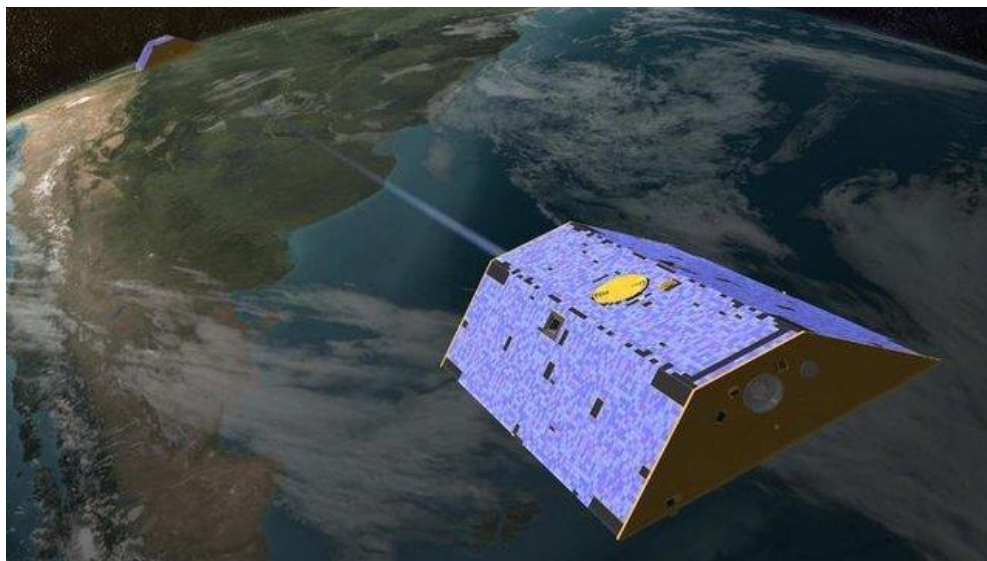
گریس شامل دو ماهواره‌ی مشابه (از لحاظ ساختار داخلی، جرم و سایر پارامترها) و مجزا از هم است که در یک مدار قطبی با زاویه میل ۸۹ درجه و ارتفاع ۵۰۰ کیلومتر از سطح زمین، با فاصله ۲۲۰ کیلومتری از هم حرکت می‌کنند [۵۱]. به علت وجود کشش‌های جوی هر ساله ارتفاع ماهواره از سطح زمین کاهش می‌یابد. این ارتفاع نسبتاً کم امکان شناسایی سیگنال‌های گرانی فرکانس پایین را فراهم می‌کند.

^۱ National Aeronautics and Space Agency

^۲ Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt

^۳ Jet Propulsion Laboratory

^۴ Plesetsk

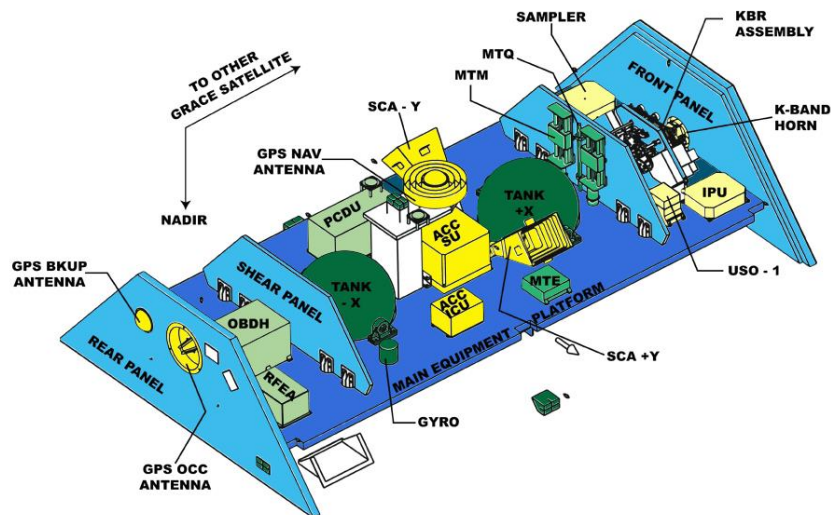


شکل ۱-۲: مأموریت گرانی‌سنجی ماهواره گریس [۵۲]

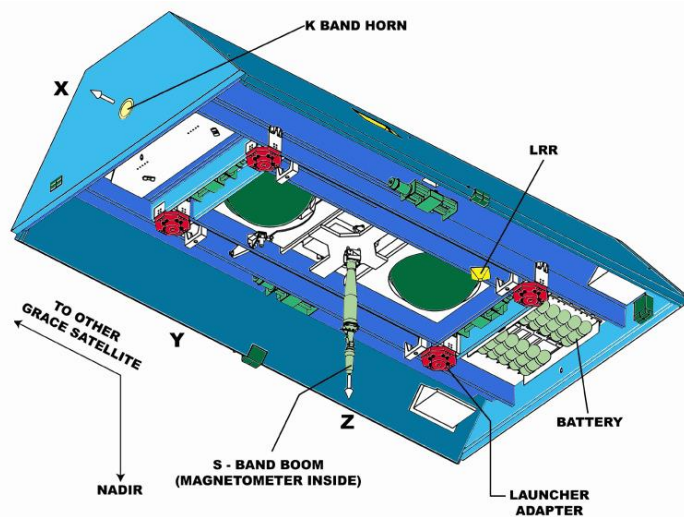
ماهواره گریس توانایی اندازه‌گیری دقیق تغییرات زمانی و مکانی میدان گرانی زمین ناشی از تغییرات جرم را دارد. بنابراین می‌توان برای برآورد تغییرات بزرگ مقیاس جرم در زمین از آن استفاده کرد. با تغییر توزیع جرم در داخل زمین و میدان گرانی محلی که ماهواره‌ها از آن عبور می‌کنند، فاصله بین دو ماهواره تغییر کرده است. با تجزیه و تحلیل این تغییرات فاصله و تبدیل آن به ضرایب هارمونیک‌های کروی می‌توان به تغییرات میدان گرانی با دقت ۱۰ میکروگال دست یافت [۱۴]. اندازه‌گیری‌های گریس تنها محدود به مناطق قاره‌ای نمی‌باشد بلکه با تغییر جریان‌ات اقیانوسی و ذوب یا افزایش یخ در مناطق یخ زده زمین شرایط آب و هوایی تغییر می‌کند. هدف دیگر این ماهواره بررسی این تغییرات می‌باشد. گریس این تغییرات را در قالب تغییرات جرم بیان می‌کند. توزیع جرمی در مقیاس وسیع (توزیع جرمی در طول زمان نیز تغییر می‌کند) در سیستم زمین، تعامل بین مواد مختلف در داخل زمین (جو، اقیانوس‌ها، گوشته، هسته) را نشان می‌دهد، که موضوعات مهم علوم زمین هستند [۵۳].

۲-۵-۲ ساختار ماهواره گریس

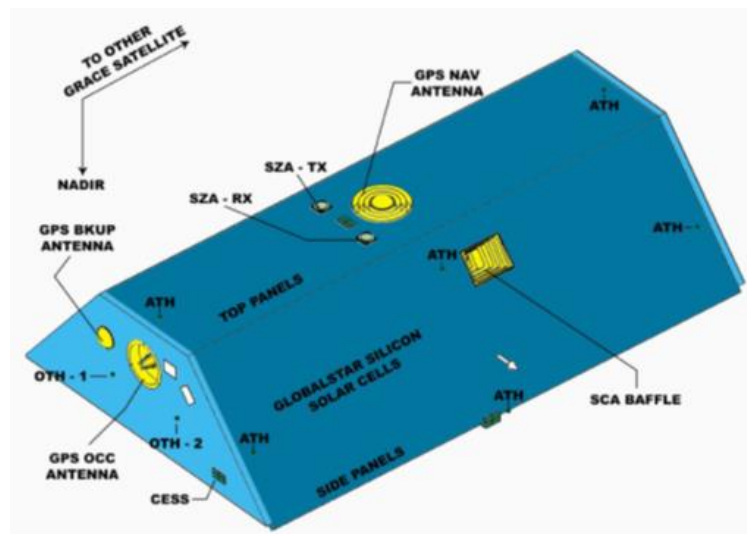
هرکدام از ماهواره‌های گریس به عرض ۱۹۴۲ میلی‌متر، طول ۳۱۲۳ میلی‌متر، ارتفاع ۴۲۰ میلی‌متر و جرم ۴۷۸ کیلوگرم می‌باشند. نمای درونی، بیرونی و زیرین یکی از ماهواره‌های گریس در شکل ۲-۲ نشان داده شده است:



الف: نمای داخلی ماهواره گریس



ب: دید از پایین ماهواره گریس



پ: دید بالای ماهواره گریس

شکل ۲-۲: شمایی از ماهواره گریس [۵۴]

چندین ابزار در ماهواره گریس وجود دارد که هر کدام از آنها وظیفه مشخصی را بر عهده دارد. در زیر اشاره‌ای به نام و عملکرد آنها شده است [۵۵]:

۱- سیستم تعیین موقعیت جهانی: به تعیین دقیق مدار و گرفتن سیگنال‌های زمانی مفید می‌پردازد که برای مقاصد علمی در قسمت‌های مختلفی از ماهواره تعبیه شده است.

۲- سیستم فاصله یابی میکروویو (KBR): این سیستم یکی از اصلی‌ترین قسمت‌های علمی گریس می‌باشد که به کمک امواج میکروویو منتشر شده بین دو ماهواره، تغییرات فاصله بین دو ماهواره را با دقتی در حدود یک میکرومتر بر ثانیه اندازه‌گیری می‌نماید و در پایان تغییرات میدان گرانی از روی این مشاهدات، حاصل خواهد شد. این سیستم شامل قسمت‌های زیر می‌باشد:

الف: نوسانگر فوق پایدار^۱ (USO): به عنوان مرجع فرکانس و ساعت برای ماهواره گریس به کار می‌رود (فرکانس مورد نیاز را برای سیستم فاصله‌سنجی میکروویو تولید می‌نماید).

^۱ Ultra-Stable Oscillator

ب: KBR horn: تراشه‌ای برای دریافت و ارسال سیگنال‌های امواج باند-K و باند-Ka به جفت خود (موج باند-K دارای فرکانس ۲۴ گیگا هرتز و موج باند-Ka دارای فرکانس ۳۲ گیگا هرتز می‌باشد).

پ: واحد نمونه‌گیر (Sampler): به ساده‌سازی فازهای حامل K و K_a می‌پردازد.

ت: واحد پردازش ابزار^۱ (IPU): پردازش قسمت‌های مختلف دستگاه، تولید مشاهدات خروجی، جمع‌آوری داده‌ها و زمان‌بندی سیگنال‌های خروجی را بر عهده دارد. توابع مورد نیاز برای پردازش سیگنال‌های باند-K، باند-Ka، سیستم عکس‌برداری از ستاره‌گان و سیستم تعیین موقعیت جهانی را فراهم می‌کند. علاوه بر این، این واحد ساعت‌های مختلف را برای ماهواره مهیا می‌کند.

۳-دوربین ستاره‌ای^۲ (SC): دو دوربین نصب شده در ماهواره به عنوان تجهیزات اصلی برای تعیین دقیق وضعیت ماهواره به کار می‌روند. اصلی‌ترین تراشه برای کنترل مدار و ارتفاع مجموعه دوربین‌های نجومی می‌باشد.

۴-واحد پردازش سیگنال^۳ (SPU): تبدیل سیگنال‌های رادیویی فرکانس پایین از سه آنتن GPS، POD^۴ و KBR و رقومی کردن داده‌ها برای IPU، از وظایف این واحد می‌باشد.

۵- شتاب سنج^۵ (ACC): وسیله‌ای جهت اندازه‌گیری‌های نیروهای غیرگرانشی بر روی ماهواره است.

۶-Center of Mass Trim Assembly: تنظیم کننده مرکز شتاب‌سنج بر مرکز ماهواره می‌باشد.

۷-رتورفلکتور لیزری^۶ (LRR): رتورفلکتورهای لیزری تعبیه شده در زیر ماهواره، منعکس کننده امواج فرستاده شده در همان راستا هستند و برای تخمین ارتفاع ماهواره با استفاده از ایستگاه‌های زمینی به کار می‌روند.

¹ Instrument Processing Unit

² Star Camera

³ Signal Processing Unit

⁴ Precision Orbit Determination

⁵ Accelerometer

⁶ Laster Retro Reflector

۸- بازوی باند-s^۱: از بازوی باند-S برای ارتباط با آنتن‌های باند-S زمینی استفاده می‌شود. این آنتن‌ها جهت دریافت و انتقال داده به کار می‌روند که در قسمت بالا و زیر ماهواره نصب شده‌اند.

۹-پردازنده داده‌ها^۲ (OBDH): برنامه کنترل داده‌ها، پردازنده مرکزی و حافظه کلی را برای ماهواره فراهم می‌کند. مدیریت داده‌های علمی و همچنین سلامت ماهواره را بر عهده دارد.

۱۰-مجمع الکترونیکی فرکانس رادیویی^۳ (RFEA): فرکانس رادیویی داده‌ها از OBDH را دریافت می‌کند و به تراشه فرستنده باند-S جهت ارسال به ایستگاه‌های زمینی می‌فرستد.

۱۱-واحد تهویه قدرت^۴ (PCDU): واحد تهویه قدرت، توزیع و کنترل مسئول مدیریت و توزیع نیرو در ماهواره PCD است.

۱۲-باتری‌ها: سلول‌های نیکل-هیدروژن با ظرفیت ۱۶ آمپر در ساعت، منبع نیرو را برای ماهواره مهیا می‌کند.

۱۳-آداپتورهای پرتاب^۵: آداپتورهای پرتاب جهت نصب ماهواره بر روی سکوی پرتاب به کار می‌روند. تعداد آنها چهار عدد می‌باشد که در زیر ماهواره نصب شده‌اند. در طول مراحل نهایی پرتاب، ماهواره‌های دوقلو به طور هم‌زمان با استفاده از هوای فشرده به بیرون پرتاب می‌شود.

۲-۵-۳ داده‌های ماهواره گریس

با پرتاب ماهواره دوقلوی گریس در مدار زمین، جمع‌آوری داده‌ها بر اساس اندازه‌گیری‌های مختلف اعم از اندازه‌گیری‌های فاصله بین دو ماهواره، اندازه‌گیری شتاب‌سنج‌ها، سیگنال‌های دریافتی از ماهواره‌های تعیین موقعیت جهانی انجام می‌شود. ایستگاه‌های زمینی با استفاده از آنتن باند-s به دریافت و جمع‌آوری داده‌های ماهواره‌ای می‌پردازند. این ایستگاه‌ها داده‌های خام گریس را در فایل‌های جداگانه‌ای بایگانی می‌کنند. داده گریس در مراکز مختلفی از جمله مرکز تحقیقات فضایی^۶ (CSR) و GFZ، JPL پردازش

¹ s-band boom

² The On-Board Data Handler

³ The Radio Frequency Electronics Assembly

⁴ Power Conditioning , Distribution & Control Unit

⁵ Luncher Adapter

⁶ Center for space Research

و مدیریت می‌شود. پس از اعتبارسنجی داده‌ها در این سه مرکز، مدل‌های گرانی زمین را ارائه می‌دهند. داده‌های گریس در سه سطح تقسیم می‌شود که در زیر توضیح داده شده است:

۲-۵-۳-۱ داده‌های سطح صفر (Level 0)

داده‌های سطح صفر اطلاعات خام و پردازش نشده‌ای است که توسط مرکز RDC^۱ در مؤسسه هوا فضای آلمان (DLR) بایگانی می‌شود. این داده‌ها از طریق آنتن‌های باند-s ماهواره دریافت و در یک بازه زمانی جمع‌آوری و بایگانی می‌شوند. تمام مراکز از داده‌های سطح صفر ارسالی از ماهواره گریس استفاده می‌کنند. اما به دلیل به کار بردن الگوریتم‌های مختلف در آنالیز داده‌ها و نوع تصحیحات اعمال شده، مدل‌های گرانی تولید شده در هر مرکز متفاوت از سایرین است.

۲-۵-۳-۲ داده‌های سطح A-1 (Level 1-A)

در این مرحله با اعمال ضرایب کالیبراسیون، مشاهدات باینری سطح صفر به واحدهای مهندسی و قابل استفاده تبدیل می‌شوند. این پردازش توسط مراکز JPL و GFZ انجام می‌شود و برای پردازش در مراحل بعدی آماده می‌شوند. پردازش‌ها به گونه‌ای است که قابل برگرداندن به مرحله قبلی باشد.

۲-۵-۳-۳ داده‌های سطح B-1 (Level 1-B)

نتیجه پردازش دو سری داده‌های مرحله صفر و مرحله A-1، داده‌های مرحله B-1 را تشکیل می‌دهد. در این مرحله مشاهدات به صورت صحیح و یکسان زمان‌بندی می‌شوند. در حالت کلی مراحل پردازش داده، از مرحله صفر تا مرحله B-1، پردازش‌های مرحله یک گریس نامیده می‌شود.

۲-۵-۳-۴ داده‌های سطح دو (Level 2)

داده‌های مرحله دو ماهواره گرانی‌سنجی گریس که اغلب در مطالعات مورد استفاده قرار می‌گیرند، در دو بخش ضرایب هارمونیک‌های کروی میدان گرانی زمین متوسط چند ساله تا چند ماهه (بخش

¹ Raw Data Center

استاتیک میدان گرانی) و ضرایب هارمونیک کروی ماهانه میدان گرانی (بخش دینامیک میدان گرانی)، در اختیار کاربران قرار می‌گیرند. این داده‌ها به صورت فایل‌های زیپ شده که شامل ستون داده‌های n (درجه)، m (مرتبه)، c_{nm} و s_{nm} و خطاهای محاسبه شده توسط گروه‌های مختلفی (به عنوان مثال GFZ، CSR و JPL) تنظیم می‌شوند. در این تحقیق از داده‌های سطح دو استفاده می‌شود.

۲-۶- مدل‌های ژئوتانسیل

مدل‌های ژئوتانسیل به دو دسته مدل‌های استاتیک و مدل‌های دینامیک تقسیم می‌شوند. مدل‌های استاتیک به مدل‌هایی گفته می‌شود که در یک بازه طولانی داده‌ها از همه عواملی که باعث تغییر زمانی میدان گرانی می‌شود، متوسط‌گیری شده‌اند. از جمله این عوامل می‌توان به اثرات هیدرولوژی، ژئودینامیک، ذوب شدن یخ‌های قطبی اشاره کرد. این مدل‌ها با تعیین بخش ثابت میدان گرانی در زمان برای کاربردهای مختلفی مانند تعیین مدار ماهواره‌ها، محاسبه ژئوئید، یکسان‌سازی سطوح مبنای ارتفاعی و مدل‌سازی چگالی سطحی مورد استفاده قرار می‌گیرد. با توجه به توزیع مجدد جرم در سطح و درون زمین (به عنوان مثال تغییرات فصلی) میدان گرانی با زمان تغییر می‌کند. با وجود اینکه این تغییرات بسیار کوچک و کند است اما مدل‌ها قادر به اندازه‌گیری و مدل‌سازی کردن این تغییرات تا درجه معینی هستند که به مدل‌های دینامیک زمین مشهورند. مطالعات زمانی میدان گرانی، نقش مهمی در کشف تغییرات درونی جرم زمین دارد. در ژئودزی داده‌های میدان گرانی برای تعریف شکل زمین استفاده می‌شود. در ژئوفیزیک، داده‌ها برای تعیین تغییرات چگالی مدفون جهت بررسی ساختار تکتونیکی یا اکتشاف مواد معدنی مورد استفاده قرار می‌گیرد. مدل‌های دینامیک میدان گرانی زمین داده‌ها را به صورت روزانه، ماهانه و سالانه در اختیار کاربران قرار می‌دهند. این مدل‌ها توابع ریاضی هستند که مؤلفه‌های متوسط و بلند (بزرگتر از ۱۰۰ کیلومتر) میدان گرانی را به صورت ضرایب هارمونیک کروی در فضای سه بعدی توصیف می‌کنند. در این تحقیق از مدل گرانی ماهانه استفاده شده است.

۷-۲- دقت مدل‌های ژئوپتانسیل

برای مدل کردن میدان گرانی زمین با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل، به بی‌نهایت ضرایب هارمونیک‌های کروی نیاز است. در صورتی که در عمل این امکان وجود ندارد. برآورد دقت یا خطای خروجی مدل باید از نظر دو خطا، یعنی خطای برش^۱ و خطای تجمعی تصادفی^۲، مورد بررسی قرار گیرد:

۷-۲-۱- خطای برش

به علت محدود بودن ضرایب هارمونیک‌های کروی، تقریب واقعی میدان گرانی زمین به وضوح نشان داده نمی‌شود. خطای برش به دلیل این محدودیت رخ می‌دهد. به عبارت دیگر برش سیگنال حاصل از سری هارمونیک‌های کروی تا درجه معینی (بیشینه درجه) باعث ایجاد خطا شده است. علت آن را می‌توان به فاکتورهایی مانند ارتفاع مدار ماهواره و دقت دستگاه‌های اندازه‌گیری دانست. این فرآیند که باعث می‌شود درجات بالاتر از بیشینه درجه حذف شوند، خطای برش گفته می‌شود. قسمت حذف شده، طول موج‌های کوتاه میدان گرانی است که به دلیل ارتفاع زیاد ماهواره، توسط مدل نشان داده نمی‌شوند [۵۶].

۷-۲-۲- خطای تجمعی تصادفی

خطای تجمعی تصادفی به علت نوفه موجود در ضرایب پتانسیل است. با افزایش درجات ضرایب هارمونیک نوفه موجود در آن نیز افزایش می‌یابد. در نتیجه میزان این خطا افزایش می‌یابد و خطای برش به علت افزایش درجات کاهش پیدا می‌کند. نوفه موجود در ضرایب هارمونیک کروی به عواملی از قبیل خطای دستگاهی مانند خطای فاصله‌یابی بین دو ماهواره، خطای شتاب‌سنج‌ها، خطای پردازش

¹ Omission error

² Commission error

داده‌ها و خطای الیاسینگ^۱ بستگی دارد. این خطا در فایل‌های تهیه شده توسط مراکز پردازش و جمع‌آوری از اطلاعات محاسبه شده است [۲۲].

خطای الیاسینگ وابسته به زمان در داده‌های ماهانه گریس به دلیل پدیده‌های پریود کوتاه (کمتر از یک ماه) به وجود می‌آید. علت چنین پدیده‌هایی دوران ماهواره گریس در یک مدار تقریباً قطبی است که دارای حساسیت بیشتری در راستای شمال-جنوب نسبت به شرق-غرب می‌باشد. از طرفی طراحی ماهواره گریس به گونه‌ای است که در طول یک ماه از مسیر خاصی عبور می‌کند و کل زمین را پوشش نمی‌دهد (از لحاظ ردیابی مدار). بنابراین برخی پدیده‌ها با پریود کوتاه به طور کامل برداشت نمی‌شوند که باعث ایجاد الیاسینگ در مدل‌های ماهانه گریس می‌شوند. بهترین راه حذف این اثرات، مدل کردن آن با داده‌هایی غیر از داده‌های گریس و حذف آن از مدل‌های ماهانه گریس می‌باشد.

تأثیرات جزرومدی، اقیانوسی و همچنین اثرات اتمسفری با استفاده از مدل‌های طرح شده برای هریک، از روی ضرایب ماهانه گریس تا حدودی برداشته می‌شوند. این مدل‌ها کامل نیستند و هر گونه خطا در این مدل‌ها باعث بروز خطای الیاسینگ در ضرایب هارمونیک می‌شود [۵۷]. این خطا به طور کلی به دو قسمت خطای جزرومدی و غیرجزرومدی تقسیم می‌شود. اثر جزرومدی تأثیر زیادی بر ضرایب پایین هارمونیک دارد که برای حل آن، تغییرات ضریب فشردگی زمین (ΔC_{20}) حاصل از داده‌های گریس را با داده‌های ارتفاع‌سنجی (که دارای دقت بالاتری هستند) جایگزین می‌کنند. در این صورت میزان قابل توجهی از این خطا کاهش می‌یابد. تأثیرات ژئوفیزیکی باعث ایجاد همبستگی بین ضرایب هارمونیک ماهانه گریس و در نتیجه سبب ایجاد نوارهای شمالی-جنوبی در نقشه‌های تغییر جرم حاصل از داده‌های گریس می‌شود. بنابراین برای حذف این اثرات، فیلترهایی مانند فیلتر destriping و یا فیلترهای غیرهمسانگرد ضروری می‌باشد [۱۹].

