



ارائه شده توسط :

سایت ترجمه فا

مرجع جدیدترین مقالات ترجمه شده

از نشریات معابر

محاسبه میزان تغییرات مولفه های گرادیان ثقل از روی مشاهدات GRACE و

مدل تحلیلی

چکیده

در این مطالعه تغییرات گرادیانی ثقلی در اثر گسل سازی روی یک صفحه مستطیل محدود دفن شده در یک فضای نیمه همگن با استفاده از یک مدل تحلیلی محاسبه شده است که یکتابع پارامترهای گسل می باشد. تحلیل حساسیت مدل تحلیلی با پارامترهای انتخابی اشکار کرده راست که این مدل حساس به اکثر پارامترهای گسل مانند شیب، عمق، غوطه وری بوده و به ضربه حساس نیست. همچنین نتایج نشان می دهد که این مدل به طول و عرض گسل حساسیت دارد. بعلاوه، تغییرات ثقلی و گرادیان ثقلی برای مورد زمین لرزه Maule در 27 فوریه سال 2010 مستقیماً توسط مشاهدات GRACE بدون نیاز به اطلاعات پارامترهای گسل محاسبه شده است. چون محتوای با فراوانی بالا در تغییر میدان ثقلی می تواند با مشتق سازی گرادیانهای ثقلی تقویت شود، تغییرات زمین لرزه ای مشتق از GRACE گرادیان ثقلی به وضوح همتراز با خطوط گسل بوده و محدوده بدشکلی زمین لرزه ای را بهتر تعریف می کند.

کلیدواژه ها: تغییرات گرادیان ثقلی، مدلهای تحلیلی، پارامترهای گسلی، مشاهدات GRACE، زمین لرزه Maule

۱- مقدمه

مدلسازی بدشکلی های مربوط به پوسته و بررسی اثر فیزیکی این پدیده یکی از متداولترین موضوعات در یک علم زمین بویژه در ژئودسی و ژئوفیزیک می باشد. مطالعات بیشماری توسط بسیاری دانشمندان صورت گرفته که به مطالعه بدشکلی زمین لرزه ای در یک مدل زمین فضای نیمه، یک مدل زمین کروی، و حتی یک مدل زمین سه بعدی پرداخته است. برای یک مدل زمین فضای نیمه، Steketee در سال 1958 و Maruyama در سال 1964 Okada در سال 1985 و غیره عبارات تحلیلی را برای محاسبه جابجایی سطح، کج شدن، و کشش ناشی از جابجایی های مختلف ارائه کرده اند. بویژه Okada در سال 1985 مطالعات قبلی را خلاصه سازی نموده و مجموعه کاملی از فرمولهای تحلیلی را برای محاسبه این بدشکلی های کره سنگی ارائه نموده است. یکی از مدلها

تحلیلی محاسبه تغییرات جاذبه ای به دلیل بدشکلی توسط مدل Okubo در سال 1991 ارائه شده است.

در سال 1991 به محاسبه تغییرات پتانسیل ثقلی در یک فضای نیمه قابل انعطاف همگن برای یک جابجایی نقطه ای پرداخته است. وی تغوری خود را به گسل مستطیلی در یک فضای نیمه بسط داده و تغییرات پتانسیل جاذبه ای و تغییرات ثقل را به شکل پارامترهای گسل محاسبه نموده است. Okubo در سال 1992 عبارات ریاضی با شکل بسته را برای توضیح تغییرات پتانسیل و ثقلی ناشی از جابجایی ها مطرح نموده است. به دلیل ساده سازی ریاضی اینها، این فرمولاسیون ها به طور وسیعی برای مطالعه گسل های لرزه ای بکار گرفته شده است. همه مدلها ریاضی توضیح داده شده فوق برای یک سطح زمین بدشکل شده تدوین شده چرا که معمول ترین اندازه گیری های ثقل روی سطح زمین اجرا شده است. ولیکن پیشرفتها در تکنیک های زمین ساختی مدرن، مانند GPS و InSAR، فرازسنجی، و GRACE باعث شناسایی بهتر بدشکلی های زمین لرزه ای نظیر جابجایی ، تغییر ثقل و کشنش شده است.

یکی از منابع مشاهدات برای مقایسه مدلها ژئودینامیکی همان مشاهدات ثقلی می باشد. زمین لرزه باعث توزیع مجدد جرم و تغییرات ثقلی می شود. برخی قسمتهای این تغییر به دلیل هیدرولوژی است و بخش اصلی به دلیل حرکت زمین ساختی می باشد. تغییرات میدان ثقل می تواند با مشاهده میدان ثقل در زمانهای مختلف شناسایی شود. بدشکلی های زمین لرزه ای مشاهده شده روی سطح زمین یا نوع مدلسازی شده بوسیله تغوری جابجایی مرسوم را می توان به طور مستقیم با آنهایی مقایسه نمود که توسط پروژه های ماهواره ای ثقلی مشاهده شده است. اندازه گیری های ماهواره ای میدان ثقل متغیر زمانی از نوع داده های جدید است که قادر به مدلسازی و شناسایی انتقالات جرم جهانی درون زمین می باشد. چنین توزیع مجدد جرم جهانی می تواند منجر به تغییرات مهم در میدان ثقل زمین بشود که توسط ماهواره های ثقل سنجی قابل شناسایی می باشد. ولیکن، انتقال جرم منطقه ای نظیر فرایندهای زمین ساختی پیدا شده به دلیل زمین لرزه و اتشفشان، می تواند تاثیر شاخصی بر میدانهای جاذبه ای داشته باشد که می تواند توسط GRACE حسگری شود