¹ aliasing

۸-۲- تغییرات زمانی میدان گرانی زمین

در مقایسه با کل میدان گرانی میانگین زمین، تغییرات زمانی آن، بسیار کوچک است که می‌تواند اطلاعات مهمی از توزیع و تغییر مواد در سیستم زمین، تغییرات در جو، تغییر در جریان‌ات آب‌های سطحی (Runoff) و ذخایر آب‌های زیرزمینی، تغییرات جرم بر اثر جریان‌ات اقیانوسی در سطح و اعماق اقیانوس‌ها و همچنین تغییرات در اثر حرکت و جابجایی صفحات تکتونیکی را در اختیار قرار دهد.

گریس تغییرات میدان گرانی را بر اثر تغییرات جرم در زمین به تصویر می‌کشد. زوج ماهواره گریس در مسیر حرکتش با تغییرات جرم متفاوتی برخورد می‌کند. اقیانوس‌ها، کوه‌های بلند و یخ‌ها از جمله عواملی هستند که در مسیر حرکت ماهواره گریس باعث تغییرات میدان گرانی زمین می‌گردند. اقیانوس‌ها بر اثر عواملی چون جریان‌ات سطحی، جریان‌ات در اعماق اقیانوس‌ها و همچنین در سطح دریاها و جزر و مد همواره در حال تغییر است. می‌توان از ترکیب داده‌های گریس با داده‌های ارتفاع‌سنجی به دانش جدیدی از داده‌های ماهواره‌ای برای تعیین دمای اقیانوس‌ها دست یافت و از این تغییرات دمایی به تغییرات آب و هوایی رسید. بنابراین گریس یکی از مهم‌ترین گام‌های بشریت در بررسی تغییرات آب و هوایی زمین می‌باشد. تغییرات در آب و هوای زمین موجب تغییر در میزان بارش و تبخیر آب می‌شود. بدیهی است در ماه‌های مختلف سال نیز شرایط آب و هوایی متفاوتی وجود داشته باشد. میزان بارندگی و تبخیر سالانه آب‌ها بر روی حجم رودخانه‌ها و مناطق مرطوب زمین و دریاچه‌ها تأثیرگذار می‌باشد. با بررسی تغییرات جرمی که طی تغییرات ماهانه، فصلی و سالانه در سطح آب‌های سطحی و ذخایر آب‌های زیرزمینی به وجود می‌آید می‌توان به بررسی تغییرات در آب و هوای زمین پرداخت. در اینجا نیز نقش گریس بررسی تغییرات جرم در آب‌های سطحی و ذخایر آب‌های زیرزمینی می‌باشد که بر اثر این تغییرات در جرم تغییر در میدان گرانی زمین ایجاد می‌شود.

از طرف دیگر گریس از مناطقی مانند گرینلند و نواحی قطبی عبور می‌کند که از توده عظیمی از برف و یخ پوشیده شده‌اند. تغییرات جرم در این مناطق حاکی از تغییرات در حجم برف و یخ است که توسط داده‌های مشاهداتی گریس قابل نمایش می‌باشد. نوع و جهت حرکت صفحات تکتونیکی بر روی میدان

گرانی زمین بسیار تأثیرگذار می‌باشند. حرکت ناگهانی صفحات موجب تغییرات جرمی زیادی در محل تغییر شکل می‌شود. این تغییر شکل نیز از حوزه گریس خارج نخواهد بود. همه این تغییرات در توزیع جرم زمین در بسط پتانسیل گرانی زمین به هارمونیک‌های کروی، دیده می‌شود. قسمت عمده این تغییرات مربوط به تأثیرات هیدرولوژی و جابجایی صفحات تکتونیکی است. زیرا مدار هر ماهواره که نزدیک به مدار زمین قرار گرفته است وابسته به اثر جهانی توزیع جرم و حرکت در سیستم جهانی زمین است. از آنالیز مدار ماهواره علاوه بر میدان گرانی زمین می‌توان تغییرات آن را نیز برآورد کرد. گریس تغییرات زمانی میدان گرانی را با تفکیک و دقت خوبی در طول مقیاس‌های زمانی ماهانه و حتی هفتگی اندازه‌گیری می‌کند. با محاسبه این تغییرات زمانی که عمدتاً به علت توزیع مجدد در سطح زمین رخ می‌دهد می‌توان به درک و بررسی پدیده‌های گوناگونی پرداخت. در این تحقیق به بررسی تغییر سطح آب‌های زیرزمینی و تغییر شکل زمین ناشی از وقوع زلزله‌ها، دو مورد از عوامل مهم تغییر میدان گرانی زمین پرداخته می‌شود.

۲-۸-۱ تغییرات میدان ناشی از تغییر سطح آب‌های زیرزمینی

ذخیره آب زیرزمینی معیار مهمی برای نظارت بر تأمین آب در بخش‌های خانگی، صنعتی و کشاورزی است. برآورد ذخیره آب‌های زمینی برای شناخت وقایع گذشته و پیش‌بینی تغییرات آینده در چرخه هیدرولوژیکی، دسترسی به آب و همچنین تأثیر آن بر وقوع خشکسالی، امواج گرما و سیلاب‌ها مفید است [۵۸]. در نتیجه می‌توان میزان تغییرات ذخیره آب‌ها را پارامتری کلیدی در جهت درک هر چه بهتر چرخه آب در مقیاس‌های محلی و جهانی و همچنین زیر نظر گرفتن تغییرات محیطی و آب و هوایی دانست. اثر فعالیت‌های انسانی و تغییرات جهانی منجر به تغییر در چرخه آب، از جمله توزیع فضایی زمانی و میزان کل منابع آب شده است [۵۹، ۶۰]. همواره اندازه‌گیری‌های دقیق تغییرات آب‌های موجود در خشکی‌ها (شامل رطوبت موجود در خاک و آب‌های زیرزمینی) به عنوان یکی از مؤلفه‌های ژئوفیزیکی سیال، با چالش همراه بوده است.

تا پیش از سال ۲۰۰۲ شبکه‌ای جهانی از مشاهدات با قدرت مکانی و زمانی مورد نیاز، در جهت نشان دادن میزان تغییرات ذخیره آبی در مقیاس قاره‌ای وجود نداشت. توانایی گریس در تحت نظر قرار دادن این پارامتر، بسیار پراهمیت می‌باشد [۳۳]. با تکیه بر اندازه‌گیری فاصله بین دو ماهواره گریس با دقت میکرومتر، مأموریت گریس به بازیابی میدان گرانی زمین با مقیاس فضایی چند صد کیلومتر و تفکیک زمانی ماهانه و یا حتی زیر ماهانه (روزانه) می‌پردازد [۷]. در واقع تمرکز اصلی گریس استخراج تغییرات جرمی مربوط به چرخه آب قاره‌ای می‌باشد، که انتظار می‌رود گریس اطلاعات جدیدی را در مورد مؤلفه‌های ناشناخته بزرگ مقیاس تغییرات جرم ارائه کند [۱۰]. اما اینکه این تغییرات جرم چقدر باید بزرگ باشد تا توسط گریس قابل نمایش باشد به‌طور دقیق مشخص نیست. به عبارت دیگر مشخص نیست چند متر مکعب آب باید اضافه یا کم شود تا گریس قادر به نمایش آن باشد. ذخیره آب زمینی (TWS) حاصل از گریس اطلاعات مفیدی درباره پارامترهای مربوط به آب زیرزمینی ارائه می‌دهد [۱۹]. منظور از ذخایر آب‌های زیرزمینی تمامی پارامترهایی است که در ارتباط با رطوبت در لایه خاک می‌باشند یعنی بر میزان افزایش و کاهش این رطوبت تأثیر دارند. از جمله این پارامترها می‌توان به بارش (شامل هر نوع آن)، ذخایر آب‌های سطحی شامل دریاچه‌ها و آبیگرهای بزرگ، ذخایر آب‌های زیرزمینی، روان آب‌های سطحی مانند رودخانه‌های بزرگ، رطوبت لایه‌ای خاک، تبخیر و همچنین پارامترهای دما، فشار، باد و حتی نوع خاک منطقه و پوشش گیاهی آن باشد. با استفاده از خروجی ماهواره گریس بر پایه تغییرات جرمی می‌توان تغییرات جرم ناشی از این پارامترها را بر حسب ضخامت آب معادل را در مقیاس جهانی محاسبه کرد و با کمک مدل‌های هیدرولوژیکی به بازیابی سطح آب‌های زیرزمینی پرداخت. مأموریت ماهواره‌ای گریس، در مقایسه با اندازه‌گیری‌های میدانی زمینی مانند چاه‌ها، می‌تواند جایگزین بسیار کارآمد و کم هزینه‌تری برای بررسی نمودن میزان تغییرات ذخیره آب‌ها که همواره در مقیاس جهانی دشوار بوده است، باشد.

۲-۸-۲ تغییرات میدان ناشی از حرکات تکتونیکی زمین

حرکت آرام صفحات تکتونیکی در بازه زمانی طولانی سبب تغییر توزیع جرم در درون زمین می‌شود. این تغییر جرم متعاقباً تغییر در میدان گرانی را به همراه خواهد داشت. همین حرکت آرام صفحات عامل اصلی تغییر شکل‌ها در زمین و تغییر آب و هوا در زمین می‌باشد. در مرز بین صفحات، در اثر گسیخته شدن لایه‌های زیرین ناشی از فشار و کشش صفحات تکتونیکی، حرکات ناگهانی و شدیدی رخ خواهد داد که عامل اصلی وقوع زلزله‌ها است.

پدیده زلزله با جابجایی و تغییر جرم همراه است لذا انتظار می‌رود که در اثر وقوع زلزله میدان گرانی زمین تغییر کند. با اندازه‌گیری تغییرات میدان گرانی زمین، با توجه به وابستگی میدان به چگالی‌های زیرسطحی می‌توان به بررسی حرکات تکتونیکی زمین پی‌برد. می‌توان گفت در نزدیکی سطح زمین، زلزله‌ها به صورت ارتعاش یا گاهی جابجایی زمین نمایان می‌شود. زمانی که مرکز زمین در داخل دریا باشد، در صورت تغییر شکل زیاد و سریع بستر دریا باعث ایجاد سونامی می‌شود که معمولاً در زلزله‌های بزرگتر از بزرگای هشت ریشتر اتفاق می‌افتد. به عنوان مثال زلزله سوماترا در سال ۲۰۰۴ در اندونزی در عمق سی کیلومتری زمین رخ داد که علاوه بر ویرانی‌های خود، سونامی وحشتناکی را ایجاد کرد و باعث خسارت زیادی به کشورهای همسایه شد [۶۱]. این زلزله به قدری شدید بود که علاوه بر تغییرات محلی در توزیع جرم زمین، باعث تغییر در سرعت و جهت دوران زمین گردید. با بررسی این تغییرات با کمک ماهواره گریس می‌توان به تغییر شکل‌های به‌وجود آمده در اثر حرکت صفحات تکتونیکی پرداخت اما این تغییرات باید در مقیاس بزرگ و منطقه‌ای رخ دهند تا در داده‌های گریس قابل ردیابی باشند. تغییرات محلی از حوزه اندازه‌گیری گریس خارج است و به دلیل کوچک مقیاس بودن، در مدل‌های زمانی گریس قابل نمایش نیستند. همچنین ممکن است به علت کوچک بودن سیگنال و اعمال فیلتر روی داده‌ها، سیگنال از دست می‌رود. زلزله‌ای که سبب تغییر در بیضویت زمین گردد یا به‌طور کلی سبب تغییر جرم در زمین و همین‌طور تغییر در ضرایب هارمونیک میدان گرانی شود توسط گریس قابل نمایش است. بزرگی بالای زلزله و عمق زیاد آن روی فرکانس‌های متوسط و

کوتاه میدان گرانی تأثیرگذار است همین عوامل موجب تغییر در بیضویت زمین و در نتیجه سبب تغییر در توزیع جرم زمین می‌گردند. به‌طور کلی بزرگی زلزله‌ها و همچنین پارامترهای دیگر آن مانند نوع حرکت صفحات در تغییرات میدان نقش بسزایی دارند. به عنوان مثال اگر دو صفحه در اثر زلزله بر روی یکدیگر قرار بگیرند چون تغییر در توزیع جرم به صورت قائم رخ داده است، مسلماً تأثیر بیشتری نسبت به زمانی دارد که دو صفحه در امتداد یکدیگر به صورت افقی حرکت کرده‌اند و تغییر در توزیع جرم به صورت افقی رخ داده است. بزرگی زلزله‌ای که باعث تغییر در مقدار گشتاور بیشینه اینرسی ممنوم قطبی زمین می‌شود، به مراتب بیشتر از بزرگی زلزله‌ای است که سبب تغییر در گشتاورهای صفحه استوایی می‌شود.

فصل ۳

مدل سازی تغییرات پتانسیل گرانی با مدل های ماهانه

گریس

۳-۱- مقدمه

مدل‌های ژئوپتانسیل جهانی قادر به مدل‌سازی دقیق طول‌موج‌های متوسط و بلند میدان پتانسیل زمین هستند. این مدل‌ها پتانسیل گرانی زمین را در قالب سری هارمونیک از ضرایب نرمالایز کروی تا یک درجه و مرتبه محدود ارائه می‌دهند. مدل‌های ژئوپتانسیل توانایی بازسازی اطلاعات پیوسته‌ای از پتانسیل زمین و سایر توابع میدان مانند آنومالی پتانسیل، ژئوئید و آنومالی گرانی را در فضای خارج زمین فراهم می‌کند. این فصل ابتدا به مدل‌های ریاضی برای محاسبه تغییرات زمانی پتانسیل، ژئوئید و آنومالی گرانی می‌پردازد. سپس فیلترها و سهم آنها در حذف خطای نوارشدگی بررسی می‌شود. در نهایت روند مدل‌سازی تغییر شکل وقوع زلزله و سطح آب‌های زیرزمینی توضیح داده خواهد شد.

۳-۲- تغییرات پتانسیل با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل

تغییرات زمانی پتانسیل گرانی در فضای خارج زمین از سری هارمونیک‌های کروی با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل از رابطه زیر بدست می‌آید [۵۰]:

$$\Delta W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=2}^{nmax} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [\Delta c_{nm} \cos m\lambda + \Delta s_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (۱-۳)$$

که GM حاصل ضرب ثابت گرانش در جرم زمین، r شعاع ژئوسنتریک و a شعاع متوسط زمین با مقدار تقریبی ۶۳۷۸۱۳۶ متر است. λ و θ به ترتیب طول و عرض جغرافیایی می‌باشند. Δc_{nm} و Δs_{nm} ضرایب هارمونیک کروی متغیر با زمان و \bar{P}_{nm} توابع لژاندر نرمال شده می‌باشد. $nmax$ ماکزیمم درجه هارمونیک کروی برای مدل‌های ماهواره گریس است. در مورد تغییرات زمانی ضرایب هارمونیک‌های کروی در رابطه بالا می‌توان گفت با توجه به اینکه جرم کلی زمین (پوسته زمین و اجرام سیال آن) به مرور زمان تغییر نمی‌کند، مقدار ترم درجه صفر در داده‌های ماهانه گریس صفر در نظر گرفته می‌شود. همچنین با در نظر گرفتن سیستم مختصاتی که مرکز آن منطبق بر مرکز جرم زمین است، ضرایب درجه یک (Δc_{10} ، Δs_{11} ، Δc_{11}) صفر است. ضریب درجه دو هارمونیک‌های کروی در محاسبات مربوط به تعیین تغییرات

میدان گرانی با استفاده از ماهواره گریس، توانایی اندازه‌گیری دقیق طول‌موج‌های بلند میدان گرانی را ندارد. به علت پایین بودن دقت محاسبه ضریب درجه دو هارمونیک‌های کروی (c_{20}) با استفاده از ماهواره گریس (که ناشی از تخت‌شدگی زمین است)، در تعیین دقیق طول‌موج‌های بلند میدان گرانی، این ضریب با ضرایب حاصل از ماهواره SLR جایگزین شده است [۶۲].

برای مدل‌سازی پتانسیل گرانی با استفاده از مدل‌های گریس، مختصات نقاط روی زمین در سیستم مختصات ژئودتیکی نسبت به بیضوی مبنا (برای مثال WGS84) معلوم است. تنها لازم است در مرحله اول مختصات ژئودتیکی به مختصات کروی تبدیل شود. برای این منظور ابتدا داده‌ها به دستگاه کارترین و سپس به سیستم مختصات کروی منتقل می‌شود. ارتباط بین مختصات زمین مرکز کارترین هر نقطه (x, y, z) و مختصات ژئودتیکی نقطه (φ, λ, h) به صورت زیر بیان می‌شود [۶۳].

$$\begin{aligned} X &= (N + h) \cos \varphi \cos \lambda ; \\ Y &= (N + h) \cos \varphi \sin \lambda ; \\ Z &= (N(1 + e^2) + h) \sin \varphi \end{aligned} \quad (۲-۳)$$

که در آن؛ N و e به ترتیب بیان‌گر شعاع مقطع قائم اولیه و خروج از مرکزیت بیضوی می‌باشد:

$$N = \frac{a}{(1 - e^2 \sin^2 \varphi)^2} ; \quad (۳-۳)$$

$$e^2 = \frac{a^2 - b^2}{a^2} \quad (۴-۳)$$

با انتخاب سیستم مختصات WGS 84، a نیم قطر بزرگ بیضوی و f فشردگی هندسی بیضوی برابر است با [۵۰]:

$$\begin{aligned} a &= 6378137; \\ f &= \frac{1}{298.257} \end{aligned} \quad (۵-۳)$$

روابط در سیستم مختصات کروی (r, θ, λ) به قرار زیر می‌باشد:

$$r = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{\frac{1}{2}};$$

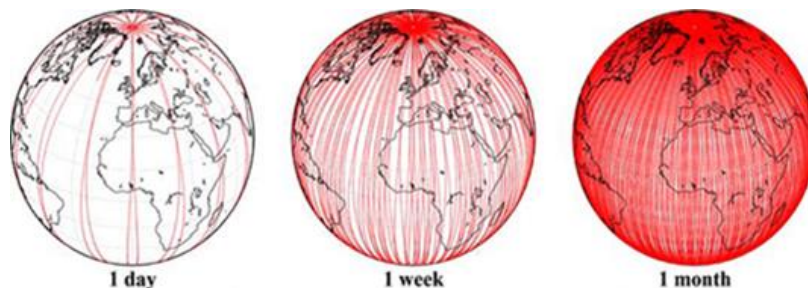
$$\theta = \arccos\left(\frac{Z}{r}\right); \quad (6-3)$$

$$\lambda = \lambda$$

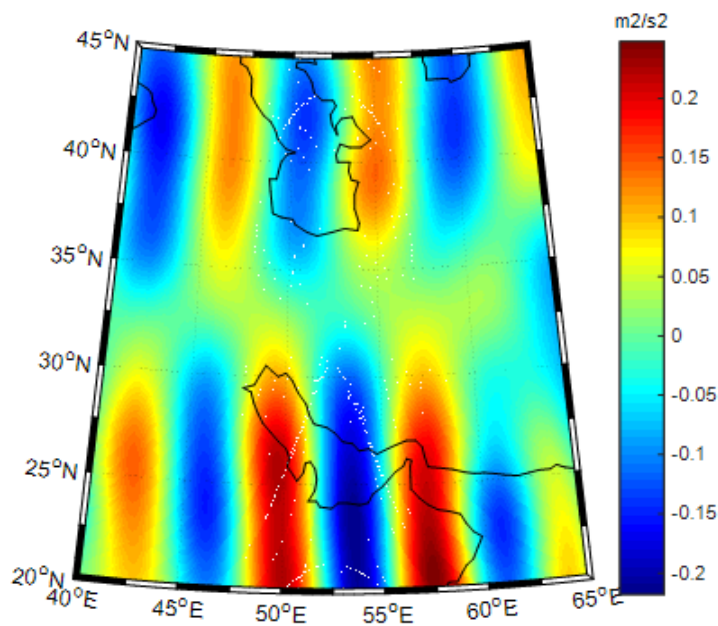
سپس برای محاسبه توابع لژاندر از رابطه بازگشتی گفته شده در فصل دو استفاده می‌شود. در نهایت با استفاده از رابطه (۱-۳) می‌توان پتانسیل گرانی را مدل‌سازی کرد.

۳-۳- اثر نوارشدگی

یکی از موانع در به‌کارگیری مدل‌های ماهانه گریس، نوارشدگی شدن (strip) با روند شمالی-جنوبی است که در نقشه‌های تغییرات پتانسیل و سایر تابع‌های میدان گرانی دیده می‌شود. علت به وجود آمدن این نوارها، وابسته به نوع حرکت مداری این ماهواره است، که تراکم داده‌ها از قطب به سمت استوا را کاسته می‌شود [۵۷]. به گونه‌ای که حجم زیادی از داده‌ها در راستای شمالی-جنوبی تشکیل می‌شوند و موجب ایجاد یک همبستگی مکانی در این راستا می‌شود [۲۴]. هر زوج ماهواره در هر ۹۱ دقیقه یکبار مدار خود را طی می‌کنند به عبارت دیگر دوره تناوب این زوج ماهواره ۹۱ دقیقه است. شکل ۱-۳ نمایشی از حرکت مداری ماهواره گریس را در راستای شمال-جنوب نمایش می‌دهد. برای نمایش اثر نوارشدگی سیگنال تغییرات پتانسیل از اختلاف دو ماه متوالی داده ماهانه گریس (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳) استفاده شده است. همان‌طور که در شکل ۲-۳ نشان داده شده، اثر نوارشدگی در راستای شمال-جنوب به خوبی قابل مشاهده است.



شکل ۱-۳: نمایش حرکت مداری در راستای شمال-جنوب [۶۴]



شکل ۳-۲: روند تغییرات پتانسیل قبل از فیلترینگ طی بازه زمانی دو ماه متوالی (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳)

۳-۴- فیلتر کردن

با توجه به ماهیت تکنیک‌های اندازه‌گیری، در داده‌های ماهواره‌ای پارامترهایی از قبیل ارتفاع ماهواره، دقت دستگاه‌های اندازه‌گیری آن و ساختار مداری مانع بازیابی ضرایب بالای هارمونیک کروی در بسط پتانسیل گرانی می‌شوند. یا به عبارتی این پارامترها باعث عدم بازیابی طول‌موج‌های کوتاه میدان گرانی زمین می‌شوند. بنابراین تأثیر ضرایب بالای هارمونیک کروی به همراه اثر نوار شدگی در محاسبات مربوط به بازیابی تغییر جرم باید تا حد ممکن کاهش یابد. استفاده از فیلترها به منظور کاهش تأثیر ضرایب بالا و از بین بردن همبستگی بین این ضرایب جهت تعیین تغییرات جرم با استفاده از داده‌های ماهانه گریس انجام می‌شود. بنابراین روی داده‌های ماهواره گریس استفاده از فیلتر پایین‌گذر فضایی که سهم طول موج‌های کوتاه یعنی ضرایب بالا را در محاسبات کاهش دهد، ضروری است [۵۷]. در این تحقیق از دو سری فیلتر همسانگرد (Isotropic) و ناهمسانگرد (Anisotropic) تقسیم شده است.

۳-۴-۱ فیلتر همسانگرد

فیلتر همسانگرد فیلتری است که در فضای مکان و در فضای فرکانس به آزیموت وابسته نیست. این فیلتر در فضای مکان تنها به زاویه جهتی (ψ) (زاویه است که اگر دو نقطه روی سطح کره به مرکز آن متصل شود حاصل می‌شود) بستگی دارد. به عبارت دیگر در فضای مکان هر کرنلی که تنها تابع مکان باشد تابع همسانگرد است. در فضای فرکانس تابعی همسانگرد است که تنها وابسته به درجه (n) باشد. از این گروه فیلترها می‌توان به فیلتر گوسین^۱، destripig و غیره اشاره کرد.

۳-۴-۲ فیلتر ناهمسانگرد

فیلتری که در فضای مکان و فرکانس به جهت بستگی داشته باشد فیلتر غیرهمسانگرد گویند. در فضای فرکانس فیلترهای غیرهمسانگرد علاوه بر درجه، بر حسب مرتبه هارمونیک کروی مدل ژئوپتانسیل طراحی شده‌اند. فیلترهای فن^۲، وینر و غیره از این نوع فیلترها هستند. در این تحقیق از فیلترهای همسانگرد گوسین، destripig و فیلتر فن از جمله فیلترهای غیرهمسانگرد جهت حذف اثرات ذکر شده استفاده می‌شود. در ادامه به این موضوع پرداخته شده است.