در این مطالعه مدل تحلیلی Okubo سال 1992 استفاده شده است که به محاسبه تغییرات ثقل به دلیل جابجایی روی یک صفحه مستطیل درون یک فضای نیمه قابل انعطاف، ایزوتروپ و همگن می پردازد. فرمولاسیون این مدل بسط داده شده تا تغییرات گرادیان ثقلی را به دلیل یک گسل در یک نیمه فضای قابل انعطاف و همگن محاسبه

نماید. همچنین یک تحلیل حساسیت به مدل تحلیلی بکار بسته شده تا نشان بدهد که این مدل به پارامترهای گسل حساس است و با مشاهدات قابل مقایسه می باشد. علاوه، ما تانسور گرادیان ثقلی کامل را از روی ضرایب همبستگی Stokes با گرفتن دومین مشتقات پتانسیل ثقلی در یک دستگاه مختصات قائمه معین بدون هر گونه اطلاعات لازم درباره پارامترهای گسل استنباط کرده ایم و این مقادیر را برای مقایسه با مدل تحلیلی بکار بسته ایم و درباره بدشکلی زلزله ای ناشی از زمین لرزه های زیردریایی شیلی Maule بحث کرده ایم. با تأکید بر مولفه های با فراوانی بالا ناشی از مشتقات دوم پتانسیل، تغییرات گرادیان ثقلی زلزله ای به وضوح بیشتری با خط گستاخی همتراز است و توزیع مجدد ویژگی های جرم اصلاح شده به دلیل زمین لرزه ها را اشکار می کند. علاوه، برخی مولفه های ثقلی، که به طور ذاتی آسیب پذیری کمتری به خطاهای نوار GRACE دارد، به اصلاح لبه های آنومالی جرم کمک می کند.

2-داده ها و پردازش

1-2-تغییرات گرادیان ثقلی با استفاده از مدل تحلیلی

اجازه دهید ابتدا میدان جابجایی \vec{u} را در اثر یک جابجایی نقطه ای دفن شده در یک نیمه فضای همگن، ایزوتروپی و کاملاً انعطاف پذیر ρ مورد بحث قرار دهیم. در شکل 1، یک چارچوب دست چپ دکارتی به شیوه ای تعیین شده که صفحه سطح فضای نیمه را با محور $3x$ به طور قائم به سمت پایین گسترش داده است. یک

منبع جابجایی نقطه ای در $(0,0,\zeta_3)$ در فضای نیمه دفن شده است. منبع نقطه ای می تواند به شکل یک

گسل بسیار کوچک با مساحت $d \sum$ دارای جهت نرمال $\vec{n} = (n_1, n_2, n_3)$ درنظر گرفته شود. جابجایی روی این صفحه گسل بسیار کوچک با بردار $\Delta \vec{u} = (\Delta u_1, \Delta u_2, \Delta u_3)$ نمایش داده شده است.

معمولاً، کافی نیست که صرفاً از یک جابجایی نقطه ای بسیار کوچک برای تخمین اثر از روی صفحه گسل با اندازه محدود استفاده نماییم. با توضیح فضای نیمه روی یک جابجایی نقطه ای، اجازه دهید که به یک مدل منبع واقع گرایانه تر با جابجایی یکنواخت روی یک گسل مستطیل بازگردیم. اینکه تغییر ثقل به چه خوبی به دلیل گسلی محدود می تواند با استفاده از جابجایی نقطه ای تخمین زده شود، بستگی به فاصله میان نقطه مشاهده و منبع

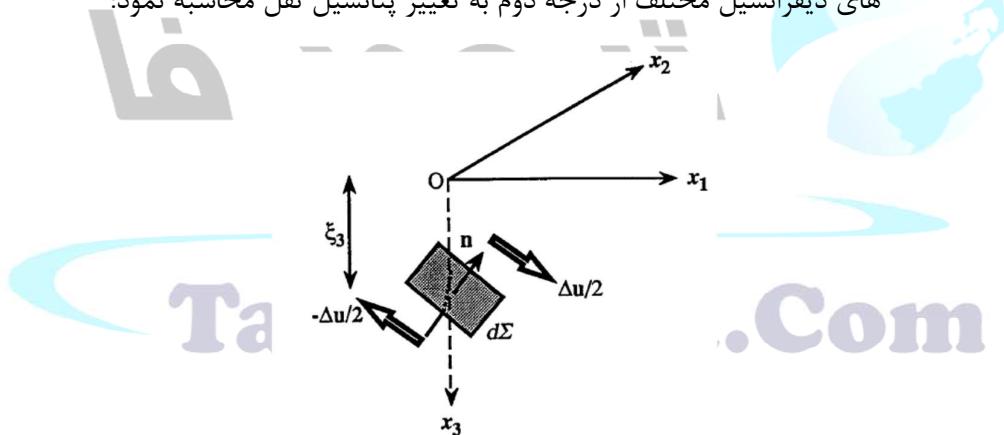
جابجایی و نیز اندازه گسل واقعی دارد. شکل 2 یک صفحه گسل مستطیل محدود را با به ترتیب طول، عرض، عمق و زاویه عمق δ دارد. همانگونه که با فلش قرمز رنگ در شکل 2 نشان داده شده است، جابجایی روی این صفحه گسل دارای مولفه های در طول ضربه، در عمق پایین و کششی به ترتیب U_1 و U_2 و U_3 می باشد.

تحت چارچوب دکارتی x_1 و x_2 و x_3 ، جابجایی را می توان با یک بردار $\Delta \vec{U}$ نمایش داد:

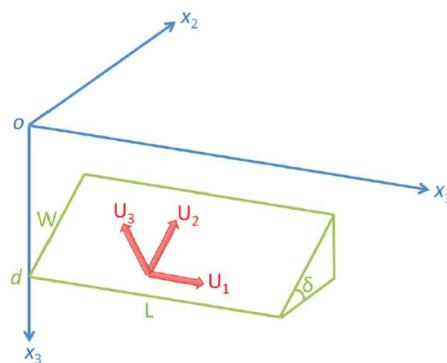
$$\Delta \vec{U} = (U_1, U_2 \cos \delta - U_3 \sin \delta, -U_2 \sin \delta - U_3 \cos \delta) \quad (1)$$

و بردار نرمال صفحه گسل برابر با $\vec{n} = (0, -\sin \delta, -\cos \delta)$ می باشد.

گرادیان های ثقل دومین مشتق پتانسیل ثقل می باشند. با اینحساب، تغییرات گرادیان ثقلی به دلیل جابجایی روی یک گسل مستطیلی در یک نقطه ثابت خارج از فضای نیمه $(x \leq 0)$ را می توان با بکارگیری انواع عامل های دیفرانسیل مختلف از درجه دوم به تغییر پتانسیل ثقل محاسبه نمود:



شکل 1- منبع جابجایی نقطه ای دفن شده در یک فضای نیمه



شکل 2- هندسه مدل گسل

$$\begin{aligned}\Delta T_{ij}(x_1, x_2, 0) = & -\frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_j} \Delta \Psi(x_1, x_2, 0) = -\{G\rho[U_1 S_{ij}(\xi, \eta) + U_2 D_{ij}(\xi, \eta) + U_3 T_{ij}(\xi, \eta)] \\ & + G\Delta\rho U_3 C_{ij}(\xi, \eta)\} \quad (i, j = 1, 2, 3)\end{aligned}\quad (2)$$

$$(S_{ij}, D_{ij}, T_{ij}, C_{ij}) = \frac{\partial^2}{\partial x_i \partial x_j} (S, D, T, C) \quad (3)$$

که در آن $\Delta \Psi$ تغییر پتانسیل کل می باشد، G ثابت ثقل است، S و D و T عبارات مربوط به تغییرات ثقل در اثر مولفه های جابجایی به ترتیب U_1 و U_2 و U_3 می باشد و C توجیه کننده جذب جرم تحمیل شده به حفره تشکیل شده در اثر روزنه کششی درنظر گرفته می شود. عبارات ریاضی این مولفه ها در پیوست 1 فهرست شده است.

2-2-تغییرات گرادیان ثقل با استفاده از ضرایب همبستگی GRACE

ضرایب پتانسیل زمینی داده های ثقل ماهیانه سطح 2 که شامل مجموعه های کاملی از ضرایب همبستگی هارمونیک کروی (Stokes) می باشد که توسط مرکز تحقیقات فضایی CSR05 محاسبه شده است در این تحقیق استفاده شده است. این ضرایب همبستگی کاملاً به درجه و ترتیب 60 نرمالسازی شده است که مربوط به رزو لاسیون فضایی 300 کیلومتر و بالاتر می باشد. یک تعداد کل 45 راه حل میدان ثقل که دوره زمانی از 2008 ژانویه تا 2011 دسامبر را تحت پوشش قرار داده است، بکار گرفته شده است. ضرایب Stokes C_{nm} S_{nm} ی هر میدان ماهانه بنابراین برای محاسبه گرادیان ثقل ماهیانه در مختصات کروی استفاده می شود. چون تغییرات گرادیان جاذبه محلی در اینجا مورد نظر می باشد، چارچوب محلی شمال شرقی به پایین در نقطه ای با مختصات کروی (r, θ, λ) معرفی می شود: محور X به سمت شمال جهت گیری شده و محور y به سمت شرق و محور Z هم به سمت پایین. تansور گرادیان ثقل کامل (دومین مشتق پتانسیل ثقل) در این چارچوب NED محلی در مقاله Eshagh & Abdollahzadeh 2009 و مقاله Eshagh در سال 2012 ارائه شده است.