۳-۵-۱ فیلتر گوسین

مدل‌های ژئوپتانسیل گریس، به شکل ضرایب هارمونیک‌های کروی ماهانه، نوارهایی در راستای شمال-جنوب نشان می‌دهند. با بالا رفتن درجه ضرایب استوکس و افزایش میزان نوارشدگی (strip)، استفاده از یک فیلتر پایین‌گذر با عملکرد توزیع گوسین می‌تواند دامنه طول موج کوتاه را کاهش دهد و طول موج‌های بلند را بازیابی کند. چنین تابعی با توزیع گوسین همسانگرد، تابع توزیع گوسین نامیده می‌شود (Wahr, Molenaar et al. 1998). این فیلتر در سال ۱۹۸۱ توسط جکلی [۶۵] مطرح شد و فیلتر

¹ Gaussian

² Fan

گوسین به عنوان اولین فیلتر همسانگرد، توسط جان وار [۱۶] بر روی مشاهدات گریس به کار گرفته شد. شکل این کرنل در فضای مکان عبارت است از:

$$G(\psi) = \frac{e^{-b(1-\cos\psi)}}{\frac{1}{2b}(1-e^{-2b})} \quad (۷-۳)$$

که در آن ψ فاصله کروی، $b = \frac{\ln(2)}{1-\cos(\frac{r_m}{a})}$ پارامتر کنترل کننده فرکانس عبوری است که تابعی از شعاع میانگین گیری (r_m) و a نیم قطر بزرگ بیضوی می باشد. طیف تابع β_n در حوزه مکان برای هارمونیک های درجه n با استفاده از معادله زیر محاسبه می شود [۶۶]:

$$\beta_n = \int_0^\pi \frac{ae^{-b(1-\cos\psi)}}{1-e^{-2b}} P_n(\cos\psi) \sin\psi d\psi \quad (۸-۳)$$

به علت پیچیدگی حل انتگرال فوق و عدم وجود یک فرمول مشخص و قطعی برای β_n ، از تابع وزنی نرمال شده ارائه شده توسط وار و همکاران [۱۶، ۵۷] به صورت زیر استفاده شد:

$$\omega(\alpha) = \frac{b}{2\pi} \frac{\exp(-b(1-\cos\alpha))}{1-e^{-2b}} \quad (۹-۳)$$

$\omega(\alpha)$ تابع وزن گوسین در فضای فرکانس است. این کرنل با استفاده از رابطه بازگشتی به صورت زیر بیان می شود [۱۶]:

$$\begin{aligned} \omega_0 &= 1 \\ \omega_1 &= 1 + \frac{e^{-2b}}{1-e^{-2b}} - \frac{1}{b} \\ \omega_{n+1} &= -\frac{2n+1}{b} \omega_n + \omega_{n-1} \end{aligned} \quad (۱۰-۳)$$

که در آن ω_n تابع وزن در درجه n است. با اعمال این فیلتر سهم ضرایب بالا، با افزایش شعاع میانگین گیری کاسته می شود. نسخه بهبود یافته ای از این فیلتر وجود دارد که به طور گسترده ای از آن بر روی ضرایب گریس استفاده می شود که به صورت زیر بیان می شود [۶۷]:

$$\omega_n = \exp\left[-\frac{(nr/a_e)}{4\ln(2)}\right] \quad (۱۱-۳)$$

فیلتر گوسین را می توان از ضرب توابع وزن ω_n در معادله (۳-۱) به صورت زیر به کار برد:

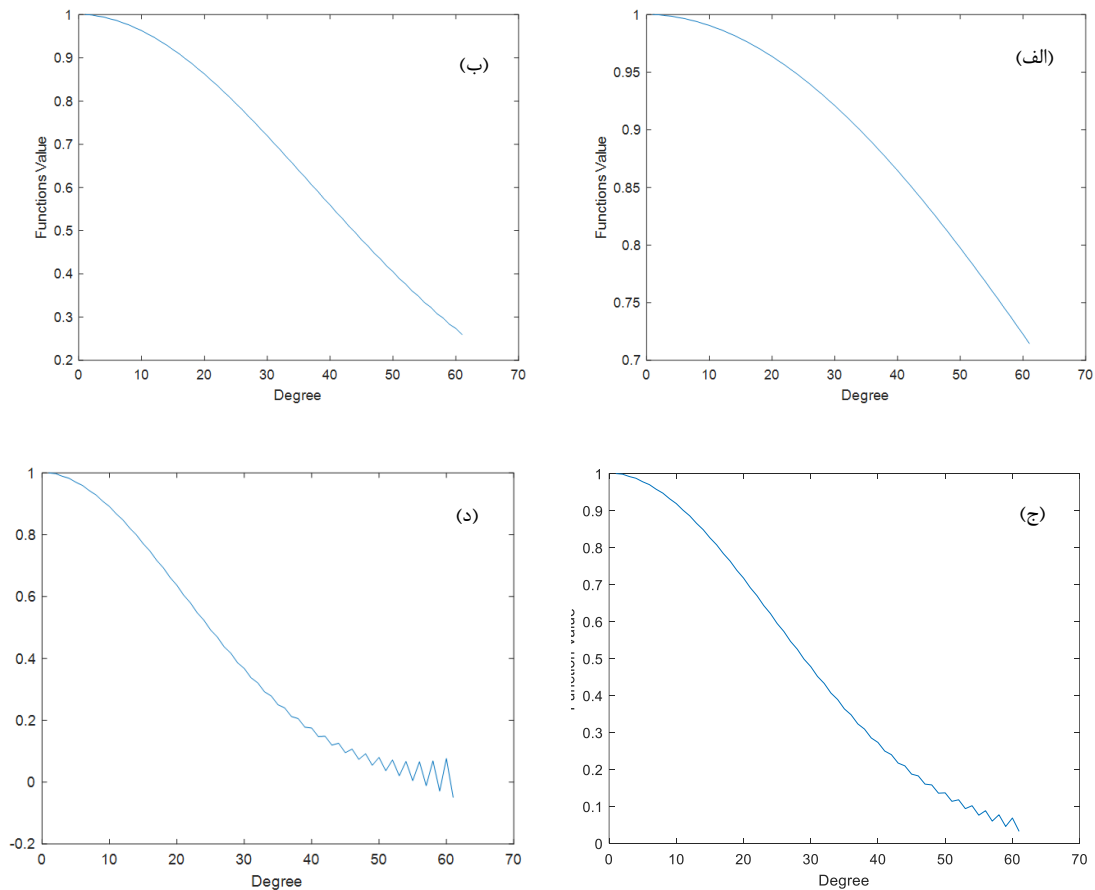
$$\Delta W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{nmax} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \omega_n \sum_{m=0}^n (\Delta c_{nm} \cos m\lambda + \Delta s_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (۱۲-۳)$$

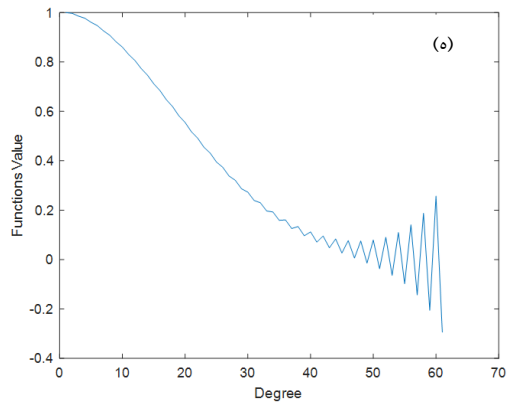
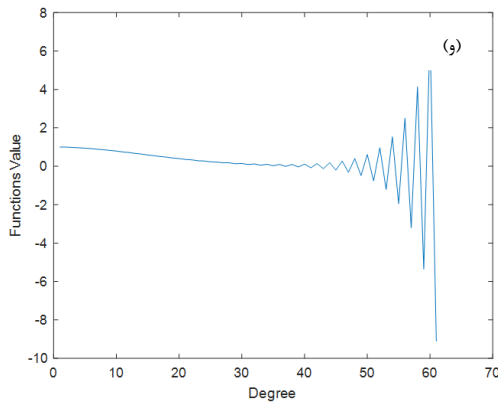
که در آن Δc_{nm} و Δs_{nm} تغییرات ضرایب هارمونیک کروی را نشان می دهد.

در اینجا برای نمایش رفتار تابع میانگین گیری گوسین برای شش شعاع میانگین گیری ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰،

۳۵۰، ۴۰۰ و ۵۰۰ روی مدل های ژئوپتانسیل درجه ۶۰ و برای نسخه بهبود یافته آن نیز از شعاع ۲۰۰

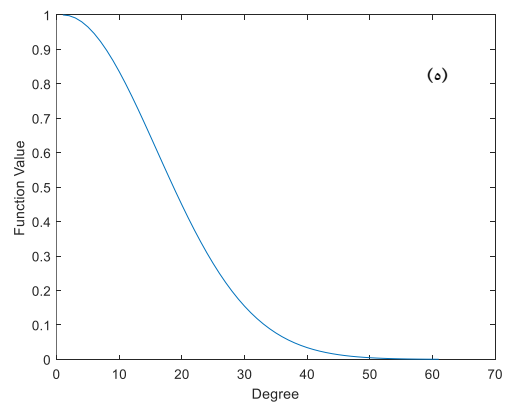
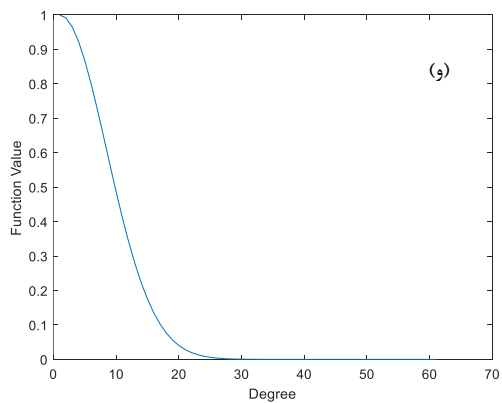
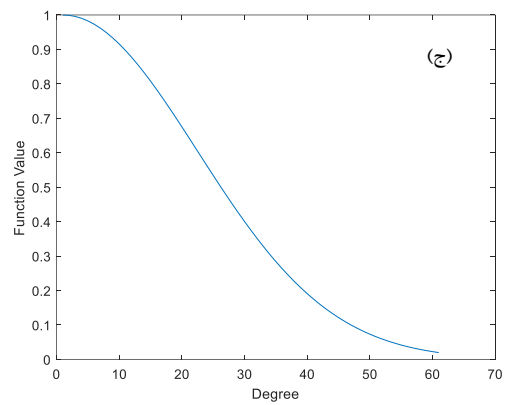
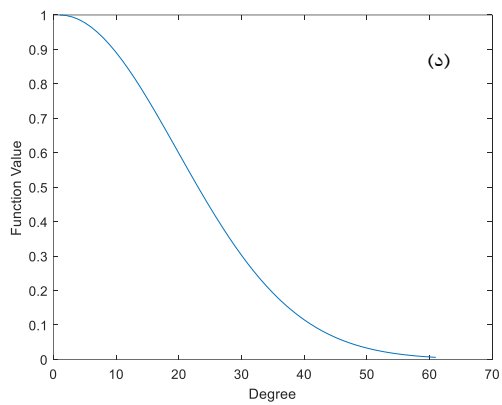
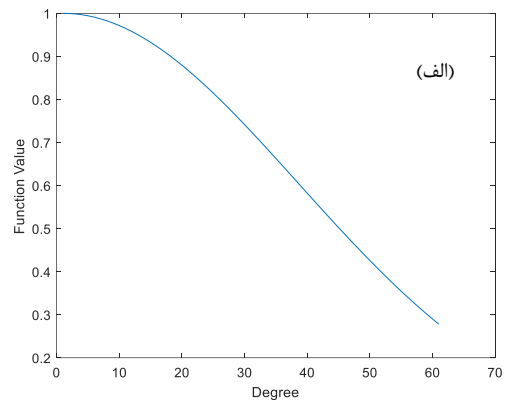
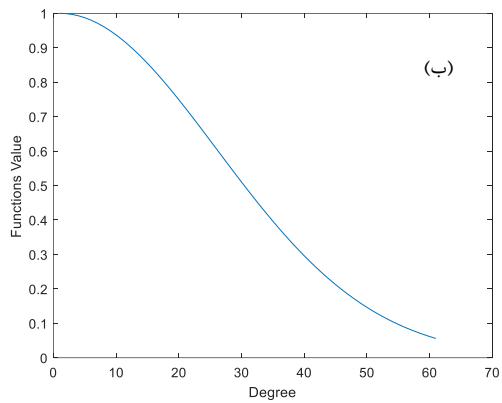
تا ۱۰۰۰ با گام های ۱۰۰ کیلومتری ترسیم شده است:





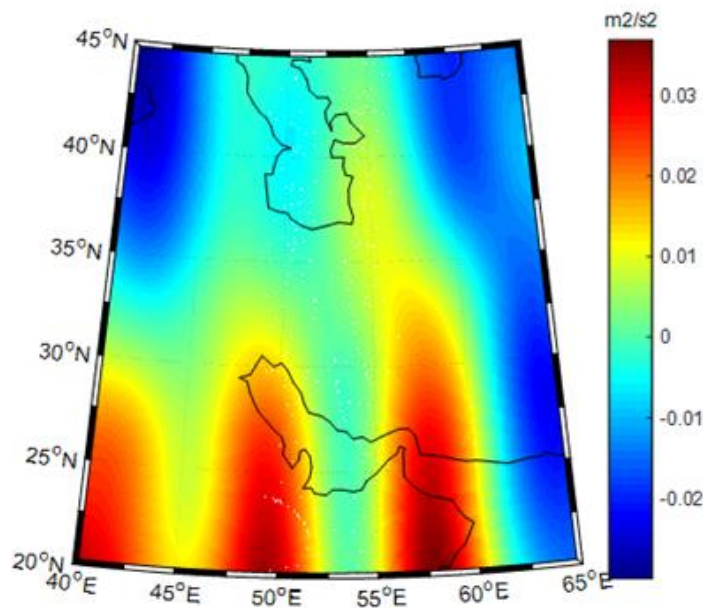
شکل ۳-۳: تابع میانگین‌گیری گوسین در شعاع‌های مختلف (الف) ۱۰۰ کیلومتر (ب) ۲۰۰ کیلومتر (ج) ۳۰۰ کیلومتر (د) ۳۵۰ کیلومتر (ه) ۴۰۰ کیلومتر (و) ۵۰۰ کیلومتر

با توجه به شکل ۳-۳، تابع میانگین‌گیری گوسین با افزایش شعاع میانگین‌گیری، در درجات بالا رفتار نامناسب و غیریکنواختی را از خود نشان می‌دهد. این رفتار در شعاع ۵۰۰ کیلومتری به وضوح دیده می‌شود. لذا با افزایش شعاع میانگین‌گیری و ایجاد یک رفتار غیریکنواخت در درجات بالاتر، باید ضرایب را در درجات پایین‌تر برش داد. روش فیلتر کردن وار و همکاران [۱۶]، تا درجه ۵۰ توصیه نمی‌شود. اما در نسخه بهبود یافته [۶۷] همان‌طور که در شکل ۳-۴ دیده می‌شود تابع رفتار یکنواختی از خود به نمایش می‌گذارد و با افزایش درجات به صفر میل می‌کند. همچنین با افزایش شعاع میانگین‌گیری میل کردن به صفر زودتر اتفاق می‌افتد. بنابراین نسخه بهبود یافته این تابع برای استفاده از داده‌های گریس مناسب‌تر می‌باشد.



شکل ۳-۴: نسخه بهبود یافته تابع میانگین‌گیری با شعاع‌های مختلف (الف) ۲۰۰ کیلومتر (ب) ۳۰۰ کیلومتر (ج) ۳۵۰ کیلومتر (د) ۴۰۰ کیلومتر (ه) ۵۰۰ کیلومتر (و) ۱۰۰۰ کیلومتر

تغییرات پتانسیل در محدوده ایران بعد از اعمال فیلتر گوسین بهبود یافته با شعاع میانگین‌گیری ۳۵۰ کیلومتر در شکل ۳-۳ نمایش داده شده است.



شکل ۳-۵: تغییرات پتانسیل در محدوده کشور ایران پس از اعمال فیلتر گوسین بهبود یافته طی بازه زمانی دو ماه متوالی (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳) با شعاع میانگین‌گیری ۳۵۰ کیلومتر

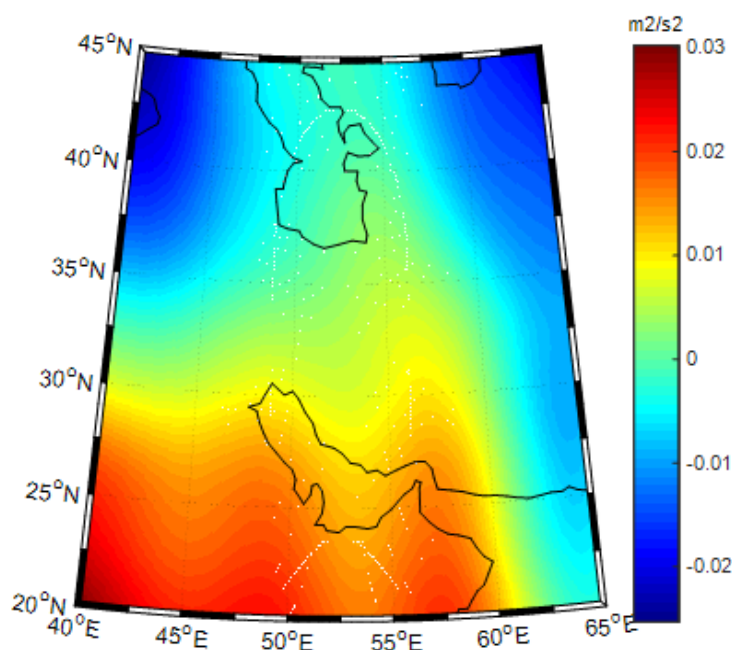
با توجه به شکل ۳-۵، مقدار عددی تغییرات پتانسیل پس از اعمال فیلتر گوسین بهبود یافته و حذف خطای نواری طی بازه دو ماه متوالی (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳) به طور تقریبی بین -0.02 تا 0.03 مجذور متر بر مجذور ثانیه با استفاده از داده‌های ماهانه سطح دو ماهواره گریس نشان داده شده است. یکی از مشکلات اساسی فیلتر گوسین بهبود یافته علاوه بر حذف نوارشدگی امتداد شمالی- جنوبی، اطلاعاتی از سیگنال اصلی را در سایر راستاها فیلتر می‌کند. بنابراین استفاده از فیلترهای دیگری که بتوان به کمک آنها سهم زیادی از همبستگی بین ضرایب در راستای شمال- جنوب را کاهش داد ضروری است. بر این اساس فیلتر فن و destriping روی داده‌های گریس اعمال می‌شود.

۳-۶- فیلتر فن

در فیلتر فن که یک فیلتر گوسین ناهمسانگرد است، روی مرتبه m و درجه n هارمونیک‌های کروی تأثیرگذار است [۲۳] که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\Delta W(r, \theta, \lambda) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{nmax} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \omega_n \sum_{m=0}^n \omega_m (\Delta c_{nm} \cos m\lambda + \Delta s_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (۱۳-۳)$$

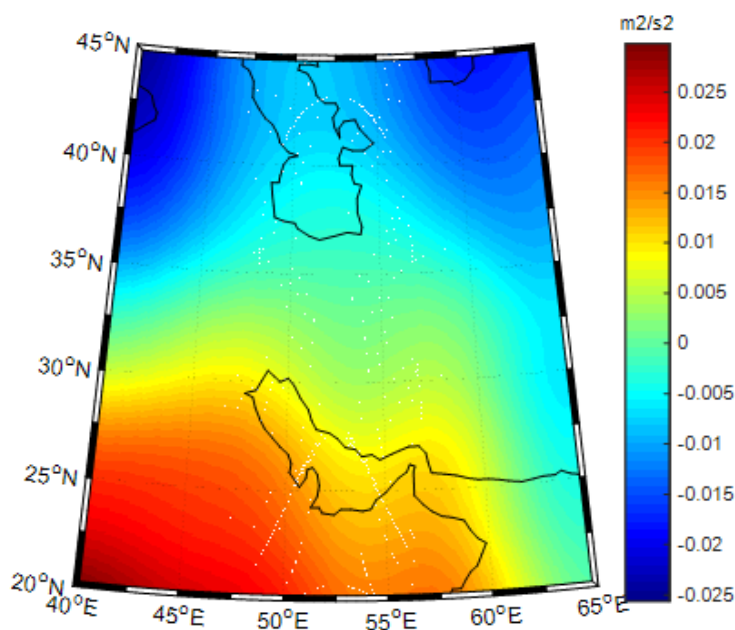
که در آن ω_m و ω_n تابع وزن فیلترگوسین در درجه n و مرتبه m است و سایر پارامترها هم قبلاً تعریف شده است. همان‌طور که در شکل ۳-۶ نشان داده شده است عملکرد فیلتر فن در حذف اثر نوارشدگی بهتر از فیلتر گوسین بهبود یافته است. مقدار عددی تغییرات پتانسیل در دوره زمانی دو ماه متوالی (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳) داده‌های گریس بین $-۰/۰۲$ تا $۰/۰۳$ مجذور متر بر مجذور ثانیه می‌باشد.



شکل ۳-۶: تغییرات پتانسیل پس از اعمال فیلتر فن طی بازه زمانی دو ماه متوالی (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳) با شعاع میانگین گیری ۳۵۰ کیلومتر

۷-۳- فیلتر destriping

همان‌طور که قبلاً اشاره شد، وجود نوارشدگی شمالی- جنوبی نشان دهنده درجه بالایی از همبستگی مکانی در ضرایب هارمونیک کروی گریس است [۵۷]. چنین همبستگی به ویژه در درجه و مراتب بالا یافت می‌شود. بررسی ضرایب هارمونیک برای یک مرتبه خاص به ما در درک این مسئله کمک می‌کند. برای رفع این خطای همبسته، می‌توان ضرایب زوج و فرد را با یک چندجمله‌ای از درجه ۵ با روش کمترین مربعات مدل‌سازی کرد. در این تحقیق عمل فیلتر کردن ضریب هارمونیک کروی با استفاده از مرتبه ۶ ($m=6$) با استفاده از چندجمله‌ای از درجه ۵ انجام شده است. این فیلتر به صورت اختصار به عنوان فیلتر P5M6 شناخته می‌شود.



شکل ۷-۳: تغییرات پتانسیل پس از اعمال فیلتر فیلتر فن و destriping طی بازه زمانی دو ماه متوالی (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳) با شعاع میانگین‌گیری ۳۵۰ کیلومتر

با اعمال فیلتر فن و destriping روی داده‌های گریس طی بازه دو ماه متوالی (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳) تغییرات پتانسیل به طور تقریبی بین -0.025 تا 0.025 مجذور متر بر مجذور ثانیه بدست آمد.

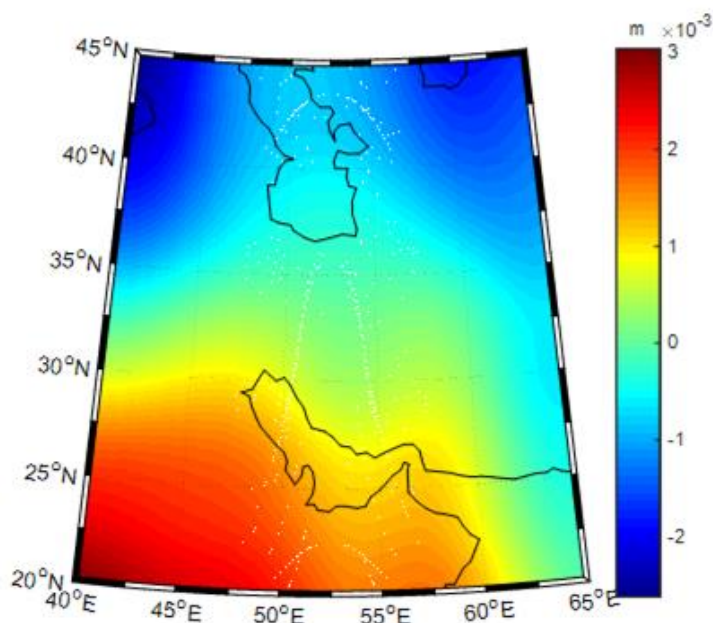
۳-۸- تغییرات ژئوئید با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل

ژئوئید به عنوان یک سطح هم پتانسیل زمین، تقریب بالایی با سطح متوسط آب‌های آزاد دارد. این سطح مبنای ارتفاعات در ژئودزی محسوب می‌شود و تعیین دقیق آن از اهمیت بالایی برخوردار است. در برخی مطالعات از ژئوئید برای تغییرات میدان گرانی استفاده می‌شود [۱۴, ۴۸, ۶۸]. روش مستقیم برای تعیین ژئوئید استفاده از داده‌های گرانی‌سنجی است. ولی می‌توان طول موج‌های بلند ارتفاع ژئوئید را که سهم عمده‌ای در محاسبات دارند با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل جهانی تعیین کرد. این مدل‌ها قابلیت نمایش عوارض منطقه‌ای و جهانی ژئوئید را دارند. این در حالی است که برای محاسبه طول موج‌های کوتاه باید از داده‌های گرانی‌سنجی زمینی استفاده گردد. برای محاسبه تغییرات ژئوئید با استفاده از رابطه برونز روی تغییرات پتانسیل می‌توان نوشت [۵۰]:

$$\Delta N = N_2 - N_1 = \frac{W_2 - U}{\gamma_0} - \frac{W_1 - U}{\gamma_0} = \frac{W_2 - W_1}{\gamma_0} = \frac{\Delta W}{\gamma_0} \quad (۱۴-۳)$$

که در آن γ_0 (شتاب گرانی نرمال) به طور تقریبی برابر با $\frac{GM}{r^2}$ و U پتانسیل نرمال است. جای‌گذاری رابطه (۱-۳) در معادله (۱۴-۳) و با در نظر گرفتن مقدار γ_0 تغییرات سطح ژئوئید به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\Delta N(r, \varphi, \lambda) = r \sum_{n=0}^{nmax} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} (\Delta c_{nm} \cos m\lambda + \Delta s_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (۱۵-۳)$$



شکل ۳-۸: تغییرات ژئوئید پس از اعمال فیلتر گوسین بهبود یافته طی بازه زمانی دو ماه متوالی (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳) با شعاع میانگین گیری ۳۵۰ کیلومتر

با توجه به شکل ۳-۸ تغییرات ژئوئید در دو ماه متوالی از روی داده‌های ماهانه گریس پس از اعمال فیلتر گوسین جهت حذف خطای نوارشدگی محاسبه شد. مقدار عددی این تغییرات بین ۲- میلی‌متر تا ۳ میلی‌متر متغیر است.