بدلیل خطاهای دارای همبستگی در مولفه های داده های GRACE با فراوانی بالا، تکنیک های نوارزدایی و فیلترسازی معمولاً بکار بسته می شود تا تخمین های سیگنالهای متغیر زمانی بدست آید.

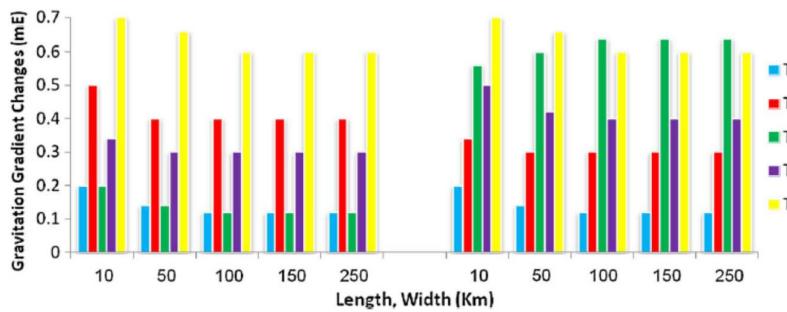
برای حذف این مانع، ما از فیلتر گاووسی با شعاع 350 کیلومتر استفاده کرده ایم که برای اشکار کردن الگوی طریف ایجاد شده توسط زمین لرزه ضروری می باشد. تغییرات فشار جوی ، جذر و مد اقیانوسی، و سیگنالهای اقیانوسی با روتورپیک بوسیله سه مدل به نامهای مدل مرکز اروپایی برای پیشگویی آب و هوایی هواشناسی ECMWF ، مدل سال 2004 راه حل عنصر محدود یا FES2004 و مدل روتورپیک MOG2D-G به ترتیب حذف شده است. برای سرکوب سازی آلودگی حاصله از تغییرات فصلی و استخراج سیگنالهای زمین لرزه ای، ما به محاسبه تفاوت دو میدان ثقلی جاذبه ای میانگین دو ساله قبل و بعد از زمین لرزه پرداخته ایم. میانگین میدان گرادیان ثقلی قبل از زمین لرزه با میانگین گیری 26 راه حل ماهانه از ژانویه 2008 تا فوریه 2010 بدست آمده است و میانگین میدان گرادیان بعد از این حادثه با اتخاذ میانگین راه حل های 19 ماهه از مارس 2010 تا دسامبر 2011 محاسبه شده است (داده های چند ماه موجود نبود)، به نحوی که این میانگین میدان گرادیان حاوی سیگنالهای بدشکلی حاصل از زمین لرزه می باشد. تغییرات ثقلی زمین لرزه ای و گرادیان ثقلی سپس با محاسبه تفاوت میان این دو میانگین میدانی قبل و بعد از زمین لرزه استخراج گردید. به این شیوه، ضریب همبستگی GRACE حاوی سیگنالهای زمین لرزه ای همراه با رویداد سال 2010 در Maule می باشد.

تاكيد شده است که برخى تردیدها در داده های مشاهده ای ما وجود دارد. آنها از اعمال خطاهای از منابع مختلف ناشی شده اند که مجزاسازی آن دشوار می باشد. مشاهدات هیدرولوژیکی و هیدرومترولوژیکی در محل، تحت برخی شرایط، باعث تسهیل شناسایی انواع مختلف عدم یقین، و کمیت سنجدی نقش آنها در بودجه خطای کل شده است. Rieger و همکارانش در سال 2012 راه حل های ماهانه GRACE ، داده های هیدرولوژیکی و هیدرومترولوژیکی و سایر ترکیبات مربوطه را برای تعیین عدم یقین آنها ارزیابی کرده اند. آنها حاشیه های غیرفیزیکی را در داده های GRACE شناسایی حذف و جایگزین می کنند که منجر به یک افزایش معنی دار (تا 70 درصد) در همبستگی با داده های هیدرولوژیکی و هیدرومترولوژیکی می شود و نیز منجر به یک کاهش قابل رهگیری (تا 40 درصد) در سطح نویز می شود. در تحلیل آماری بیشتر، آنها سیگنالهای فیزیکی را شناسایی کردند که نه خصوصیت هیدرولوژیکی و نه هیدرومترولوژیکی در داده های GRACE در سطح باقیمانده دارند که یک وابستگی طولی قوی در مناطق بویژه استوایی دارند که مطالعه موردی ما در آنجا واقع نمی باشد.

3-2-تحلیل حساسیت

در اینجا، ما به تحلیل حساسیت مدل ما به پارامترهای گسل یعنی ژرفای گسل، عمق و لغزش و ضربه و طول و عرض می پردازیم. به این منظور، دو صفحه گسل مصنوعی که ضربه 90 درجه و شیار متفاوتی براساس گسل جانبی یا رانشی Maule (صفر یا 90 درجه) دارند به موازات قاچ شیلی واقع است. یک صفحه گسل مستطیلی با طول $L=150$ km و عرض $W=150$ km مشابه با یک زمین لرزه شدید با گسل بزرگ استفاده شده که لبه بالای صفحه گسل در عمق 5 کیلومتری ثابت می باشد. نسبت پواسون بنا به فرض 0.25 می باشد و تراکم محیط 2670 kg/m^3 که همانگ با متوسط تراکم پوسته زمین می باشد.