۳-۹- تغییرات آنومالی گرانی با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل

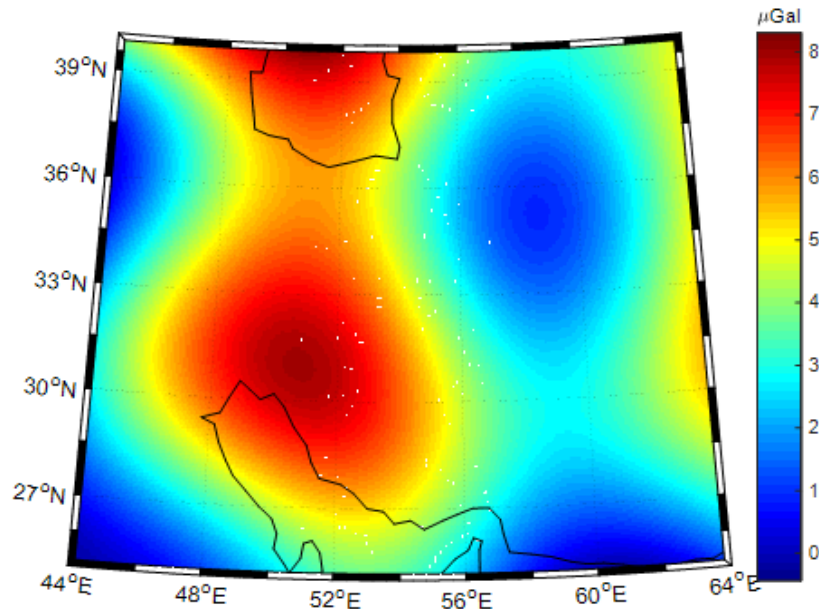
آنومالی گرانی را می‌توان به طور مستقیم از تقریب کروی معادله بنیادی ژئودزی فیزیکی بدست آورد [۵۰]:

$$\Delta g = -\frac{\partial T}{\partial r} - \frac{2}{r} \quad (3-16)$$

که در آن؛ $T = W - U$ ، آنومالی پتانسیل است. W ؛ آنومالی واقعی و U ؛ پتانسیل نرمال است. با بسط مقدار T به هارمونیک‌های کروی و قرار دادن آن در معادله (۳-۱۶) خواهیم داشت:

$$\Delta(\delta g) = \frac{GM}{r} \sum_{n=0}^{n_{max}} \frac{(n+1)}{r} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (\Delta c_{nm} \cos m\lambda + \Delta s_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (17-3)$$

که $\Delta(\delta g)$ تغییرات آنومالی گرانی است.



شکل ۳-۹: تغییرات آنومالی گرانی پس از اعمال فیلتر گوسین طی بازه زمانی دو ماه متوالی (ژانویه ۲۰۰۳ و فوریه ۲۰۰۳) با شعاع میانگین‌گیری ۳۵۰ کیلومتر

مطابق شکل ۳-۹، تغییرات آنومالی گرانی طی بازه زمانی دو ماه متوالی داده‌های گریس با حذف خطای نوارشدگی به وسیله فیلتر گوسین محاسبه شده است. این تغییرات در آنومالی گرانی در بازه بین صفر تا ۸ میکروگال متغیر است. بر این اساس می‌توان گفت در بخش جنوب غرب ایران تغییرات شتاب گرانی افزایشی بوده و به سمت شمال شرق روند کاهشی داشته است.

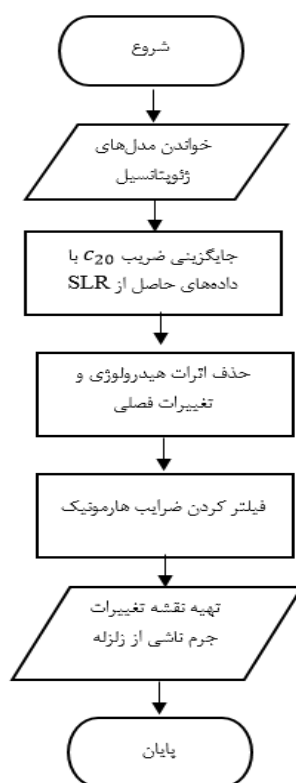
۳-۱۰- تغییر شکل ناشی از وقوع زلزله‌های بزرگ با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل

همان‌طور که پیش‌تر گفته شد با کمک تغییرات در مدل‌های ماهانه گریس می‌توان تغییرات در پتانسیل و سایر توابع میدان گرانی را در اثر وقوع پدیده‌های مختلف زمینی بررسی و محاسبه کرد. روند محاسبه

این تغییرات به وسیله داده‌های مشاهداتی گریس به صورت فلوجارت در شکل ۳-۱۰ نشان داده شده است.

با توجه به این الگوریتم، روش انجام کار برای بررسی این تغییر شکل‌ها با استناد بر مشاهدات گریس بدین صورت است که بعد از خواندن مدل‌های ژئوپتانسیل و جایگزینی ضرایب حاصل از ماهواره SLR، برای استخراج سیگنال مورد نظر و جلوگیری از تغییرات فصلی (تغییرات سالانه و نیم سالانه) و هیدرولوژیکی، از اختلاف دو سال میانگین داده‌های گرانی در پیش و پس از وقوع زلزله استفاده می‌شود. از اثرات فصلی می‌توان به جزرومدهای اقیانوسی و پارامترهای جوی (بارش) اشاره کرد. معمولاً برای میانگین‌گیری از بازه سالیانه با تعداد سال‌های زوج استفاده می‌شود تا تغییرات فصلی را تا حد امکان کاهش دهد. علت این امر این است که روند تأثیرات فصلی به صورت تابع سینوسی می‌باشد. به عنوان مثال برای زلزله سوماترا این میانگین‌گیری بین مدل‌های ژئوپتانسیل ماهانه گریس در سال‌های (۲۰۰۳ + ۲۰۰۴) و (۲۰۰۵ + ۲۰۰۶) می‌تواند محاسبه شود.

پس از آن فیلتری برای حذف همبستگی بین ضرایب روی داده‌های گریس اعمال می‌شود. پس از انجام مراحل ذکر شده در صورتی که در نتایج بدست آمده تغییرات قابل توجهی (دارای یک پرش قابل توجه) قبل و بعد از وقوع زلزله برای تغییرات ژئوئید و سایر توابع میدان گرانی در نقطه مشاهده‌ای ایجاد شده باشد و تغییرات به قدری بزرگ باشد که به وسیله گریس قابل نمایش باشد (یعنی از لحاظ عددی از دقت مدل‌های گریس در تعیین ژئوئید کمتر نباشد)، می‌توان ادعا کرد که گریس قادر به نمایش تغییرات ژئوئیدی ناشی از زلزله بوده است.



شکل ۳-۱۰: الگوریتم محاسبه تغییرات جرم ناشی از وقوع زلزله با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل گریس

۳-۱۱- مدل‌های هیدرولوژیکی

مدل‌های هیدرولوژیکی به توصیف ذخایر آب‌های زمینی می‌پردازند. به طور کلی مدل‌های هیدرولوژیکی به دو دسته مدل‌های محلی و مدل‌های جهانی تقسیم می‌شوند. در این تحقیق از مدل هیدرولوژیکی جهانی GLDAS استفاده می‌شود که از آن در بخش پایانی محاسبات جهت تأثیرات هیدرولوژیکی استفاده شده است.

۳-۱۱-۱ مدل هیدرولوژی جهانی GLDAS

مدل GLDAS پروژه مشترک بین سازمان ملی هوانوردی و فضایی آمریکا (NASA)، مرکز ملی پیش بینی‌های محیطی ۱ (NCEP)، مرکز اقیانوسی و اتمسفری ملی ۲ (NOAA) و مرکز پرواز فضایی گوارد (GSFC) است [۶۹]. این مدل ترکیبی از داده‌های ماهواره‌ای و مشاهدات زمین مرجع است که بر اساس مدل‌های پیشرفته خشکی‌ها و تکنیک‌های پیشرفته در ترکیب داده‌ها به منظور تعیین وضعیت بهینه زمین (میزان رطوبت سطح خشکی‌ها و تغییرات آن) ایجاد شده است [۶۹]. این مدل نسبت به سایر مدل‌های هیدرولوژیکی دارای ویژگی‌های منحصر به فردی است که آن را از دیگر مدل‌ها متمایز می‌کند. در زیر به این ویژگی‌ها اشاره شده است:

۱- جهانی بودن این مدل

۲- تفکیک زمانی و مکانی بالا

۳- در دسترس بودن داده‌های مدل

۴- استفاده از ترکیب داده‌های ماهواره‌ای و زمین مرجع در مدل

۵- تکرار داده‌ها در مدت زمان کم (داده‌های مدل در بازه‌های زمانی سه ساعته در اختیار کاربران قرار داده شده است)

۶- تطابق مناسب و بهینه با داده‌های ماهواره گرانی‌سنجی از جمله گریس

از بین موارد ذکر شده در بالا، مورد آخر مهم‌ترین دلیلی است که سبب شد از این مدل در روند محاسبات تغییرات سطح آب زیرزمینی استفاده شود. در جدول ۳-۱ ویژگی‌های مدل هیدرولوژیکی GLDAS نشان داده شده است.

¹ National Center for Environmental Prediction

² National Oceanic and Atmospheric Administration

جدول ۳-۱: خصوصیات مدل هیدرولوژی GLDAS [۷۰]

Projection	Latlong
Spatial Extent	All land north of 60 degrees S
Spatial Resolution	1 degree and 1/4 degree
Time period	1/1/1979- present
Temporal Resolution	15 minute time steps, 3-hourly output fields
Forcing	Multiple dataset derived from satellite measurements and atmospheric analyse
Forcing Heights	2m for air temperature and specific humidity, 10m for wind
Elevation Definition	GTOPO30
Vegetation Definition	University of meryland, 1km
Soils Definition	Reynolds, Jacson, and Rawls[1999]
Land Surface Models	Mosaic, CLM2, Noah, VIC
Output Format	GRIB, NetCDF, ASCII, GDS

داده‌های این مدل از آدرس زیر قابل دریافت هستند:

<https://disc.sci.gsfc.nasa.gov/datasets>

همان‌طور که در جدول ۳-۱ نشان داده شده، داده‌های هیدرولوژی GLDAS در چهار فرمت (سطر آخر) قابل نمایش هستند که عموماً در قالب GRIB در اختیار کاربران قرار می‌گیرند. این فرمت‌ها را می‌توان با برنامه‌هایی چون wgrib، picogrib، jgrib و یا جعبه ابزارهایی مانند nctoolbox در محیط متلب فراخوانی کرد. از پارامترهای خروجی این مدل‌ها می‌توان به تبخیر و تعرق، رطوبت لایه خاک، مقادیر مربوط به ذوب یخ‌ها (آب معادل برف)، آب ذخیره شده در پوشش گیاهان و غیره اشاره کرد. پارامترهای نام برده بر حسب دانسیته سطحی (کیلوگرم بر متر مکعب)، در داخل یک فایل GRIB در دسترس قرار می‌گیرند. با توجه به جدول بالا، مدل هیدرولوژیکی GLDAS دارای مدل‌های سطح خشکی متفاوتی است. تفاوت هر کدام از این مدل‌ها در لایه‌های مختلف خاک می‌باشد. همچنین برای تطابق نتایج این مدل با نتایج حاصل از ماهواره گریس از تفکیک مکانی یک درجه و تفکیک زمانی ماهانه استفاده می‌شود.

۱۲-۳- نمایش تغییرات جرم در قالب ضخامت لایه آب معادل با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل

برای نمایش تغییرات جرم بر اساس مدل‌های ماهانه گریس ابتدا باید ضرایب هارمونیک بسط در تغییرات جرم را بر اساس ضرایب مدل‌های ماهانه گریس بیان نمود. برای این منظور رابطه تغییرات ژئویدی ناشی از حرکت مواد در سطح زمین به صورت زیر بیان می‌شود [۷۲, ۷۱, ۴۰]:

$$\Delta N(\theta, \lambda) = r \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (۱۸-۳)$$

همان‌طور که قبلاً گفته شد ΔC_{nm} و ΔS_{nm} تغییرات ضرایب هارمونیک کروی گریس با درجه n و مرتبه m است. در رابطه (۱۸-۳) از طرفی می‌توان نشان داد تغییرات در ضرایب با چگالی به صورت زیر بیان شود [۷۱, ۱۹]:

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{3}{4\pi\rho_E(2n+1)} \int \Delta\rho(r, \theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \left(\frac{r}{a}\right)^{n+2} \times \begin{Bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{Bmatrix} \sin \theta d\theta d\lambda dr \quad (۱۹-۳)$$

که ρ_E چگالی میانگین زمین (۵۵۱۷ کیلوگرم بر متر مکعب) است و $\Delta\rho(r, \theta, \lambda)$ تغییر چگالی در یک منطقه خاص است. $\Delta\delta(\theta, \lambda)$ تغییرات چگالی در لایه‌ای از زمین می‌باشد که با تقسیم تغییرات جرم بر مساحت منطقه بدست می‌آید. بنابراین می‌توان تغییرات چگالی سطحی را با انتگرال‌گیری شعاعی از چگالی به صورت زیر محاسبه نمود:

$$\Delta\delta(\theta, \lambda) = \int_{thin\ layer} \Delta\rho(r, \theta, \lambda) dr \quad (۲۰-۳)$$

در بازیابی میدان گرانی چون تغییر ارتفاع مواد در سطح زمین در مقایسه با شعاع متوسط زمین (a) نسبتاً کوچک است. در نتیجه می‌توان در رابطه (۱۹-۳) عبارت $\left(\frac{r}{a}\right)^{n+2} \approx 1$ را جایگزین کرد. بنابراین رابطه (۱۹-۳) به صورت زیر باز تعریف می‌شود:

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix}_{surf\ mass} = \frac{3}{4\pi a \rho_E (2n+1)} \times \int \Delta\delta(\theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \begin{Bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{Bmatrix} \sin \theta d\theta d\lambda \quad (۲۱-۳)$$

تغییرات جرم سطح نیز می‌تواند باعث تغییر شکل جامد زمین شود که به طور غیر مستقیم باعث تغییر در میدان گرانی می‌شود که به صورت زیر قابل نمایش است:

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix}_{soild Earth} = \kappa_n \times \begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix}_{surf mass} \quad (22-3)$$

که در آن؛ κ_n ضرایب لَو از درجه n است [۷۳]. جدول ۲-۳ مقادیر عددی اعداد لَو را نشان می‌دهد.

جدول ۲-۳: مقدار اعداد لَو نسبت به درجه هارمونیک‌ها [۷۴]

n	κ_n	n	κ_n	n	κ_n
۰	+۰/۰۰۰	۷	-۰/۰۸۱	۳۰	-۰/۰۴۰
۱	+۰/۰۲۷	۸	-۰/۰۷۶	۴۰	-۰/۰۳۳
۲	-۰/۳۰۳	۹	-۰/۰۷۲	۵۰	-۰/۰۲۷
۳	-۰/۱۹۴	۱۰	-۰/۰۶۹	۷۰	-۰/۰۲۰
۴	-۰/۱۳۲	۱۲	-۰/۰۶۴	۱۰۰	-۰/۰۱۴
۵	-۰/۱۰۴	۱۵	-۰/۰۵۸	۱۵۰	-۰/۰۱۰
۶	-۰/۰۸۹	۲۰	-۰/۰۵۱	۲۰۰	-۰/۰۰۷

در نهایت تغییرات کل میدان گرانی زمین ناشی از تغییرات جرمی در سطح زمین را می‌توان به صورت زیر بدست آورد:

$$\begin{aligned} \begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix} &= \begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix}_{surf mass} + \begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix}_{soild Eerth} \\ &= (1 + \kappa_n) \begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix}_{surf mass} \end{aligned} \quad (23-3)$$

اگر بسط هارمونیک‌های کروی بر روی تغییرات جرمی ($\Delta\delta$) در سطح زمین انجام شود، پس:

$$\begin{aligned} \Delta\delta(\theta, \lambda) &= a\rho_w \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n [\Delta\hat{C}_{nm} \cos m\lambda \\ &\quad + \Delta\hat{S}_{nm} \sin(m\lambda)] \bar{P}_{nm}(\cos\theta) \begin{Bmatrix} \cos m\lambda \\ \sin m\lambda \end{Bmatrix} \sin\theta d\theta d\lambda \end{aligned} \quad (24-3)$$

که ρ_w چگالی آب و $\Delta\delta/\rho_w$ می‌تواند به عنوان تغییرات جرمی بیان شده در سطح زمین در ارتفاع آب در نظر گرفته شود. با استناد بر این رابطه می‌توان ضرایب را از رابطه زیر محاسبه نمود:

$$\begin{Bmatrix} \Delta \hat{C}_{nm} \\ \Delta \hat{S}_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{1}{4\pi a \rho_w} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \Delta \delta(\theta, \lambda) \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (25-3)$$

با مقایسه روابط (۲۴-۳) و (۲۲-۳) می‌توان به رابطه بین ضرایب $\begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix}$ و $\begin{Bmatrix} \Delta \hat{C}_{nm} \\ \Delta \hat{S}_{nm} \end{Bmatrix}$ پی برد:

$$\begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{3\rho_w}{\rho_E} \frac{1 + \kappa_n}{2n + 1} \begin{Bmatrix} \Delta \hat{C}_{nm} \\ \Delta \hat{S}_{nm} \end{Bmatrix} \quad (26-3)$$

$$\begin{Bmatrix} \Delta \hat{C}_{nm} \\ \Delta \hat{S}_{nm} \end{Bmatrix} = \frac{3\rho_E}{\rho_w} \frac{2n + 1}{1 + \kappa_n} \begin{Bmatrix} \Delta C_{nm} \\ \Delta S_{nm} \end{Bmatrix} \quad (27-3)$$

رابطه تغییر چگالی سطحی ($\Delta \delta$) بر اساس تغییرات هارمونیک گریس را می‌توان با استفاده از فرمول زیر محاسبه کرد:

$$\begin{aligned} \Delta \delta(\theta, \lambda) = & \frac{a\rho_E}{3} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{2n + 1}{1 + \kappa_n} [\Delta C_{nm} \cos m\lambda \\ & + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \end{aligned} \quad (28-3)$$

با تقسیم رابطه فوق بر چگالی متوسط آب‌ها می‌توان به تغییرات جرم بر حسب ضخامت لایه آب معادل که همان تغییرات سطح آب معادل (EWH) است، پرداخت:

$$\Delta \zeta(\theta, \lambda) = \frac{a\rho_E}{3\rho_w} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{2n + 1}{1 + \kappa_n} [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (29-3)$$

۳-۱۳- حذف اثرات هیدرولوژی از روی ضرایب هارمونیک ماهانه گریس

ذخیره آب‌ها به عنوان پارامتری هیدرولوژیکی از مجموع میزان بارندگی، تبخیر آب، خروجی آب رودخانه و میزان نفوذ آن به آب‌های زیرزمینی، تشکیل شده است. اصلی‌ترین عامل در تغییر میدان گرانی، تغییرات در سطح ذخایر کلی آب می‌باشد. معمولاً تغییرات ذخایر آب در یک آبخیز با استفاده از اندازه‌گیری‌های چاه‌های پیژومتری در مقیاس‌های نقطه‌ای و محلی انجام می‌شود. اما اندازه‌گیری‌ها در مقیاس جهانی با کمک این روش‌ها امکان‌پذیر نیست. آنچه گریس به عنوان تغییرات آب نشان می‌دهد

مجموع ذخایر کلی آب است. یعنی توزیع جرمی که توسط ماهواره‌های گریس حس می‌شوند، شامل مجموع تمام اثرات هیدرولوژیکی و غیرهیدرولوژیکی است. با توجه به شکل ۳-۱۱ برای تعیین تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل حاصل از گریس و مدل هیدرولوژیکی GLDAS روند محاسبات به قرار زیر است:



شکل ۳-۱۱: الگوریتم محاسبه تغییرات جرم ناشی از ذخایر سطح آب زیرزمینی با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل و مدل GLDAS

طبق الگوریتم بالا، ابتدا با محاسبه تغییرات جرم برحسب ضخامت لایه آب معادل با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل ذخایر کلی آب در سطح زمین بدست می‌آید. برای حذف اثرات هیدرولوژیکی از مدل جهانی هیدرولوژی GLDAS، استفاده می‌شود. برای حذف این اثرات دو راه وجود دارد. الف) مدل‌های ماهانه گریس را در قالب تغییرات جرم بر حسب ضخامت لایه آب معادل نوشت. داده‌های مدل هیدرولوژی نیز بر حسب ضخامت لایه آب معادل نوشت و به مقایسه آنها پرداخت. ب) داده‌های مدل هیدرولوژی را به ضرایب هارمونیک تبدیل کرد تا قابل مقایسه با ضرایب هارمونیک در گریس باشند. روند کار در روش

اول بدین صورت است که ابتدا با استفاده از مدل‌های ماهانه گریس به محاسبه میانگین ضرایب در یک بازه زمانی طولانی می‌پردازند. سپس با کمک میانگین‌گیری بدست آمده از مدل‌های گریس، تغییرات جرم برحسب ضخامت لایه آب معادل با استفاده از رابطه (۳-۲۶) قابل محاسبه است. با اعمال فیلتر گوسین جهت کاهش سهم طول موج‌های کوتاه در رابطه مذکور می‌توان به صورت زیر نوشت:

$$\Delta\zeta(\theta, \lambda) = \frac{a\rho_E}{3\rho_w} \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n \frac{2n+1}{1+\kappa_n} W_n \times [\Delta C_{nm} \cos m\lambda + \Delta S_{nm} \sin m\lambda] \bar{P}_{nm}(\cos \theta) \quad (30-3)$$

در مورد داده‌های هیدرولوژی نیز روال کار بدین شکل است که پس از ترکیب داده‌های مدل با یکدیگر تبدیل به تغییر جرم برحسب ضخامت لایه آب معادل می‌شوند. منظور از ترکیب داده‌ها در مدل هیدرولوژی GLDAS، مجموع پارامترهایی است که در فایل با فرمت GRIB در اختیار قرار می‌گیرد. به عنوان مثال پارامترهای تبخیر، رطوبت لایه خاک و آب معادل برف در مدل به ترتیب باعث کاهش و افزایش ذخایر آب در سطح زمین شده و ترکیب این پارامترها را می‌توان به صورت زیر نشان داد:

$$\Delta GW = \Delta TWS - (\Delta SWE + \Delta SM + \Delta TCW) \quad (31-3)$$

که در آن سمت چپ معادله، تغییرات آب‌های زیرزمینی و در سمت راست به ترتیب از چپ به راست تغییرات کل ذخایر آب ناشی از ماهواره گریس، تغییرات رطوبت خاک، تغییرات آب معادل برف و تغییرات آب موجود در تاج پوشش گیاهان در مدل هیدرولوژی قرار گرفته‌اند. در این تحقیق از سه پارامتر خروجی مدل هیدرولوژی که میزان اثر بیشتری در محاسبات دارند استفاده می‌شود.