Wang و همکارانش در سال 2012 ساختار طیفی بدشکلی زمین لرزه و تغییرات ثقلی مربوطه و گرادیان ثقلی را نشان داده اند. آنها درصد انرژی سیگنال کل را به شکل تابعی از درجه هارمونیک کروی رسم کرده اند. آنها نشان داده اند که کل انرژی سیگنال یک ارزش بالایی را تا درجه 25 هارمونیک کروی و بعد از آن درجه دارد، انرژی سیگنال محدود به صفر است بنابراین بدان معناست که انرژی آن تا طول موج 150 کیلومتری می باشد بنابراین طول گسل و عرض آن می تواند مقادیر 10 و 50 و 100 و 150 و 250 کیلومتری را به خود بگیرد. برای همه مقادیر طول و عرض، تغییرات گرادیان ثقلی زمین لرزه ای محاسبه شده است. شکل 3 نشان دهنده تغییرات محاسبه شده برای گسل سمت چپ و رانشی می باشد.

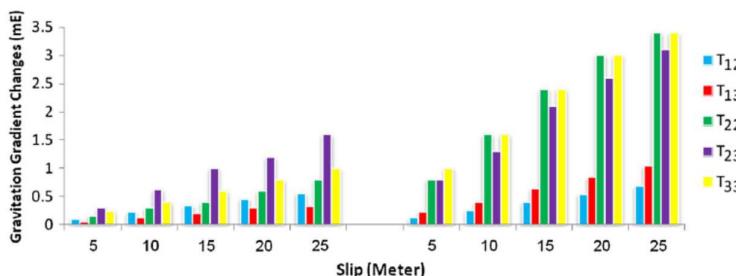


شکل 3-تغییرات گرادیانی ثقلی که طول و عرض صفحه گسلی از 10 تا 250 کیلومتر با گسل سمت چپی (نمودار چپ) و گسل رانشی (نمودار راست) (به واحد mE) متغیر است.

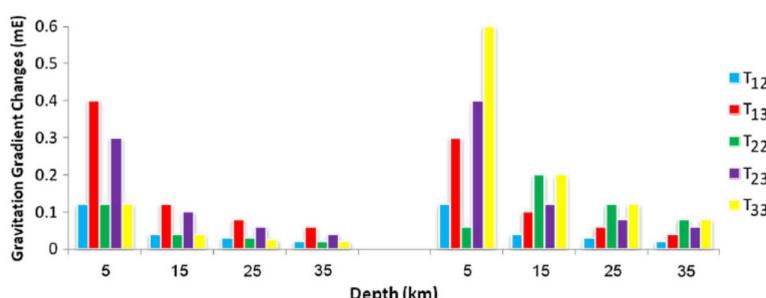
می توان دید که افزایش طول و عرض تا 100 کیلومتر، تغییرات گرادیان ثقلی یک روند همواری دارد و با طول تغییر می کند ولیکن از 100 کیلومتر به بالاتر تغییرات ثابت می باشد. این مورد مشابه با همه مولفه های تانسور گرادیان ثقلی و نیز گسل چپ و رانشی می باشد (شکل 3).

در مورد بعدی، به لغزش گسل مقادیر 5 و 10 و 15 و 20 و 25 متر داده شده است. شکل 4 یک نمای نقشه را برای نشان دادن بیشتر حساسیت تغییرات گرادیان ثقلی برای لغزش گسل چپ و رانشی فراهم کرده است. می توان دید که با افزایش لغزش، تغییرات گرادیان ثقلی یک روند خطی و افزایش دارد. این مورد مشابه با همه مولفه های تنسور گرادیان ثقلی و نیز گسل چپ و رانشی می باشد. طبق این شکل، لغزش گسل یک اثر بالایی روی تغییرات گرادیان ثقلی دارد بنابراین این پارامتر یک محدودیتی را روی صفحه گسلی فراهم می سازد. در مثال دیگر، ما حساسیت مدل را به عمق گسل تست کرده ایم. عمق لبه بالایی گسل از 5 الی 35 کیلومتر متغیر است. شکل 5 نشان دهنده تغییرات گرادیان ثقلی محاسبه شده برای عمق گسل سمت چپ و رانشی می باشد. همانگونه که می توان در این شکل دید، با افزایش لغزش، تغییرات گرادیان ثقلی یک روند غیرخطی و کاهش دارد. این مورد مشابه با همه مولفه های تنسور گرادیان ثقلی و نیز گسل سمت چپ و رانشی می باشد.

در سایر موارد، حساسیت این مدل به ضربه گسل تست شده است. زاویه ضربه صفحه گسل مقادیر از صفر تا 90 درجه را به خود می گیرد. شکل 6 نشان دهنده تغییرات گرادیان ثقلی برای گسل سمت چپ و رانشی مشابه با مورد قبلی با افزایش زاویه ضربه می باشد.