با توجه به اینکه داده‌های مدل هیدرولوژی در قالب جرم سطحی داده می‌شوند با تقسیم این داده‌ها بر چگالی میانگین آب (ρ_w)، می‌توان تغییرات را بر حسب ضخامت لایه آب معادل بدست آورد. اما استفاده از این روش برای مقایسه داده‌های گریس و مدل هیدرولوژی GLDAS دارای یک مشکل اساسی است و آن قدرت تفکیک زیادتر مدل هیدرولوژی GLDAS نسبت به مدل گریس است (لازم به یادآوری است که در گریس با بیشترین درجه (۱۲۰) بالاترین طول موج تقریباً ۲۰۰ کیلومتر است در حالی که

در مدل GLDAS هر ۰/۲۵ درجه طول موج آن تقریباً ۳۰ کیلومتر است). بنابراین وجود طول موج‌های کوتاه در داده‌های هیدرولوژی را می‌توان از مشکلات این روش دانست. همان‌طور که پیش از این بیان شد ضرایب ماهانه گریس به علت ساختار مداری تنها دارای تعداد محدودی از ضرایب هارمونیک کروی است (بیشترین درجه هارمونیک در گریس ۱۲۰ است). بنابراین ضرایبی که برای محاسبه تغییرات جرم برحسب ضخامت لایه آب معادل مورد استفاده قرار می‌گیرد، قادر به بازیابی کامل طول موج‌های کوتاه نیستند (در این ضرایب طول موج‌های کوتاه تأثیر بسیار کمی دارد). علاوه بر این از میانگین‌گیری گوسین نیز برای حذف خطای نواری استفاده می‌شود و با افزایش شعاع میانگین‌گیری سهم ضرایب بالا (طول موج‌های کوتاه) کمتر خواهد شد. در صورتی که وجود طول موج‌های کوتاه در مدل هیدرولوژی تأثیر بسزایی در محاسبات دارد. بنابراین نمی‌توان نتایج حاصل این مدل هیدرولوژی را از نتایج بدست آمده از ماهواره گریس برداشت. برای حل این مشکل می‌توان با میانگین‌گیری روی داده‌های مدل GLDAS قدرت تفکیک آن را کاهش داد تا قابل مقایسه با داده‌های گریس شود. در راه حل دوم با تبدیل داده‌های مدل هیدرولوژی به ضرایب هارمونیک کروی گریس تا درجه و مرتبه مورد استفاده در تحقیقات، می‌توان این اثرات را از روی ضرایب هارمونیک گریس برداشت. به عبارت دیگر با حذف طول موج‌های مدل هیدرولوژی GLDAS از روی این ضرایب (که نشان دهنده طول موج‌های بلند میدان هستند) می‌توان گفت مقدار قابل توجهی از اثرات هیدرولوژی از روی داده‌ها حذف شده است. اما در این مدل باید داده را در تمام کره زمین داشت در صورتی که داده‌های مدل GLDAS از ۹۰ درجه شمالی تا ۶۰ درجه جنوبی است. بنابراین برای حذف اثرات هیدرولوژی از روی داده‌های ماهواره گریس از روش اول استفاده شده است.

در ادامه و در فصل ۴ به بررسی صحت برنامه عددی نوشته شده و ارائه نتایج به دست آمده از این برنامه عددی پرداخته می‌شود.

فصل ۴

بررسی تغییرات میدان گرانی ناشی از وقوع زلزله و
تغییرات سطح آب زیرزمینی

۴-۱- مقدمه

همان‌طور که پیش از این گفته شد، قسمت دینامیک میدان گرانی همواره دستخوش تغییرات قرار می‌گیرد. عمده تغییرات آن مربوط به اثرات هیدرولوژی و حرکت صفحات تکتونیکی ناشی از وقوع زلزله مربوط است. در این فصل با استفاده از ضرایب هارمونیک کروی ماهانه گریس، ابتدا به بررسی مدل‌سازی سه زلزله بزرگ در جهان پرداخته می‌شود. سپس با ترکیب داده‌های مدل هیدرولوژی و داده‌های ماهواره گریس، تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی در کل ایران مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۴-۲- مدل‌سازی زلزله‌های بزرگ با داده‌های گریس

به دلیل ارتفاع بالای ماهواره گریس فقط توانایی کشف طول موج‌های بلند میدان گرانی را دارد. در ایران به علت عدم رخداد زلزله‌های بزرگتر از $7/5$ در مقیاس ریشتر، ماهواره گرانی‌سنجی گریس نمی‌تواند تغییر شکل ناشی از زلزله‌های واقع شده در ایران را به خوبی آشکار نماید. به همین دلیل سه مورد از زلزله‌های بزرگ در ۱۵ سال اخیر در جهان مورد بررسی قرار گرفته است.

- زلزله سوماترا- آندمان به بزرگی $9/3$ ریشتر در اندونزی در سال ۲۰۰۴
- زلزله مائول به بزرگی $8/8$ ریشتر در شیلی در سال ۲۰۱۰
- زلزله توهوکو به بزرگی ۹ ریشتر در ژاپن در سال ۲۰۱۱

۴-۲-۱ داده‌ها و پارامترهای به کار رفته در مدل‌سازی

برای بررسی اثر وقوع زلزله در تغییر و جابجایی جرمی زمین و نیز تأثیر روی داده‌های گرانی و استفاده از توانمندی ماهواره گریس در به دست آوردن سیگنال زلزله و نمایش وقوع احتمالی آن، از روابط تغییرات ژئوئید و آنومالی گرانی که در فصل سه توضیح داده شد و نیز از داده‌های سطح دو مدل‌های ماهانه گریس که توسط مرکز پردازش CSR^۱ تهیه شده، استفاده شد.

^۱ http://icgem.gfz-potsdam.de/series/01_GRACE_monthly/CSR%20Release%2005

ضرایب استفاده شده در این مدل، کاملاً تا درجه/مرتبه ۶۰ نرمال شده‌اند. لازم به ذکر است در برخی از ماه‌ها داده وجود ندارد. برای اعمال روند الگوریتم گفته شده در فصل سه و محاسبات مربوطه برای آشکارسازی موقعیت سه زلزله مذکور در محیط نرم‌افزار MATLAB کدهای مورد نیاز نوشته شد. به منظور حذف خطاهای نواری شدن، فیلترهای زیر مورد استفاده قرار گرفت:

۱- فیلتر گوسین بهبود یافته (با شعاع میانگین‌گیری ۳۵۰ کیلومتر)

۲- فیلتر فان (با شعاع میانگین‌گیری ۳۵۰ کیلومتر)

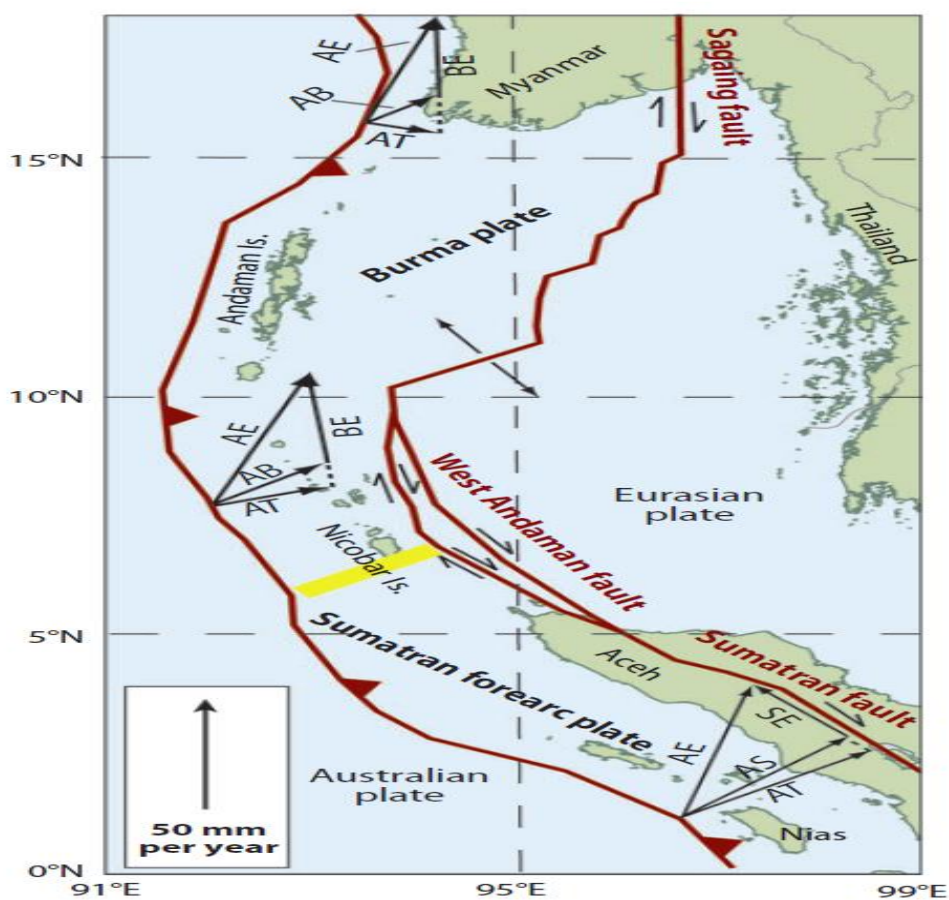
۳- فیلتر destriping به همراه فیلتر گوسین

۴- فیلتر destriping به همراه فیلتر فن

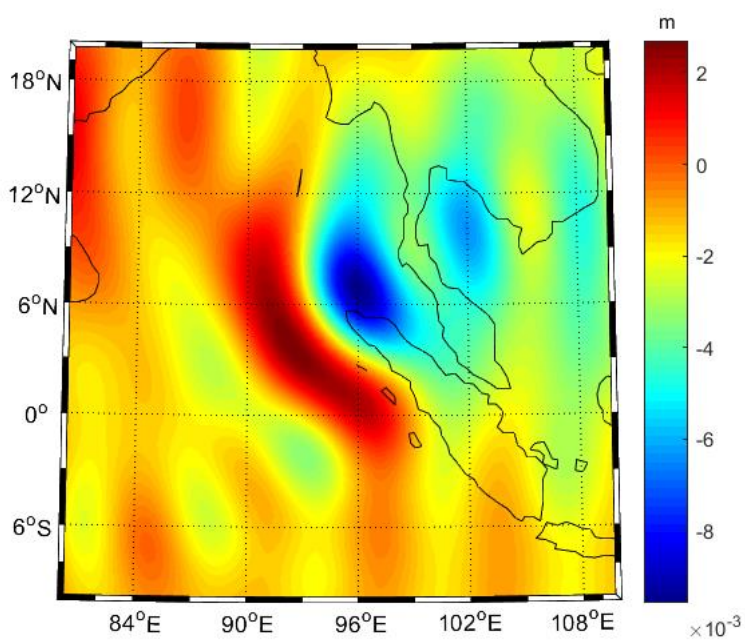
۴-۲-۲ زلزله سوماترا- آندمان

منطقه سوماترا در نتیجه فعل و انفعالات بین صفحه هند- استرالیا و صفحه اوراسیا به وجود آمده است (شکل ۴-۱). در ۲۶ دسامبر ۲۰۰۴ زلزله سوماترا- آندمان با شدت ۹/۳ ریشتر در ساحل غربی شمال منطقه سوماترا رخ داد (شکل ۴-۱). طبق داده‌های سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS) کانون این زلزله در نقطه $(3.316^{\circ}N, 95.854^{\circ}E)$ در عمق ۳۰ کیلومتری است. زلزله سوماترا- آندمان سومین زلزله بزرگ جهان محسوب می‌شود. یک زلزله عظیم دیگر نیز سه ماه پس از زلزله سوماترا- آندمان در نزدیکی این منطقه رخ داد. به علت نزدیکی زمانی وقوع دو زلزله، سیگنال‌های این دو زلزله به وسیله ماهواره گریس قابل تفکیک نیستند، که مورد بحث این مطالعه نیز نمی‌باشد.

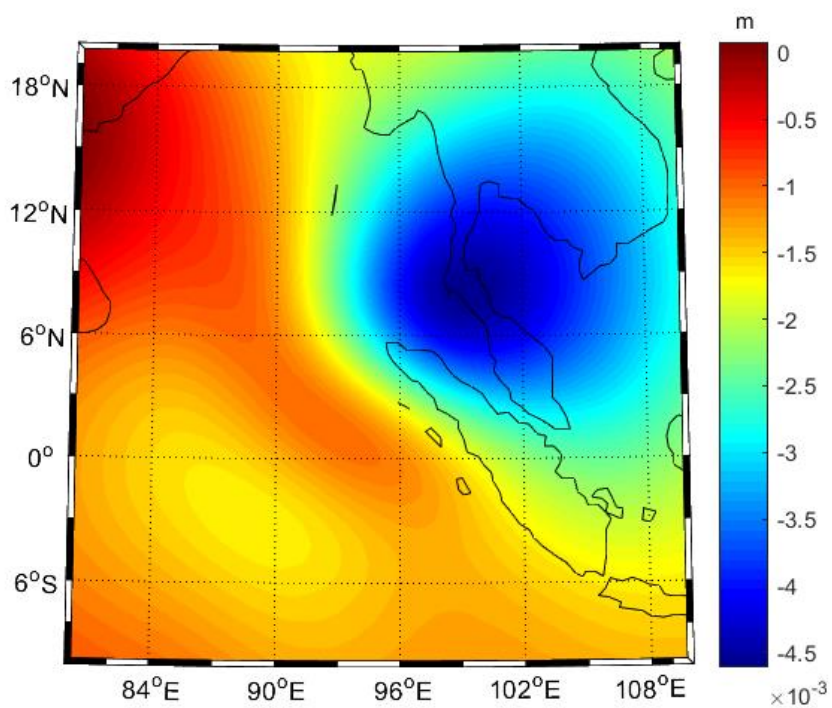
تغییرات ژئوبیدی ناشی از زلزله سوماترا قبل از اعمال فیلتر با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل در شکل ۴-۲ نشان داده شد. همچنین تغییرات ژئوبیدی با توجه به شکل ۴-۳ و آنومالی گرانی در شکل ۴-۴ پس از اعمال فیلتر روی داده‌ها محاسبه شد.



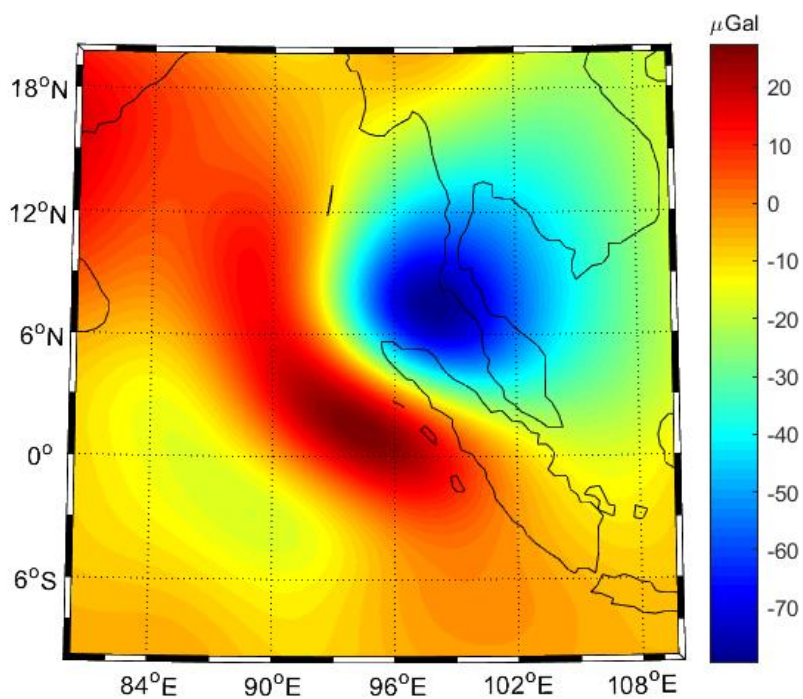
شکل ۴-۱: ساختار ژئوفیزیکی منطقه سوماترا [۷۵]



شکل ۴-۲: تغییرات ژئوفیزیکی ناشی از وقوع زلزله سوماترا پیش از اعمال فیلتر



شکل ۳-۴: تغییرات ژئوبیدی ناشی از وقوع زلزله سوماترا (فیلتر **destriping** و فن با شعاع میانگین گیری ۳۵۰ کیلومتر)

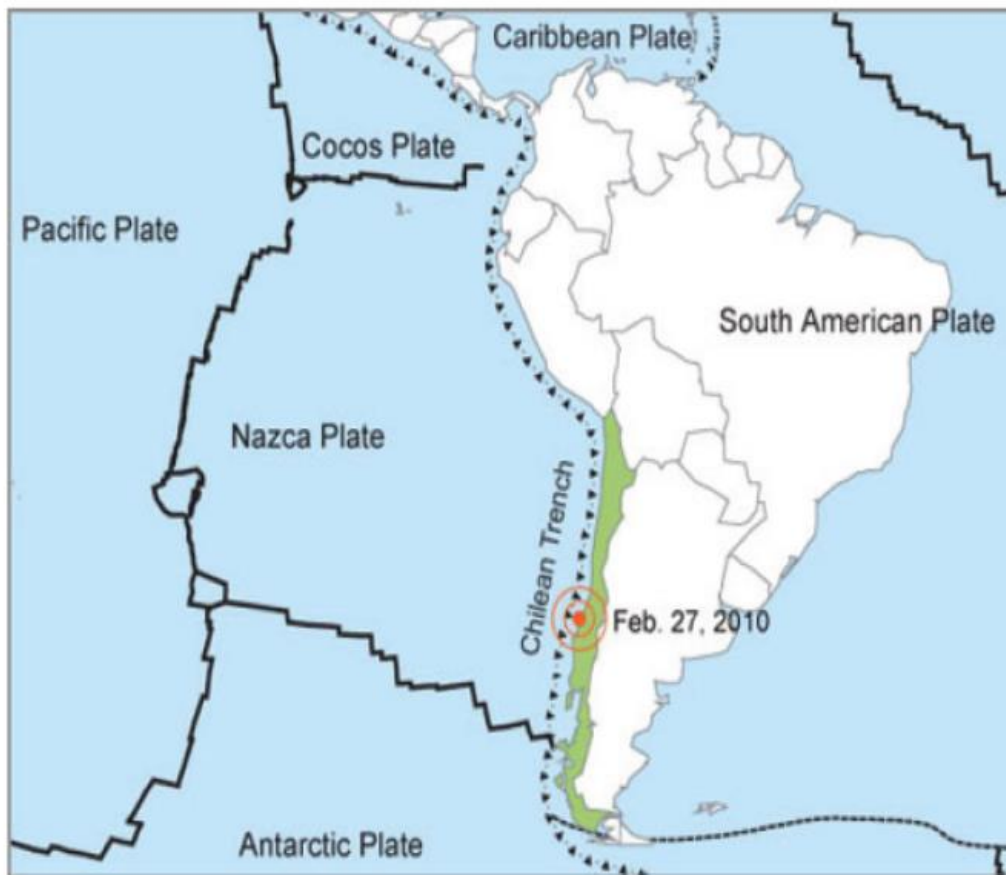


شکل ۴-۴: تغییرات آنومالی گرانی ناشی از وقوع زلزله سوماترا (فیلتر **destriping** و فن با شعاع میانگین گیری ۳۵۰ کیلومتر)

با توجه به شکل ۳-۴، شکل ۴-۴ و شکل ۲-۴ اثر تغییرات شدید در محل وقوع زلزله که در محل گسل‌های سوماترا-آندمان است به خوبی دیده می‌شود. بیشینه دامنه تغییرات ژئوید ۴/۵ میلی‌متر و برای تغییرات آنومالی گرانی ناشی از وقوع زلزله سوماترا-آندمان ۷۰ میکروگال برآورد شد.

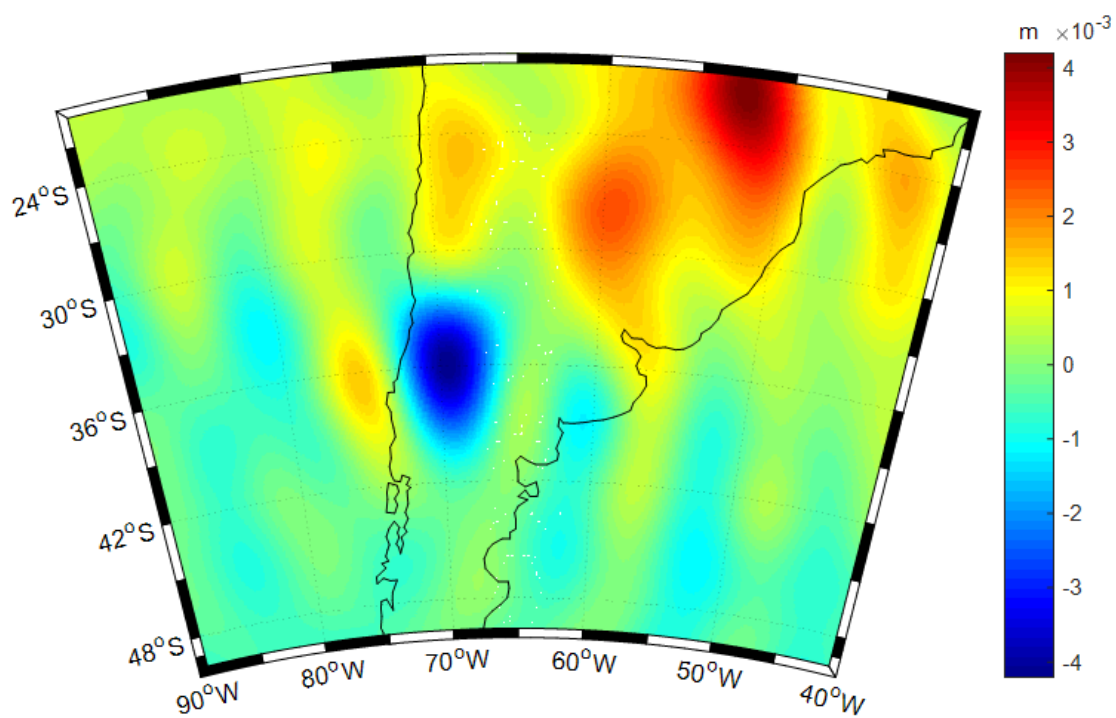
۴-۲-۳ زلزله مائول

زلزله مائول با شدت ۸/۹ ریشتر ششمین زلزله بزرگ تاریخ در ۲۷ فوریه سال ۲۰۱۰ با مرکز $(35.9.9^{\circ}S, 72.733^{\circ}W)$ و عمق ۳۵ کیلومتر رخ داده است. این زلزله در اثر قرارگیری صفحه اقیانوسی نازکا (Nazca) در زیر صفحه آمریکای جنوبی ایجاد شده است که میزان فرورانش آن در حدود ۶/۵ سانتی‌متر در سال است (شکل ۴-۵). گسیختگی زلزله بیش از ۶۰۰ کیلومتر در امتداد برخورد $(N18^{\circ}E)$ و ۶۰ کیلومتر در امتداد شیب ۱۸ درجه در منطقه اطراف مائول در کشور شیلی است. تغییرات ژئویدی قبل از اعمال فیلتر (شکل ۴-۶)، تغییرات ژئویدی بعد از اعمال فیلتر و آنومالی پتانسیل گرانی (شکل ۴-۷) که در اثر وقوع زلزله مائول شیلی ایجاد شده است، با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل داده‌های گرانی ماهواره گریس محاسبه شد.