شکل 4- تغییرات گرادیانی ثقلی که لغزش صفحه گسلی از 5 الی 25 متر با گسل سمت چپی (نمودار چپ) و گسل رانشی (نمودار راست) (به واحد mE) متغیر است.

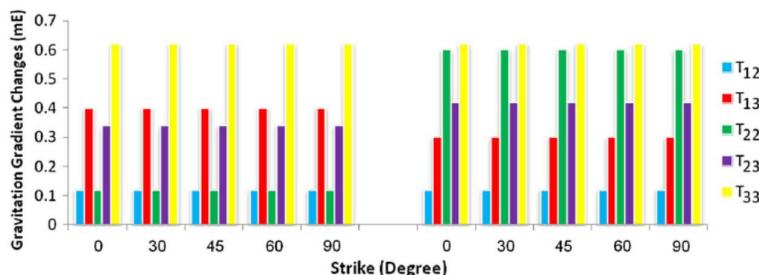


شکل 5-تغییرات گرادیانی ثقلی که عمق صفحه گسلی از 5 کیلومتر الی 35 متر با گسل سمت چپی (نمودار چپ) و گسل رانشی (نمودار راست) (به واحد mE) متغیر است.

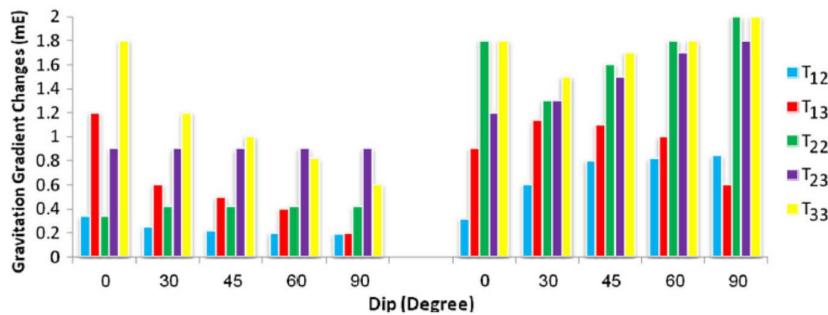
همانگونه که در شکل 6 می توان دید، تغییرات گرادیان ثقلی با افزایش زاویه ضربه تغییر نمی کند. این نتیجه مشابه با گسل سمت چپ و رانشی است. در نتیجه، اطلاعات ضربه از سایر مدلها یا مشاهدات باید برای وارونه سازی مدل دلخواه برای سایر پارامترهای گسل استفاده شود.

در آخرین مورد، ژرفای گسل به مقادیر صفر، 30 و 45 و 60 و 90 امکان داده است. شکل 7 نشان دهنده تغییرات گرادیان ثقلی برای گسل سمت چپ و رانشی با زاویه افزایشی صفحه گسلی می باشد. طبق این شکل، برخلاف مورد قبلی، رفتار گسل سمت چپ و رانشی متفاوت از زاویه تغییر ژرفای می باشد. نیز رفتار هر مولفه در تنسور گرادیان ثقلی متفاوت است. بعلاوه، این پارامتر مشابه با لغزش دارای یک اثر بالایی روی تغییرات گرادیانی ثقلی می باشد.

نتیجه تحلیل حساسیت اشکار کرده است که این مدل به بیشتر پارامترهای گسل نظیر شیب، عمق و ژرفای حساس بوده و به ضربه حساس نیست. نیز نتایج نشان داده است که طول و عرض گسل تا حد معینی دارای حساسیت به مدل می باشد. نیز رفتار هر پارامتر به جز ژرفای برای گسل طرف چپ و رانشی مشابه می باشد. بعلاوه، رفتار هر یک از مولفه های تنسور گرادیان ثقلی بجز برای پارامتر ژرفای مشابه است. بعلاوه تغییر پارامترهای ژرفای و لغزش یک تاثیر بیشتری روی تغییر گرادیان ثقلی در مقایسه با سایر پارامترها دارد.



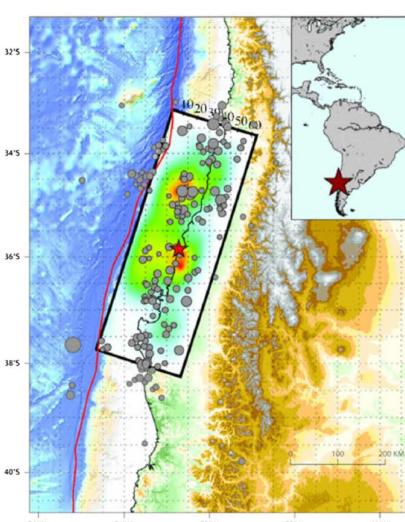
شکل 6-تغییرات گرادیانی ثقلی که ضربه صفحه گسلی از صفر تا 90 درجه با گسل سمت چپی (نمودار چپ) و گسل رانشی (نمودار راست) (به واحد mE) متغیر است.



شکل 7- تغییرات گرادیانی ثقلی که عمق صفحه گسلی از صفر تا 90 درجه با گسل سمت چپی (نمودار چپ) و گسل رانشی (نمودار راست) (به واحد mE) متغیر است.

3- نتایج عددی و مطالعه موردنی

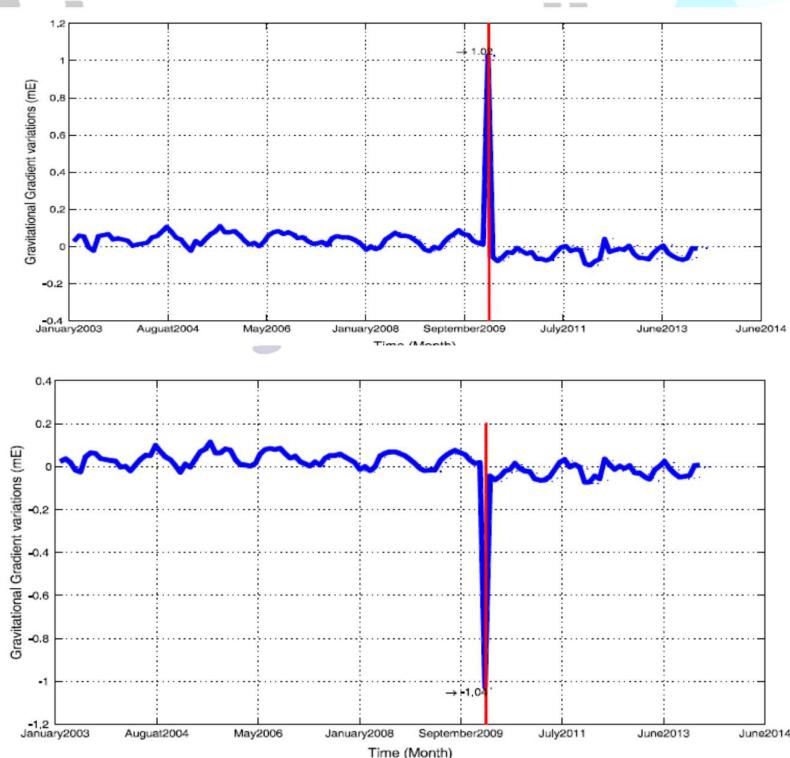
زمین لرزه شیلی Maule UTC یکشنبه 27 فوریه سال 2010 در ساعت 14:34:06، که در اثر بیرون کشیدن صفحه Nazca زیرین صفحه امریکای جنوبی روی ایجاد گردید، ششمین رویداد بزرگ در ثبت زمین لرزه ای بوده است. زمین لرزه $Mw 8.8$ Maule به طور دائمی توزیع جرمی درون زمین را تغییر داد و متعاقباً پتانسیل ثقلی آنرا هم تغییر داد که می‌تواند از روی رزو لاسیون هیا زمانی و فضایی یک ماهه و چندین صد کیلومتری به ترتیب مشاهده گردد که با استفاده از داده‌های پروژه ماهواره‌ای GRACE می‌باشد از این‌رو مدل گسل محدود برای زمین لرزه Maule برای پیشگویی ثقل زمین لرزه ای و تغییرات گرادیان ثقلی استفاده شده است. شکل 8 نشان‌دهنده صفحات گسل در Maule می‌باشد.



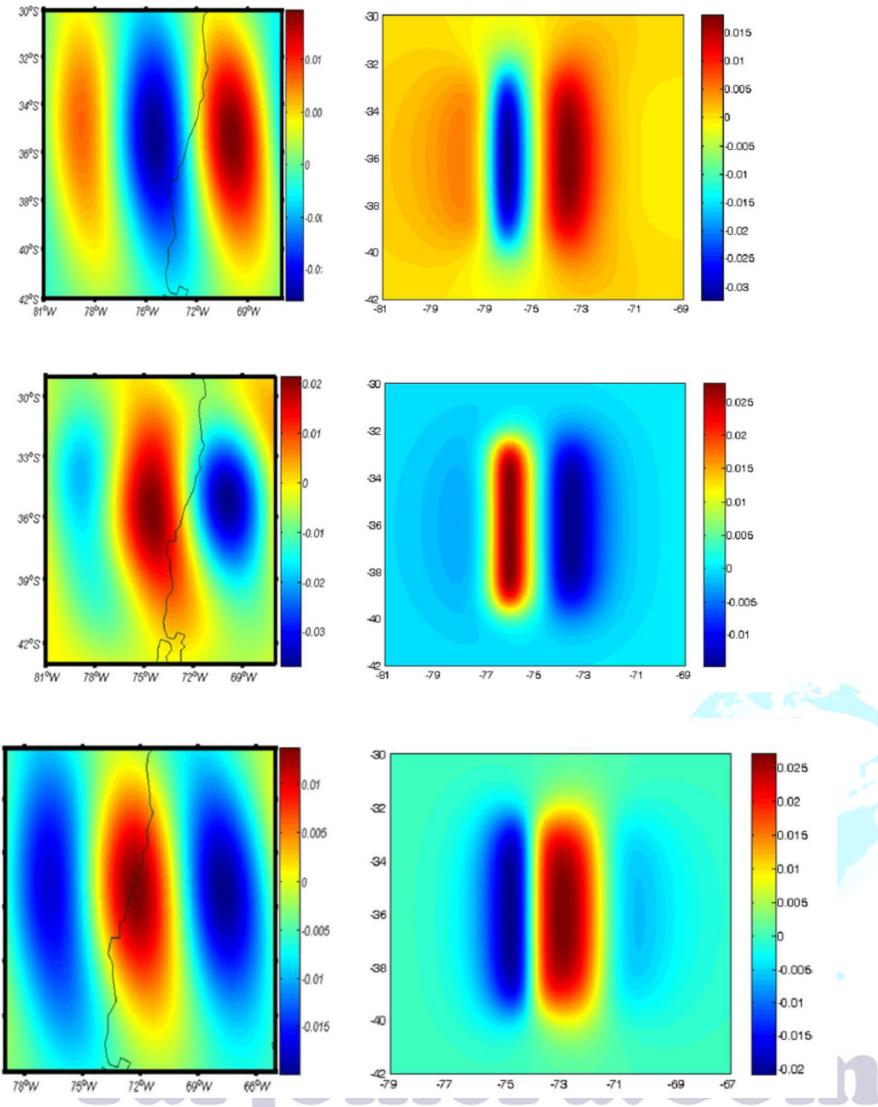
شکل 8- تصویر سطحی توزیع لغزش که توسط Maule تحمیل شده است (USGS).