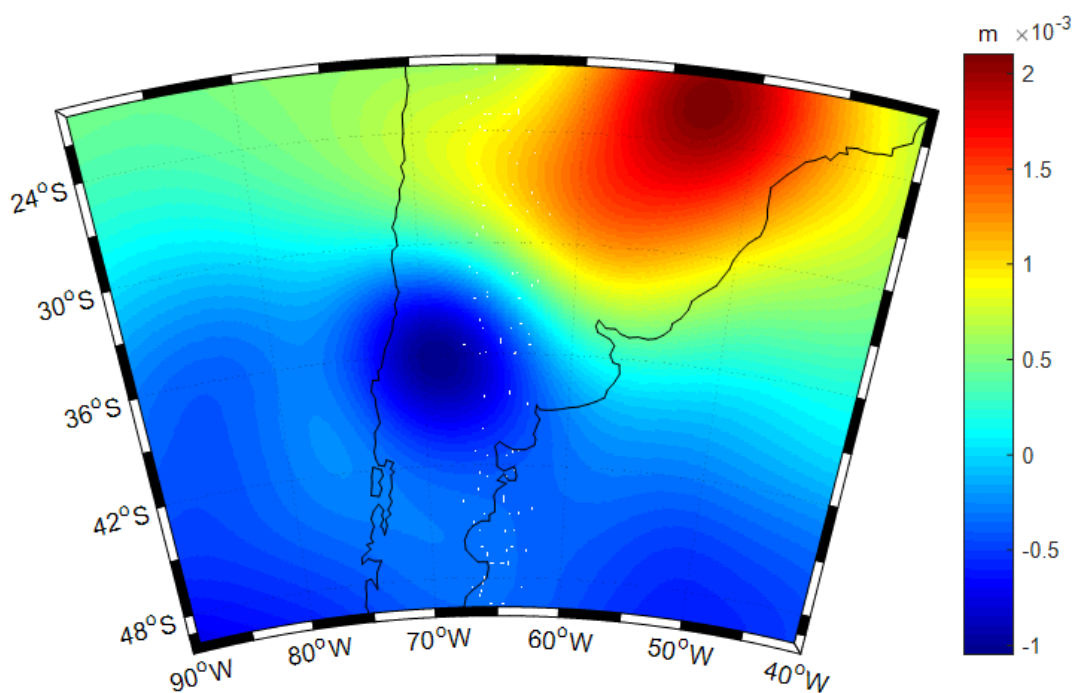


شکل ۴-۵: ساختار ژئوفیزیکی منطقه مائول [۷۶]

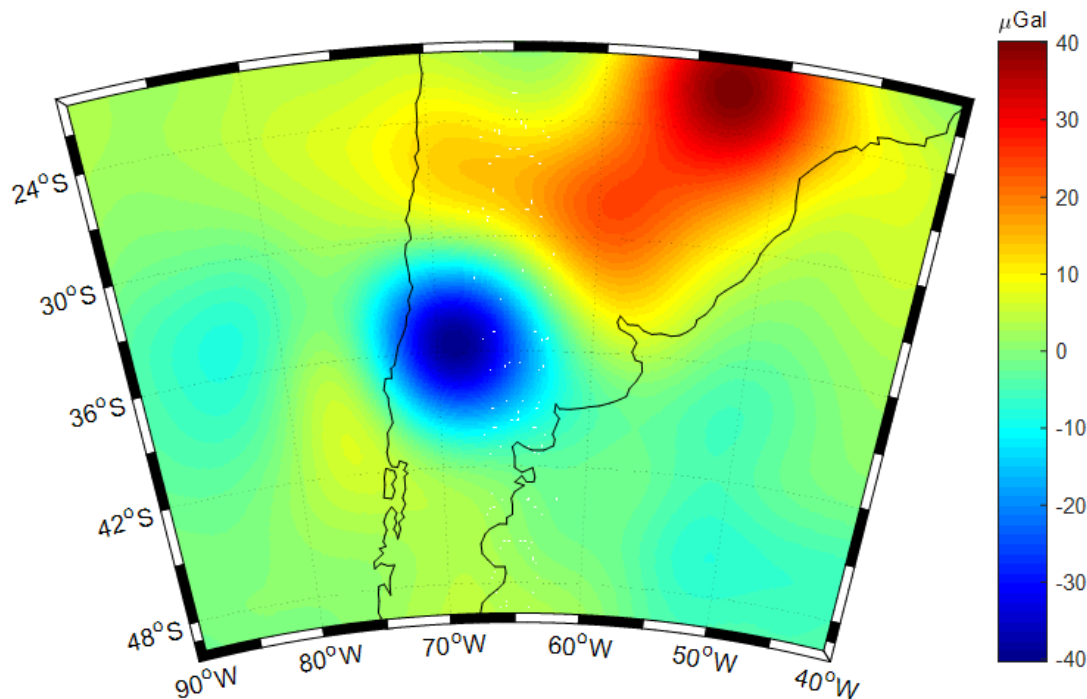
مطابق شکل ۴-۶ که تغییرات ژئوئید قبل از اعمال فیلترهای مورد نیاز را نشان می‌دهد. به روشنی می‌توان حالت نوارشدگی با امتداد شمالی- جنوبی را در شکل دید. به منظور حذف این آثار از فیلترهای گوسین، فن و destriping استفاده شد.



شکل ۴-۶: تغییرات ژئوبیدی ناشی از وقوع زلزله مائول پیش از اعمال فیلتر



شکل ۴-۷: تغییرات ژئوبیدی ناشی از وقوع زلزله مائول بعد از اعمال فیلتر (فیلتر **destriping** و فن با شعاع میانگین گیری ۳۵۰ کیلومتر)



شکل ۴-۸: تغییرات آنومالی گرانی ناشی از وقوع زلزله مائول بعد از اعمال فیلتر (فیلتر destriping و فن با شعاع میانگین‌گیری ۳۵۰ کیلومتر)

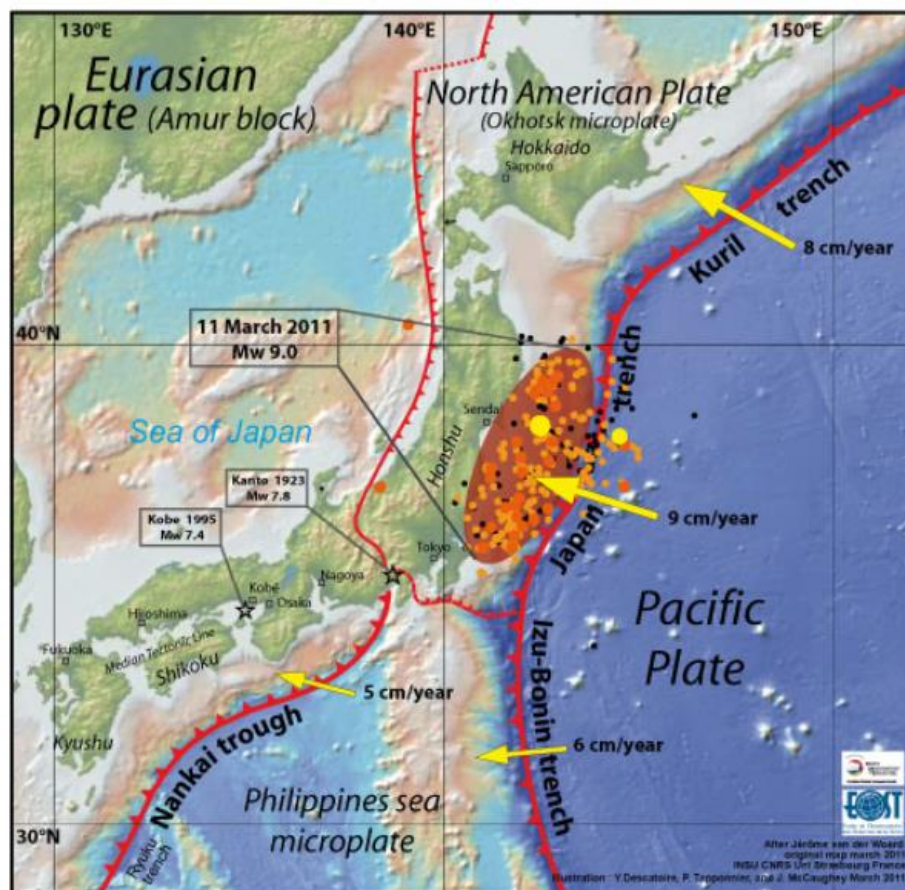
با توجه به شکل ۴-۷ و شکل ۴-۸ دامنه بیشینه برای تغییرات ژئوئید ناشی از وقوع زلزله مائول با شدت $8/3$ ریشتر دو میلی‌متر و میزان ۴۰ میکروگال تغییرات در آنومالی گرانی ناشی از وقوع زلزله برآورد شده است.

۴-۲-۴ ساختار ژئوفیزیکی منطقه توهوکو

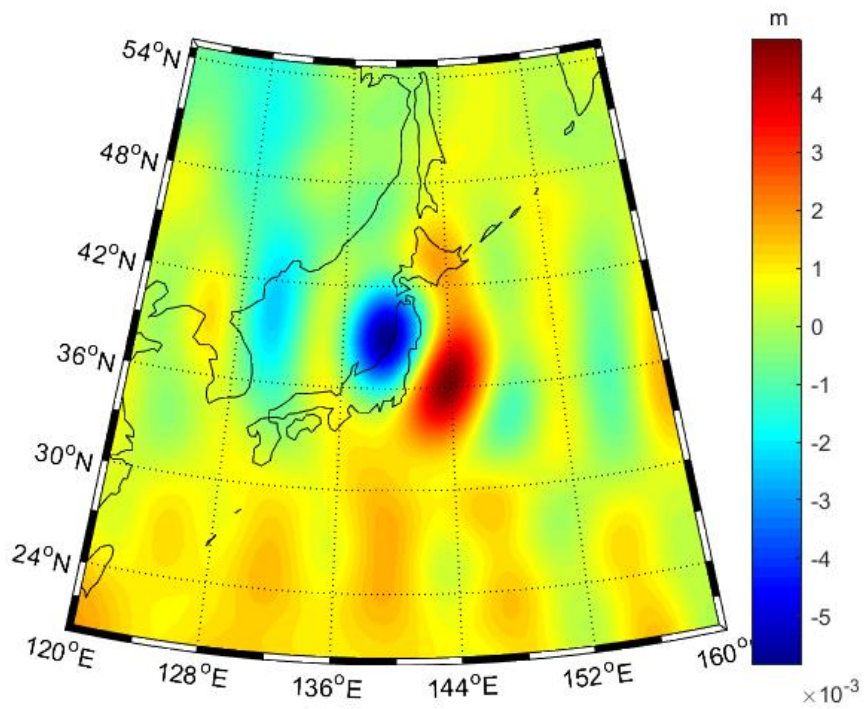
زلزله توهوکو با شدت نه ریشتر در ۱۱ مارس ۲۰۱۱، بزرگترین زلزله در ژاپن و پنجمین زلزله بزرگ جهان است. ساختار تکتونیکی منطقه اطراف ژاپن بسیار پیچیده است. مطابق شکل (۴-۹) نشان داده شده، چهار صفحه تکتونیکی در داخل و در اطراف ژاپن وجود دارد که می‌توان به صفحه اوراسیا، صفحه آمریکای شمالی، صفحه اقیانوس آرام و صفحه کوچک دریای فیلیپین اشاره کرد. این زلزله نتیجه یک گسل فشاری بین اقیانوس آرام و صفحه آمریکای شمالی می‌باشد که میزان فرورانش آن در حدود نه میلی‌متر در سال است. سازمان هواشناسی ژاپن گسیختگی این زلزله را 200×500 کیلومتر برآورد کرده

است. ناحیه نارنجی، ناحیه گسیختگی زلزله است. طبق داده‌های سازمان زمین‌شناسی آمریکا، بزرگترین نقطه زرد رنگ کانون زلزله ($38.297^{\circ}N, 142.372^{\circ}E$) را نشان می‌دهد که در آن گسیختگی آغاز شده است. زلزله در عمق ۳۰ کیلومتری زمین رخ داده است [۱].

پس از محاسبات لازم روی داده‌های گرانی ماهواره گریس به منظور نمایش محدوده وقوع زلزله توهوکو، تغییرات سطح ژئوئید پیش از اعمال فیلترها ارائه شده است که آثار نوارشدگی در آن دیده می‌شود. تغییرات ژئوئیدی قبل از اعمال فیلتر در شکل ۴-۱۰ نشان داده شده است. با توجه به شکل ۴-۱۱ و آنومالی گرانی در شکل ۴-۱۲ ناشی از وقوع زلزله توهوکو ژاپن با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل و اعمال فیلتر روی داده‌ها محاسبه شد.

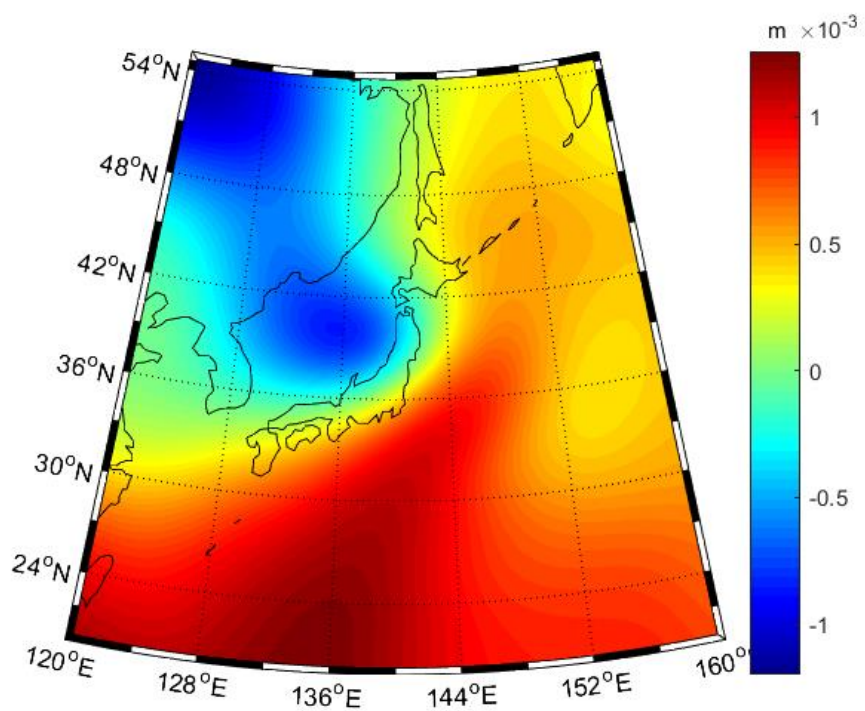


شکل ۴-۹: ساختار ژئوفیزیکی منطقه توهوکو [۷۷]

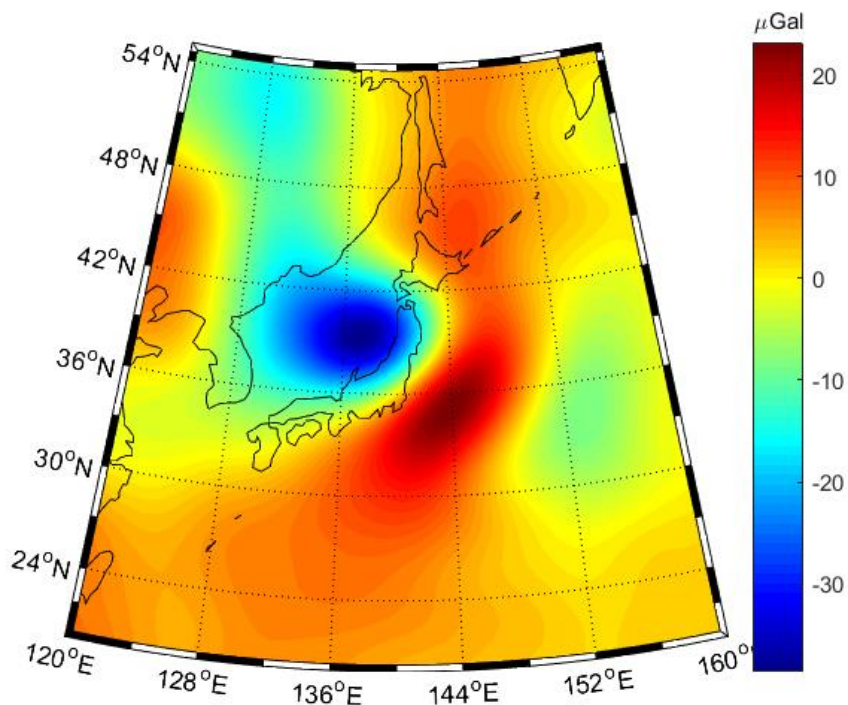


شکل ۴-۱۰: تغییرات سطح ژئویدی ناشی از وقوع زلزله توهوکو پیش از اعمال فیلتر

پس از اعمال فیلترهای گوسین، فن و destriping، در نقشه‌های تغییرات سطح ژئویدی (شکل ۴-۱۱) و نقشه تغییرات آنومالی گرانی (شکل ۴-۱۲) ناشی از وقوع زلزله توهوکوی ژاپن با استفاده از مدل‌های ژئوپتانسیل تهیه و ترسیم شد.



شکل ۴-۱۱: تغییرات ژئوبیدی ناشی از وقوع زلزله توهوکو (فیلتر **destriping** و فن با شعاع میانگین گیری ۳۵۰ کیلومتر)



شکل ۴-۱۲: تغییرات آنومالی گرانی ناشی از وقوع زلزله توهوکو (فیلتر **destriping** و فن با شعاع میانگین گیری ۳۵۰ کیلومتر)

تغییرات ژئوبیدی و آنومالی گرانی برای سه زلزله بزرگ مانند سوماترای اندونزی، مائول شیلی و توهوکوی ژاپن محاسبه شد. نتایج حاصل از محاسبات مربوطه و مقایسه نقشه‌های تهیه شده از تغییرات میدان گرانی با نقشه‌های تکتونیک مناطق مورد بررسی، انطباق مناسبی از محل وقوع زلزله‌ها با موقعیت گسل‌های اصلی نشان می‌دهد.

۳-۴- مدل سازی تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی با استفاده از داده‌های گریس

همان‌گونه که پیش‌تر در متن اشاره شده است، وجود زوج ماهواره گریس در مدار زمین توانسته تغییرات ناشی از پدیده‌های زمینی که سبب تغییر جرم زمین، شکل توپوگرافی زمین و جابجایی سطحی می‌شود، را به نقشه در آورد. این تغییرات که سبب تغییر در میدان پتانسیل گرانی و به تبع آن سبب تغییر میدان گرانی زمین می‌شود. در این تحقیق بر اساس داده‌های ماهواره‌ای گریس در بازه ۱۵ ساله، مدل‌های ژئوپتانسیل تهیه شده است. با توجه به اینکه تغییرات آب‌های زیرزمینی با توجه به خشکسالی‌های اخیر و نیز استخراج زیاد آب‌های زیرزمینی، سبب تغییرات سطحی و جابجایی جرمی بوده است. لذا به نظر می‌رسد بتوان از آن به خوبی استفاده نمود.

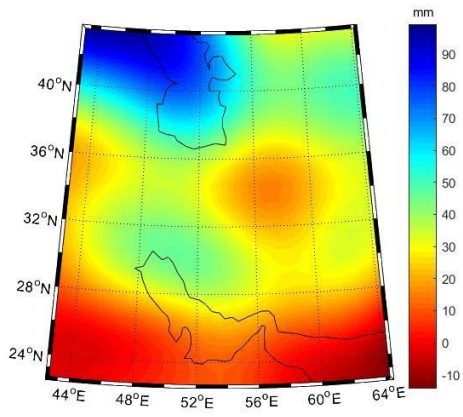
۳-۴-۱ منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در ایران بین عرض جغرافیایی 24° تا 40° شمالی و طول جغرافیایی 44° تا 64° شرقی است. حوزه‌های آبریز کشور شامل شش ابر حوزه (بر اساس تقسیمات وزارت نیرو) برابر با مساحت کل کشور می‌باشد، که هر یک از این حوزه‌ها خود به حوزه‌های کوچک تقسیم می‌شوند. با توجه به شکل ۴-۱۳ حوزه‌های آبریز دریای خزر، خلیج فارس، دریای عمان، دریاچه ارومیه، فلات مرکزی، قره‌قوم و حوزه آبریز مرزی شرق ایران از جمله ابر حوزه‌های مهم در ایران می‌باشند (شکل ۴-۱۳).

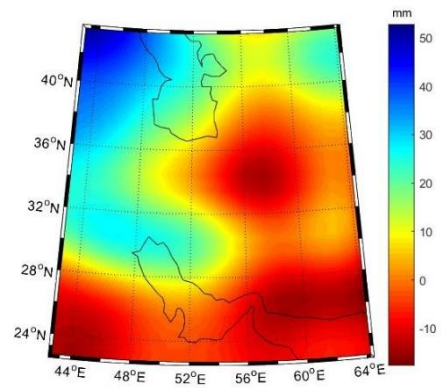


شکل ۴-۱۳: نمایی از تقسیمات حوزه‌های اصلی در ایران [۷۸]

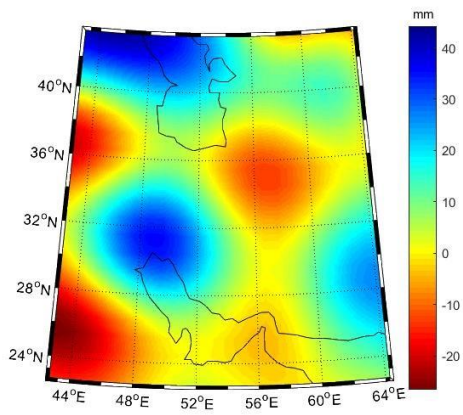
ابتدا جهت بررسی تغییرات ذخایر آب در محدوده ایران در بازه زمانی آوریل ۲۰۰۳ تا مارس ۲۰۱۶، از داده‌های فیلتر شده سطح دو مرکز CSR با درجه و مرتبه ۹۶ استفاده شد. خطای نوارشدگی در داده‌های گریس با استفاده از فیلتر گوسین بهبود یافته و destripping با شعاع میانگین‌گیری ۳۵۰ کیلومتر حذف شد. ضریب C_{20} مدل‌های ژئوپتانسیل داده‌های گریس با داده‌های ماهواره SLR جایگزین شد. در نهایت تغییرات جرم برحسب ضخامت لایه آب معادل با استفاده از رابطه (۳-۲۶) محاسبه شد. شکل ۴-۱۴ تغییرات ذخایر آب را به صورت سالانه نسبت به سال ۲۰۰۳، در کشور ایران با استفاده از داده‌های ماهانه ماهواره گریس نشان می‌دهد. برای ترسیم این اشکال ضرایب هر سال میانگین‌گیری شده است. سپس مقدار این ضرایب از ضریب سال مرجع کم شده و تغییرات جرم برحسب ضخامت لایه آب محاسبه و نقشه آن ترسیم شده است.



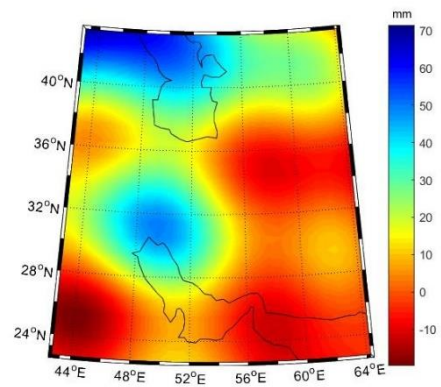
(ب: ٢٠٠٣-٢٠٠٥)



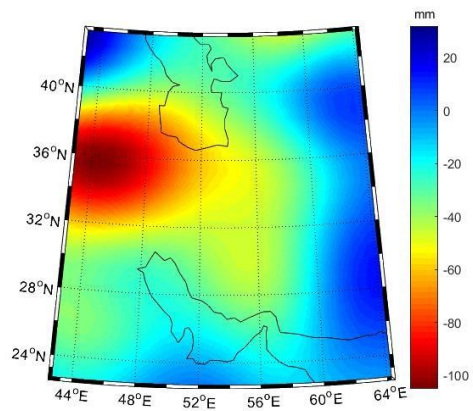
(الف: ٢٠٠٣-٢٠٠٤)



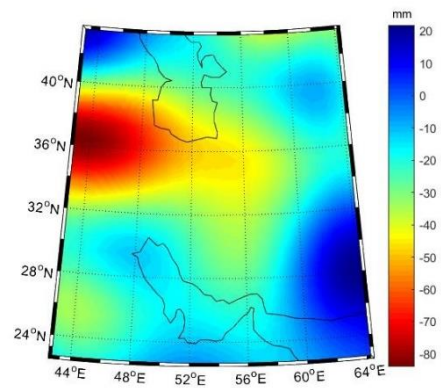
(د: ٢٠٠٣-٢٠٠٧)



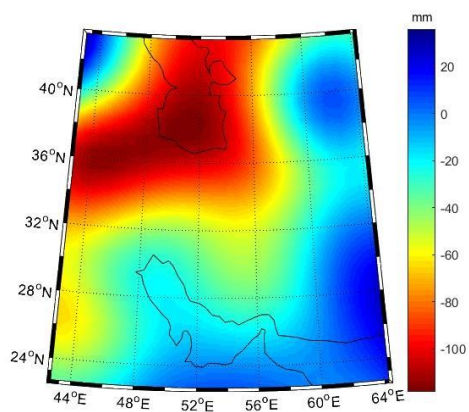
(ج: ٢٠٠٢-٢٠٠٦)



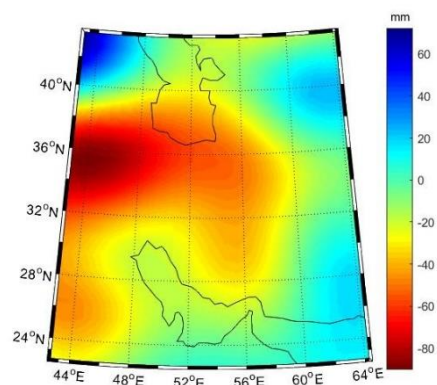
(و: ٢٠٠٣-٢٠٠٩)



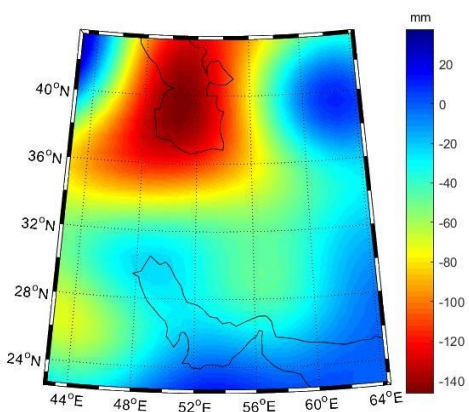
(ه: ٢٠٠٢-٢٠٠٨)



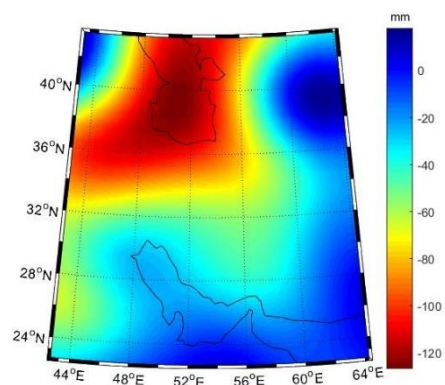
(ج : ۲۰۱۱-۲۰۰۳)



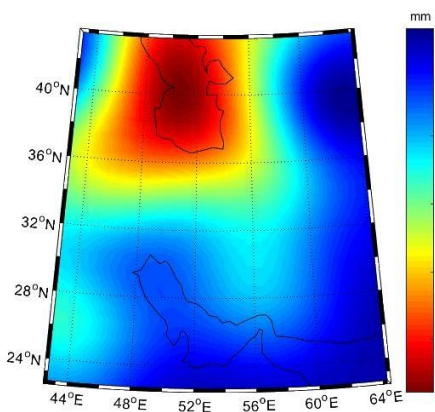
(ج : ۲۰۱۰-۲۰۰۳)



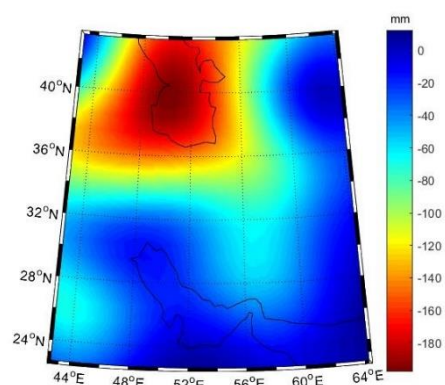
(ج : ۲۰۱۳-۲۰۰۳)



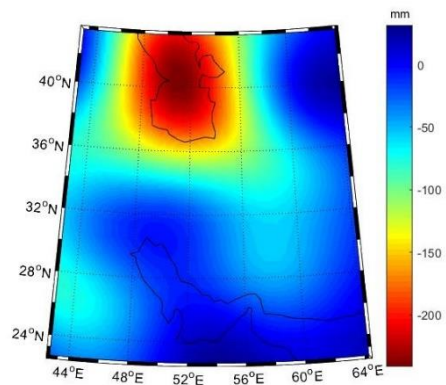
(ب : ۲۰۱۲-۲۰۰۳)



(ج : ۲۰۱۵-۲۰۰۳)



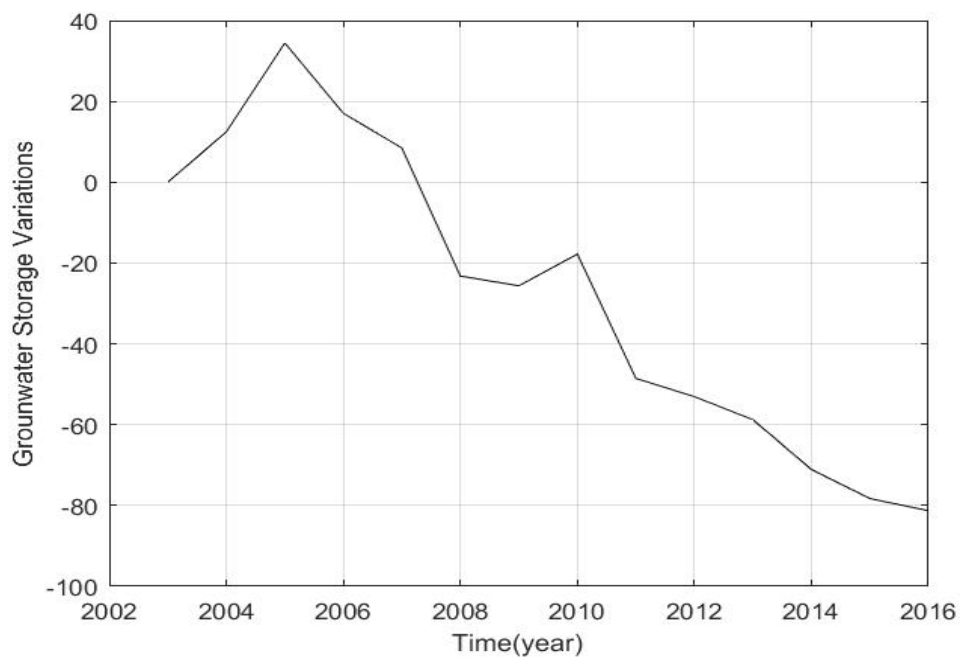
(ج : ۲۰۱۴-۲۰۰۳)



(م: ۲۰۰۳-۲۰۱۶)

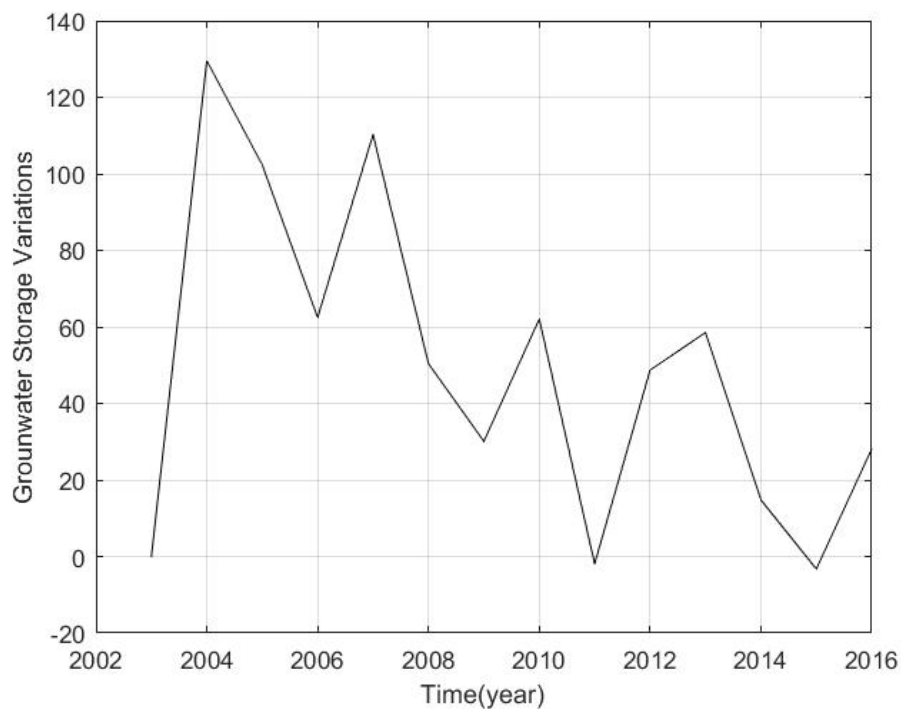
شکل ۴-۱۴: روند تغییرات ذخایر آب در کشور ایران با انتخاب سال ۲۰۰۳ به عنوان مرجع در سال‌های (الف) ۲۰۰۴ تا (ن) ۲۰۱۶

برای درک بهتری در روند تغییرات ذخایر آب و برنامه‌ریزی برای مدیریت بهتر منابع آب، سری زمانی حاصل تغییرات سالانه ذخایر آب در طی سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۶ محاسبه و نمودار تغییرات آن رسم شده است (شکل ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۵: سری زمانی تغییرات ذخایر آب در ایران با انتخاب سال ۲۰۰۳ به عنوان مرجع

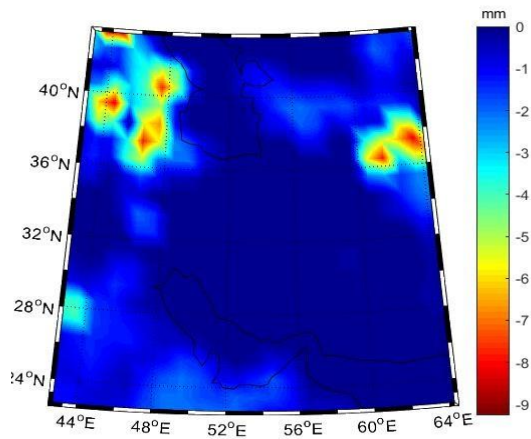
با توجه به شکل ۴-۱۵، میانگین ذخایر آب از سال ۲۰۰۳ تا سال ۲۰۰۵ افزایش یافته، سپس از سال ۲۰۰۵ تا سال ۲۰۱۶ با شیب عمومی کاهشی همراه بوده است. به منظور مقایسه بهتر کار، روند تغییرات ذخایر آب با استفاده از داده‌های فیلتر نشده مرکز CSR نیز طبق شکل (۴-۱۶) ارائه شده است که آن نیز روند کاهشی را نشان می‌دهد.



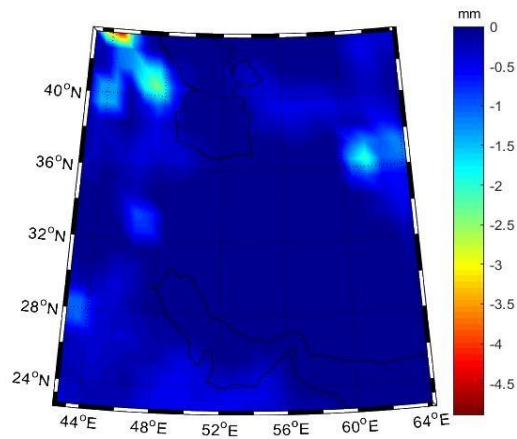
شکل ۴-۱۶: سری زمانی تغییرات ذخایر آب در ایران بدون اعمال فیلتر در بازه سال‌های ۲۰۰۳ تا ۲۰۱۶ (سال ۲۰۰۳ به عنوان مرجع)

همان‌گونه که در شکل ۴-۱۶ نشان داده شد، ماهواره گریس تغییرات کل ناشی از آب در زمین را نشان می‌دهد که علاوه بر آب‌های زیرزمینی، تغییرات ناشی از آب‌های سطحی، رطوبت خاک، آب معادل برف و حتی آب موجود در پوشش گیاهان است. به منظور دستیابی به تغییرات سطح آب‌های زیرزمینی لازم است که عوامل سطحی از مقدار مشاهدات گریس حذف شوند. بنابراین آثار ناشی از پدیده‌های ذکر شده را از مدل هیدرولوژی GLDAS استخراج کرده و به صورت لایه آب معادل نقشه آن تهیه شده است. اثر مجموع پارامترهای هیدرولوژیکی مدل GLDAS (آب معادل برف، رطوبت خاک و آب ذخیره شده در

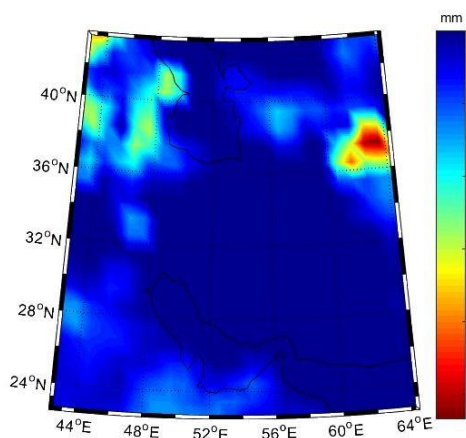
پوشش گیاهان) در طی بازه زمانی ۲۰۰۴، ۲۰۰۷، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۶ با انتخاب سال ۲۰۰۳ به عنوان مرجع به صورت زیر است:



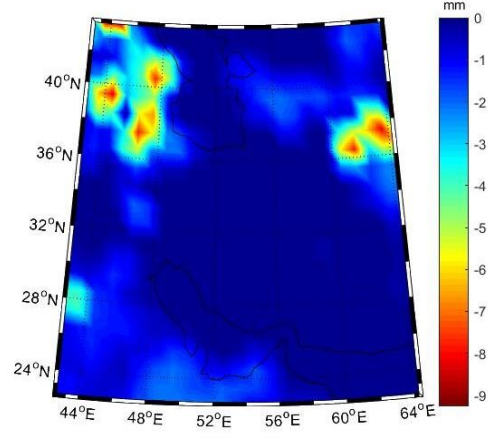
(ب: ۲۰۰۳-۲۰۰۷)



(الف: ۲۰۰۳-۲۰۰۴)



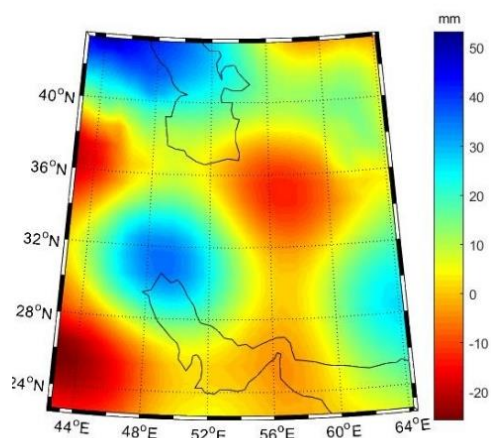
(د: ۲۰۰۳-۲۰۱۶)



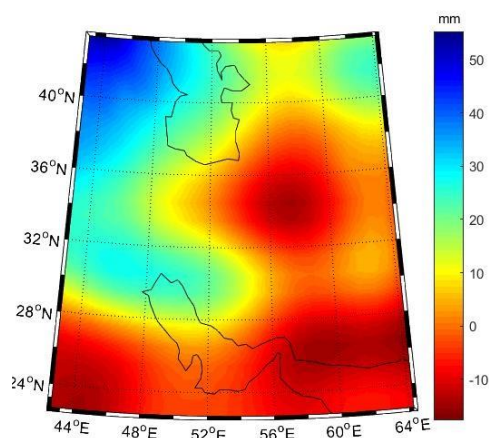
(ج: ۲۰۰۳-۲۰۱۰)

شکل ۴-۱۷: اثر مجموع پارامترهای خروجی مدل GLDAS در تغییرات سطح آب زیرزمینی در بازه‌های (الف) ۲۰۰۴ (ب) ۲۰۰۷، (ج) ۲۰۱۰ (د) ۲۰۱۶

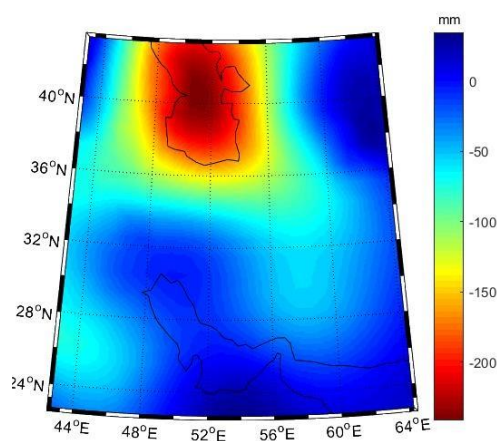
پس از کسر اثرات هیدرولوژی مدل GLDAS به کمک سه خروجی این مدل در بازه زمانی ۲۰۰۴، ۲۰۰۷، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۶ با انتخاب سال ۲۰۰۳ به عنوان مرجع بدست آمد.



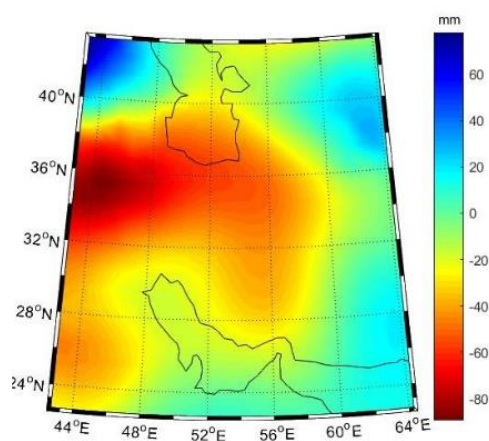
(ب: ۲۰۰۷-۲۰۰۳)



(الف: ۲۰۰۴-۲۰۰۳)



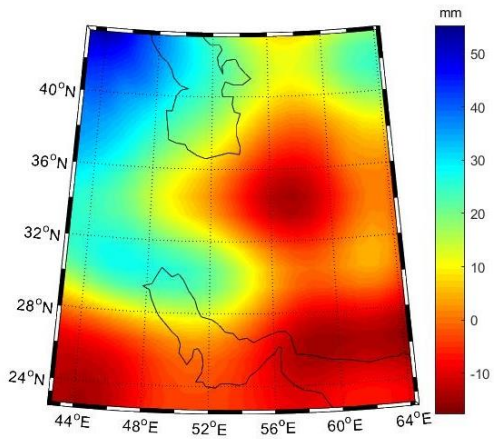
(د: ۲۰۱۶-۲۰۰۳)



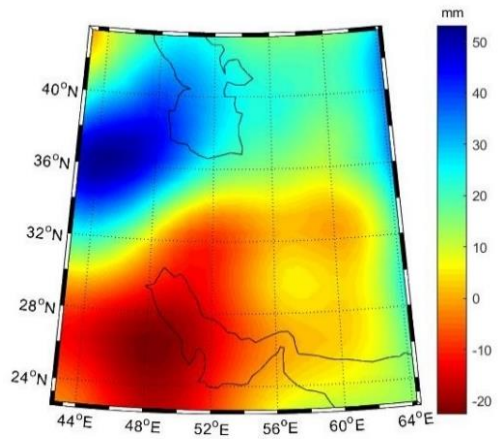
(ج: ۲۰۱۰-۲۰۰۳)

شکل ۴-۱۸: روند تغییرات سطح آب زیرزمینی در کشور ایران با انتخاب سال ۲۰۰۳ به عنوان مرجع در سال‌های (الف) ۲۰۰۴ (ب) ۲۰۰۷ (ج) ۲۰۱۰ (د) ۲۰۱۶

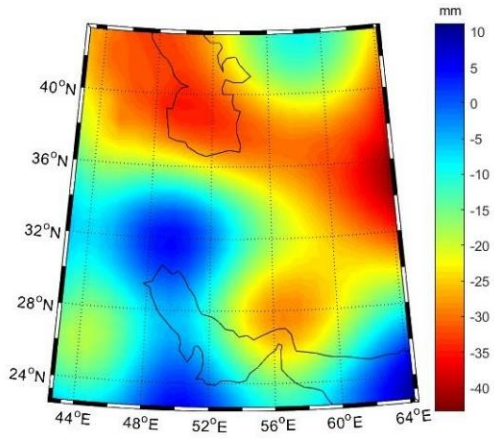
روند تغییرات سطح آب زیرزمینی در کشور ایران به صورت سال به سال از آوریل ۲۰۰۲ تا مارس ۲۰۱۶ مورد ارزیابی قرار گرفت. نتایج این محاسبات پس از حذف اثرات هیدرولوژی از ذخایر کل بدست آمده از ماهواره گریس به صورت زیر است:



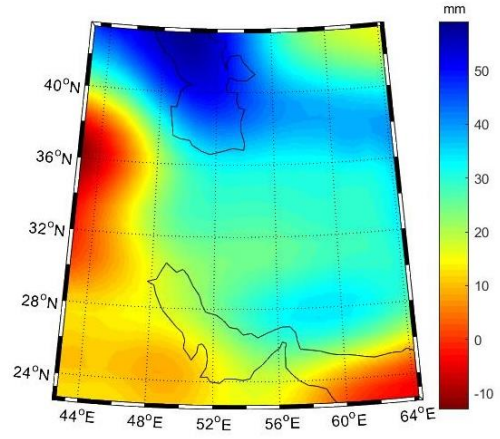
(ب: ٢٠٠٣-٢٠٠٤)



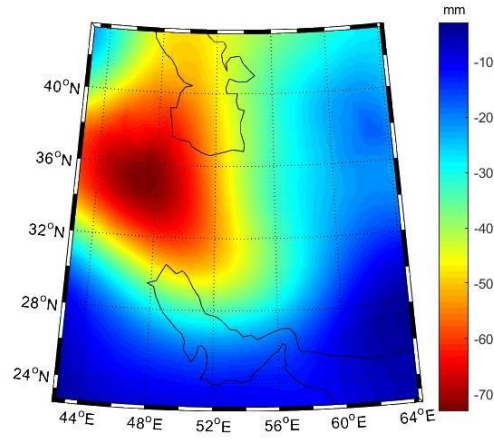
(الف: ٢٠٠٢-٢٠٠٣)



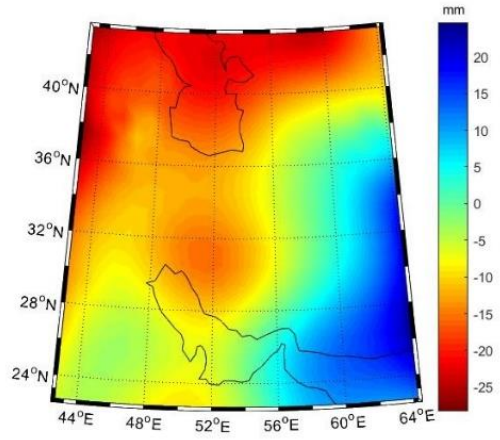
(د: ٢٠٠٥-٢٠٠٦)



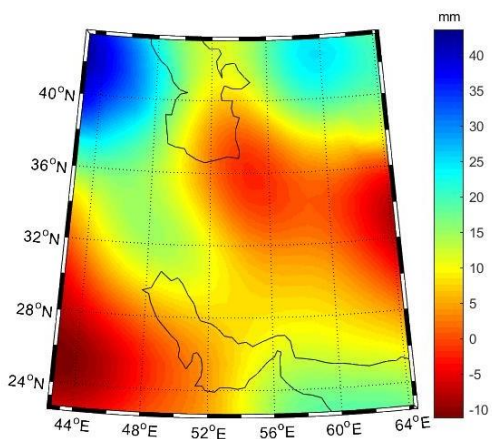
(ج: ٢٠٠٤-٢٠٠٥)



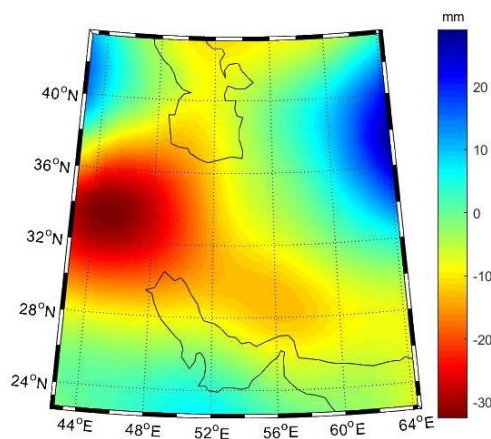
(و: ٢٠٠٧-٢٠٠٨)



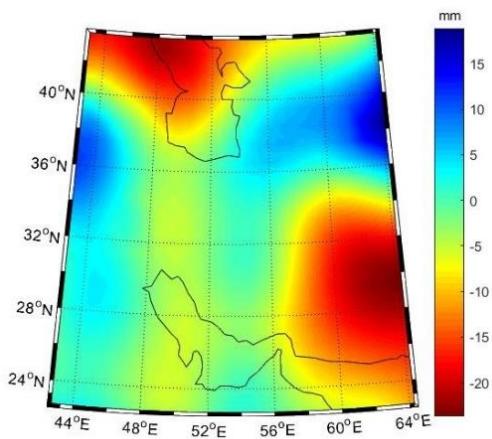
(ه: ٢٠٠٦-٢٠٠٧)



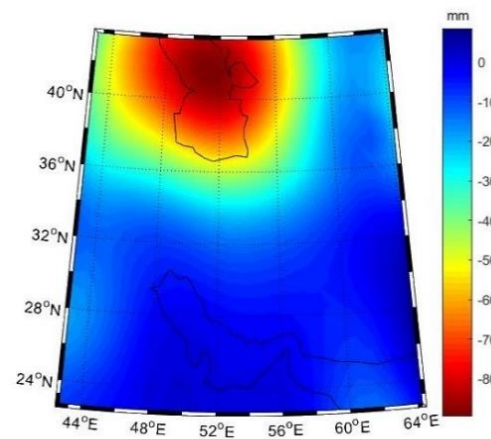
(ج : ۲۰۰۹-۲۰۱۰)



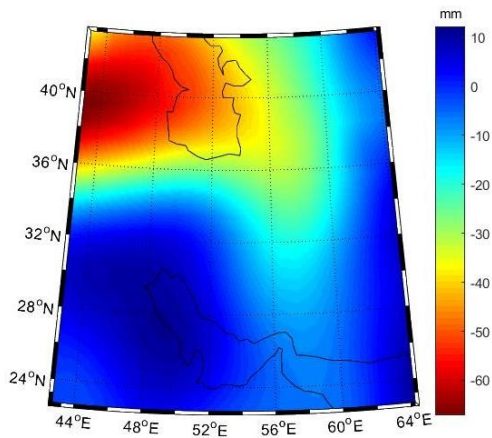
(ز : ۲۰۰۸-۲۰۰۹)



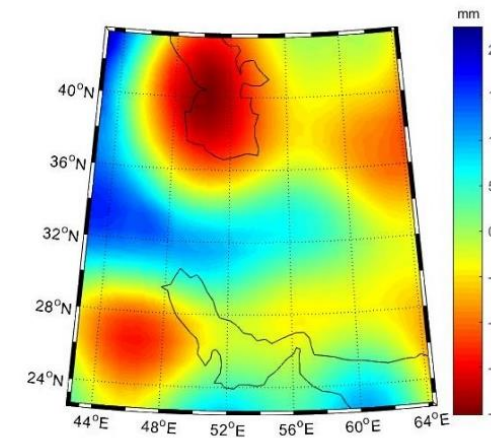
(س : ۲۰۱۱-۲۰۱۲)



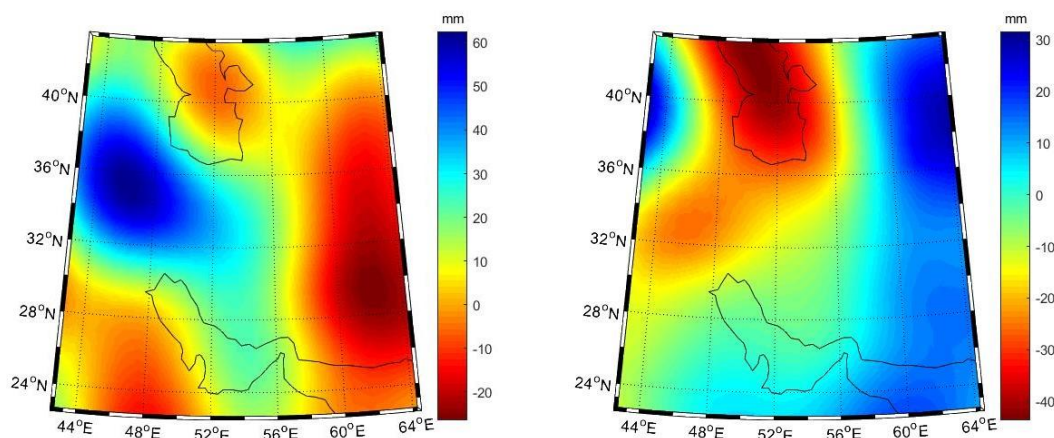
(ط : ۲۰۱۰-۲۰۱۱)



(ث : ۲۰۱۳-۲۰۱۴)



(ج : ۲۰۱۲-۲۰۱۳)



(ن: ۲۰۱۵-۲۰۱۶)

(م: ۲۰۱۴-۲۰۱۵)

شکل ۴-۱۹: روند تغییرات سطح آب زیرزمینی در کشور ایران در سال‌های (الف) ۲۰۰۳ تا (ب) ۲۰۱۶

همان‌طور که در شکل قابل مشاهده است در تصاویر رنگ قرمز نشان دهنده کاهش تغییرات و رنگ آبی نشان دهنده افزایش تغییرات در سطح آب زیرزمینی را نشان می‌دهد.

فصل ۵
نتیجه‌گیری و پیشنهادها

در این فصل خلاصه‌ای از نتایج بدست آمده در پایان‌نامه ارائه می‌گردد و در نهایت موضوعاتی جدید و مکمل در راستای موضوع پایان‌نامه، پیشنهاد می‌گردد.

۵-۱- بحث و نتیجه‌گیری

در این پایان‌نامه به بررسی توانایی ماهواره گریس در بدست آوردن تخمین تغییرات سطح آب زیرزمینی و جرم ناشی از اثرات ژئودینامیکی پرداخته شده است. معادلات حاکم با استفاده از برنامه‌ای با زبان برنامه‌نویسی MATLAB نوشته شده است.

از مهم‌ترین نتایج و دستاوردهای این پایان‌نامه می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- گریس توانایی اندازه‌گیری تغییرات میدان در ابعاد جهانی را دارد. این تغییرات در دو حالت زمان و مکان متغیر می‌باشد. از روی این تغییرات می‌توان به بررسی و شناسایی بسیاری از پدیده‌ها پرداخت. از جمله این پدیده‌ها می‌توان به تغییر سطح آب‌های زیرزمینی، تشخیص محل وقوع زلزله‌های بزرگ، کم شدن حجم دریاچه‌ها، ذوب شدن یخ‌های قطبی در منطقه گرینلند و غیره اشاره کرد.
- برای بازیابی میدان گرانی نیاز به استفاده از ضرایب هارمونیک کروی از درجه صفر تا بی‌نهایت است. با این حال ماهواره گرانی‌سنجی گریس فقط می‌تواند داده‌هایی با درجه محدود (۶۰، ۹۶ و ۱۲۰) ارائه دهد. بنابراین تغییرات چگالی زمین ($\Delta\delta$) و سایر توابع به کار برده شده در این پایان‌نامه، در مدل‌های بازیابی با بسط هارمونیک‌های کروی تا درجات محدود رفتار می‌کند.
- داده‌های اندازه‌گیری شده میدان گرانی توسط ماهواره گریس ممکن است با خطاهای اندازه‌گیری ماهواره‌ای تحت تأثیر مدار ماهواره، اندازه‌گیری شتابسنج‌ها و غیره دستخوش تغییرات گردد. خطاهای اندازه‌گیری ماهواره‌ای همچنین شامل دقت پایین ضریب درجه دو هارمونیک کروی (C_{20}) است که ناشی از عدم حساسیت هندسه مسیر نسبت به درجات پایین

میدان گرانی در تغییرات میدان گرانی است. این امر با جایگزینی آن با مقادیر اندازه گیری شده توسط ماهواره SLR بر طرف می شود.

- به علت ساختار مداری ماهواره گریس در نقشه های میدان گرانی نوارهایی در راستای شمال-جنوب مشاهده می شود. در این پایان نامه برای حذف این نوارها و رسیدن به نتایج قابل قبول از فیلترهای گوسین، فن و destriping استفاده می شود.
- استفاده از فیلتر گوسین در زمینه مطالعات زلزله کافی نیست در حالی در بحث ذخیره آب زیرزمینی تأثیر خاصی در روند محاسبات ندارد.
- گرچه در مطالعات مربوط به ذخایر آب زیرزمینی استفاده از تابع میانگین گیری گوسین برای حذف خطای نواری داده های گریس نتایج قابل قبولی را ارائه کرده است با این حال می توان با اعمال فیلترهای مختلفی مانند فیلتر موجک به نتایج بهتری رسید.
- برای پیدا کردن محل تغییر جرم بهتر است که از آنومالی گرانی نسبت به ژئوئید استفاده شود.
- تغییرات گرانی مشاهده شده با استفاده از داده های ماهواره ای گریس در حد ده میکروگال اندازه گیری شد. بنابراین هر تغییرات در پدیده ژئوفیزیکی که بیشتر از ده میکروگال باشد به شرط حذف اثرات ناخواسته قابل نمایش است.
- با استفاده از ضرایب هارمونیک کروی و تغییرات در مؤلفه های ژئوفیزیکی مرتبط با پتانسیل مانند تغییرات ژئوئیدی، می توان به بررسی تغییر شکل های ناشی از وقوع زلزله های بزرگ تر از ۷/۵ ریشتر پرداخت.
- با استفاده از ضرایب استوکس ماهواره گریس می توان تغییرات سطح آب معادل که نشان دهنده ذخایر کل آب در قاره ها می باشد را محاسبه کرد. با کمک مدل هیدرولوژی جهانی GLDAS به حذف اثرات هیدرولوژیکی ناخواسته پرداخت. در نهایت تغییرات در سطح آب های زیرزمینی را بررسی کرد.

۵-۲- پیشنهادها

به منظور ارتقای سطح کیفی تحقیق حاضر و انجام مطالعه‌ی جامع‌تر در راستای موضوع این پایان‌نامه، پیشنهادها و توصیه‌هایی به شرح زیر مطرح می‌گردد:

- در این تحقیق با بررسی مشتقات شعاعی مرتبه بالاتر میدان گرانی، تغییری در روند تغییرات میدان دیده نشد. در محاسبات می‌توان از مشتقات افقی نیز استفاده کرد.
- می‌توان اثر جزومدهای اقیانوسی را بر داده‌های گرانی‌سنجی ماهواره‌ای بررسی کرد.
- ترکیب داده‌های ماهواره GPS و داده‌های زمینی (چاه‌های پیزمتری و مدل هیدرولوژیکی GLDAS) برای پیش‌بینی روند تغییرات سطح آب زیرزمینی
- استفاده از فیلترهای مختلف جهت بررسی روند تغییرات و رسیدن به نتایج بهتر در تجزیه و تحلیل سیگنال ناشی از وقوع زلزله
- استفاده از سایر پارامترهای خروجی مدل هیدرولوژی جهانی GLDAS جهت حذف این اثرات از روی داده‌های ماهواره گریس و به‌کار بردن سایر مدل‌های هیدرولوژیکی برای رسیدن به نتایج بهتر و دقیق‌تر

مراجع

- [1]. Matsuo, K. and K. Heki, Coseismic gravity changes of the 2011 Tohoku-Oki earthquake from satellite gravimetry, in *Geophysical Research Letters*. 2011. p. n/a-n/a.
- [2]. Reigber, C., et al., *Earth Gravity Field and Seasonal Variability from CHAMP*, in *Earth Observation with CHAMP: Results from Three Years in Orbit*, C. Reigber, et al., Editors. 2005, Springer Berlin Heidelberg: Berlin, Heidelberg. p. 25-30.
- [3]. Tapley, B., et al., GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE, in *Journal of Geodesy*. 2005. p. 467-478.
- [4]. Albertella, A., F. Migliaccio, and F. Sansó, GOCE: The Earth Gravity Field by Space Gradiometry, in *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*. 2002. p. 1-15.
- [5]. Rummel, R., et al., Dedicated gravity field missions—principles and aims, in *Journal of Geodynamics*. 2002. p. 3-20.
- [6]. from GeoForschungs Zentrum (GFZ), P., Germany
- [7]. Tapley, B., et al., GRACE Measurements of Mass Variability in the Earth System. 2004. p. 503-5.
- [8]. from Center for Space Research (CSR), U.o.T., Austin.
- [9]. Agency, f.t.E.S.
- [10]. Rodell, M. and J.S. Famiglietti, Detectability of variations in continental water storage from satellite observations of the time dependent gravity field. *Water Resources Research*, 1999. **35**(9): p. 2705-2723.
- [11]. Matsuo, K. and K. Heki, Time-variable ice loss in Asian high mountains from satellite gravimetry, in *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. p. 30-36.

- [12]. Chambers, D.P., J. Wahr, and R.S. Nerem, *Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE*. Geophysical Research Letters, 2004. **31**(13).
- [13]. Han, S.C., Shum, C.K., Bevis, M., Ji, C., & Kuo, C.Y., *Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra-Andaman earthquake*. *Science*. 2006. p. 313(5787), 658–662.
- [14]. Chen, J.L., et al., GRACE detects coseismic and postseismic deformation from the Sumatra-Andaman earthquake, in Geophysical Research Letters. 2007. p. n/a-n/a.
- [15]. Tamisiea, M., J. Mitrovica, and J. Davis, GRACE gravity data constrain ancient ice geometries and continental dynamics over Laurentia. *Science*, 2007. **316**(5826): p. 881-883.
- [16]. Wahr, J., M. Molenaar, and F. Bryan, Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE, in *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1998. p. 30205-30229.
- [17]. Wahr, J., M. Molenaar, and F. Bryan, *Time variability of the Earth's gravity field: Hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998. **103**(B12): p. 30205-30229.
- [18]. Rodell, M. and J.S. Famiglietti, The potential for satellite-based monitoring of groundwater storage changes using GRACE: the High Plains aquifer, Central US, in *Journal of Hydrology*. 2002. p. 245-256.
- [19]. Swenson, S. and J. Wahr, Monitoring Changes in Continental Water Storage with GRACE. 2003. p. 345-354.
- [20]. Wahr, J., et al., Time-variable gravity from GRACE: First results, in Geophysical Research Letters. 2004. p. n/a-n/a.

- [21]. Andersen, O.B., et al., GRACE-derived terrestrial water storage depletion associated with the 2003 European heat wave, in *Geophysical Research Letters*. 2005.
- [22]. Hu, X., et al., Seasonal water storage change of the Yangtze River basin detected by GRACE, in *Science in China Series D*. 2006. p. 483-491.
- [23]. Swenson, S.C. and P.C.D. Milly, Climate model biases in seasonality of continental water storage revealed by satellite gravimetry, in *Water Resources Research*. 2006. p. n/a-n/a.
- [24]. Zhong, M., et al., Trend of China land water storage redistribution at medi- and large-spatial scales in recent five years by satellite gravity observations. *Chinese Science Bulletin*, 2009. **54**(5): p. 816-821.
- [25]. Awange, J., et al., GRACE Application to the Receding Lake Victoria Water Level and Australian Drought. Vol. 133. 2008. 387-396.
- [26]. Ramillien, G., J. S. Famiglietti, and J. Wahr, Detection of Continental Hydrology and Glaciology Signals from GRACE: A Review. 2008. p. 361-374.
- [27]. Syed, T.H., et al., Analysis of terrestrial water storage changes from GRACE and GLDAS, in *Water Resources Research*. 2008. p. n/a-n/a.
- [28]. Strassberg, G., R. Scanlon Bridget, and D. Chambers, Evaluation of groundwater storage monitoring with the GRACE satellite: Case study of the High Plains aquifer, central United States, in *Water Resources Research*. 2009.
- [29]. Xavier, L., et al., Interannual variability in water storage over 2003–2008 in the Amazon Basin from GRACE space gravimetry, in situ river level and precipitation data, in *Remote Sensing of Environment*. 2010. p. 1629-1637.
- [30]. Longuevergne, L., R. Scanlon Bridget, and R. Wilson Clark, GRACE Hydrological estimates for small basins: Evaluating processing approaches

on the High Plains Aquifer, USA, in *Water Resources Research*. 2010, Wiley-Blackwell.

[31]. Wang, H., et al., Increased water storage in North America and Scandinavia from GRACE gravity data, in *Nature Geoscience*. 2012, Nature Publishing Group. p. 38.

[32]. Chen, Q., et al., An improved GRACE monthly gravity field solution by modeling the non-conservative acceleration and attitude observation errors, in *Journal of Geodesy*. 2016. p. 503-523.

[33]. Yin, W., L. Hu, and J.J. Jiao, Evaluation of Groundwater Storage Variations in Northern China Using GRACE Data. *Geofluids*, 2017. **2017**: p. 13.

[34]. Frappart, F. and G. Ramillien, Monitoring Groundwater Storage Changes Using the Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) Satellite Mission: A Review. 2018. p. 829.

[35]. نجفی علمداری م.، شریفی م و مختاری ا، (۱۳۸۹)، " کاربرد داده‌های GRACE در تعیین سطح آب قاره‌ای محدوده مطالعاتی ایران". نخستین کنفرانس ملی پژوهش‌های کاربردی منابع آب ایران.

[36]. شریفی م.، آخوندزاده م.، شهریسوند م و صنعتگر قوچانی م، (۱۳۹۳)، " پایش خشکسالی در ایران با استفاده از داده‌های ماهواره‌ی ثقل‌سنجی GRACE و مدل هیدرولوژی GLDAS". شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ص ۳۵-۳۹، تهران.

[37]. Forootan, E., et al., Separation of large scale water storage patterns over Iran using GRACE, altimetry and hydrological data, in *Remote Sensing of Environment*. 2014. p. 580-595.

[38]. Jodaki, G., J. Wahr, and S. and Swenson, Estimating the Human Contribution to Groundwater Depletion in the Middle East, from GRACE

Data, Land Surface Models, and Well Observations", in Water Research. 2013: under review.

[39]. اشرفزاده ا.، جودکی غ.، شریفی م.، (۱۳۹۴)، پایان نامه ارشد: "ارزیابی منابع آب های زیرزمینی جنوب ایران با استفاده از مشاهدات ثقل سنجی GRACE و چاه های آب زیرزمینی". دانشکده نقشه برداری، دانشگاه زنجان.

[40]. فرجی ز.، کاویانی ع.، اشرفزاده ا.، (۱۳۹۶)، "ارزیابی داده های ماهواره GRACE در برآورد تغییرات سطح آب زیرزمینی در استان قزوین". مجله اکتولوژی، دوره ۴، شماره ۲، ص ۴۶۳-۴۷۶.

[41]. Chao, B.F. and S. Gross Richard, Changes in the Earth's rotation and low-degree gravitational field induced by earthquakes, in Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society. 1987. p. 569-596.

[42]. Sun, W. and S. Okubo, Surface potential and gravity changes due to internal dislocations in a spherical earth—I. Theory for a point dislocation, in Geophysical Journal International. 1993. p. 569-592.

[43]. Sun, W. and S. Okubo, Coseismic deformations detectable by satellite gravity missions: A case study of Alaska (1964, 2002) and Hokkaido (2003) earthquakes in the spectral domain, in Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2004. p. n/a-n/a.

[44]. Bao, L.-F., et al., Sumatra tsunami affects - Observations by GRACE satellites. 2005. **86**.

[45]. Han, S.-C., et al., Crustal Dilatation Observed by GRACE After the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake. 2006. p. 658-62.

[46]. Ogawa, R. and K. Heki, Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra-Andaman Earthquake by mantle water diffusion, in Geophysical Research Letters. 2007. p. n/a-n/a.

- [47]. Broerse, D.B.T., et al., Ocean contribution to co-seismic crustal deformation and geoid anomalies: Application to the 2004 December 26 Sumatra–Andaman earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011. **305**(3): p. 341-349.
- [48]. De Linage, C., et al., Separation of coseismic and postseismic gravity changes for the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from 4.6 yr of GRACE observations and modelling of the coseismic change by normal-modes summation. *Geophysical Journal International*, 2009. **176**(3): p. 695-714.
- [49]. De Viron, O., et al., *Retrieving earthquake signature in grace gravity solutions*. *Geophysical Journal International*, 2008. **174**(1): p. 14-20.
- [50]. Halliday, D., R. Resnick, and J. Walker, *Fundamentals of Physics*. 2010, John Wiley & Sons.
- [51]. Hofmann-Wellenhof, B. and H. Moritz, *Physical geodesy*. 2006, Springer Science & Business Media.
- [52]. Tapley, B.D., et al., The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results, in *Geophysical Research Letters*. 2004. p. n/a-n/a.
- [53]. <https://grace.jpl.nasa.gov>.
- [54]. Jiang, D., et al., The Review of GRACE Data Applications in Terrestrial Hydrology Monitoring, in *Advances in Meteorology*. 2014. p. 9.
- [55]. <http://op.gfz-potsdam.de/grace/satellite/satellite.html>.
- [56]. Dunn, C., et al., The instrument on NASA's GRACE mission: augmentation of GPS to achieve unprecedented gravity field measurements. 2002.
- [57]. Gunter, B., et al., A simulation study of the errors of omission and commission for GRACE RL01 gravity fields, in *Journal of Geodesy*. 2006. p. 341-351.

- [58]. Wahr, J., S. Swenson, and Velicogna, *Accuracy of GRACE mass estimates*, in *Geophysical Research Letters*. 2006: 33, L06401.
- [59]. Hirschi, M., et al., Analysis of seasonal terrestrial water storage variations in regional climate simulations over Europe, in *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2007. p. n/a-n/a.
- [60]. Huang, Y.-H., et al., Evaluation of relative water use efficiency (RWUE) at a regional scale: a case study of Tuhai-Majia Basin, China. 2012. p. 927-33.
- [61]. Huang, Y., et al., An improved approach for modeling spatial distribution of water use profit—A case study in Tuhai Majia Basin, China. *Ecological Indicators*, 2014. **36**(Supplement C): p. 94-99.
- [62]. Wang, L., C.K. Shum, and C. Jekeli, Gravitational gradient changes following the 2004 December 26 Sumatra–Andaman Earthquake inferred from GRACE, in *Geophysical Journal International*. 2012, Blackwell Publishing Ltd. p. 1109-1118.
- [63]. Cheng, M. and D. Tapley Byron, *Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004. **109**(B9).
- [64]. Vanicek.P, E.J.K., *Geodesy: the concepts,second Edition*. 1987: Elsevier Science
- [65]. Schmidt, R., et al., Hydrological signals observed by the GRACE satellites, in *Surveys in Geophysics*. 2008. p. 319-334.
- [66]. Jekeli, The downward continuation to the Earth's surface of the truncated spherical and ellipsoidal harmonic series of gravity and height anomalies, in Dept. of Geod. 1981, the Ohio State University.
- [67]. Cao, Z., Analysis of earthquake signals by spaceborne gravimetry. 2011.

- [68]. Chambers, D.P., Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry, in *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2006.
- [69]. Chao, B.F. and R.S. Gross, *Changes in the Earth's rotation and low-degree gravitational field induced by earthquakes*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1987. **91**(3): p. 569-596.
- [70]. Rodell, M., et al., The Global Land Data Assimilation System, in *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2004, American Meteorological Society. p. 381-394.
- [71]. <https://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas/GLDASspecs.php>.
- [72]. Chen, J.L., et al., *Geophysical contributions to satellite nodal residual variation*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1999. **104**(B10): p. 23237-23244.
- [73]. Wahr, J., et al., Time-variable gravity from GRACE: First results, in *Geophysical Research Letters*. 2004.
- [74]. Farrell, W.E., *Deformation of the Earth by surface loads*, in *Reviews of Geophysics*. 1972, Wiley-Blackwell. p. 761-797.
- [75]. Han, D. and J. Wahr, The viscoelastic relaxation of a realistically stratified earth, and a further analysis of postglacial rebound. *Geophysical Journal International*, 1995. **120**(2): p. 287-311.
- [76]. McCaffrey, R., The tectonic framework of the Sumatran subduction zone, in *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2009. p. 345-366.
- [77]. Shen-Tu, B. and M. Mahdyiar, *Earthquake risk in Chile after February 2010*, in *Air Curr*. 2010. p. 4.
- [78]. McCaughey, J., et al., The great East Japan (Tohoku) 2011 earthquake: Important lessons from old dirt, Technical report, Earth Observatory of Singapore. . 2011.

[79]. <https://www.google.com/search>.

Abstract

The gravity measured at a specific point in addition to the mass factor and mass distribution of Earth crustal ingredients, is dependent on other factors such as elevation change, mass transfer, and geographic changes. Satellite Gravity data is such as Terrestrial and atmospheric data by affected various factors. The existence of a GRACE twin satellites, which has the ability to repeated and retrieve data within a month for the entire earth, has Ability of mapping from changes the Earth's Gravity field. Time variations of the gravitational field due to mass changes due to factors such as the occurrence of large earthquakes, the melting of polar ice, the displacement of seawater levels and ocean currents, and changes due to the movement of groundwater level can be detected by GRACE.

In this study, using GRACE satellite data, Gravity field changes and geoid levels changes In effect to the occurrence of three major earthquakes Sumatra-Andeman earthquakes in Indonesia (2004), Maul in Chile (2010) and Tohoku in Japan (2011) in the last 15 years have been investigated. For this purpose, GRACE satellite data was corrected by applying different filters. Then, to estimate the location of the earthquake, the changes in the field of gravity were calculated and plotted. By analyzing these maps, the status of large faults can be checked. By calculating mass changes in terms of the thickness of the equivalent water layer using satellite observations and also with the aid of the GLDAS hydrologic model, the underground water level changes have been evaluated. Depending on the type of satellite mapping, the effect of striping appears on the maps. Three different Gaussian, Fan, and destriping filters were used to better detected the changes in the Gravity field and to remove strip errors and to eliminate possible noise in the GRACE data. Land data to reclaim groundwater level changes have high power and high resolution power toward GRACE data, but the results of gravity satellite data provide an acceptable map after applying these filters.

Keywords: GRCAE satellite, high field changes, filtering, earthquake, underground water changes



Shahrood University of technology
Faculty of Mining Petroleum and Geophysics
Engineering
M.Sc. Thesis in Gravimetry

Estimation of water table changes and Mass changes caused by geodynamic effects using gravity satellite data (GRACE)

by
Raziyeh Behzadi sheikh robot

Supervisor
Dr. Hamid Aghajani
Dr. Mehdi Goli

July 2018