شکل 9 نشان دهنده سری های زمانی سه مولفه تغییرات گرادیان جاذبه ای (T22 و T33 و T23) از مشاهدات GRACE می باشد وقتی که مراکز تمرکز (مراکز زمین لرزه ای) در به ترتیب ($\varphi = -35.5^\circ$ و $\lambda = -72.5^\circ$) و ($\varphi = -35.5^\circ$ و $\lambda = -69.5^\circ$) برای ناحیه انبساط و انقباض واقعند (شکل 10). این سری های زمانی برای دو طرف صفحه گسل از ژانویه 2003 تا جولای 2014 بکار بسته شده است.

آندسته تغییرات گرادیانی ثقل که در مارس 2010 بدست آمده است، بعد از تصحیح اثرات فصلی برای استخراج سیگنالهای زمین لرزه ای نشان داده شده است. همانگونه که در این شکلها می توان دید، روشن است که این تغییرات مثبت و منفی (به این معنا که نواحی انبساط و انقباض در ناحیه گسل وجود دارد که به دلیل تراکم افزایش یافته یا کاهش یافته بوده است) مربوط به سیگنالهای زمین لرزه ای می باشد. بعلاوه، تغییرات گرادیانی ثقلی مهم (حدود 1.04- و 1.02mE) در دو طرف مخالف صفحه گسل بعد از زمین لرزه رخ داده است (تابع پلکانی با خط قرمز نشان داده شده است) و می تواند نتیجه گسیلن قسمتهای مربوطه گسل باشد.



شکل 9- سری های زمانی تغییرات گرادیان ثقلی از ژانویه 2003 تا جولای 2014 بعد از تصحیح اثرات فصلی در مارس 2010 در نقطه ای با $\varphi = -35.5^\circ$ و $\lambda = -72.5^\circ$ (نمودار بالایی) و ($\varphi = -35.5^\circ$ و $\lambda = -69.5^\circ$) (نمودار پایینی).



شکل 10-تغییرات گرادیان ثقلی توسط GRACE (سمت چپ)، مدل تحلیلی (سمت راست) (به واحد mE)

ضروری است اشاره شود که دستگاه های مختصات برای استخراج تغییرات ثقلی و گرادیان ثقلی از مدل تحلیلی و مشاهدات GRACE با یکدیگر مشابه نیستند. واقعاً، محور X آنها حول زاویه ضربه گردش می کند. این زاویه به عنوان یک پارامتر گسل ناشناخته ارزش گذاری نمی شود که با مقایسه تغییر ثقلی در دو سیستم مختصات می باشد (شکل 10). برای تخمین این زاویه، الگوریتم ژنتیکی در این تحقیق استفاده شده است. ما می توانیم یک مدل غیرخطی را به ترتیب ذیل استفاده نماییم:

$$L = F(\delta) \quad (4)$$

که در آن L مشاهدات بوده و $F(\delta)$ است که زاویه ضربه گسل می باشد. معیار انتخابی برای اندازه گیری

کروموزوم در الگوریتم ژنتیکی به ترتیب ذیل انتخاب شده است:

$$R_i = \|\vec{L}_i - \vec{F}(\delta_i)\| \quad (5)$$

که در آن R_i هنجار باقیمانده بین مشاهدات و مدل می باشد. پارامترهای گسل اولیه برای مدل مطرح شده از داده های USGS اتخاذ شده است. نتیجه نشان داده که زاویه ضربه گردشی بین دو دستگاه حدود 13 درجه می باشد.

در اینجا ما به محاسبه تغییرات گرادیان ثقلی می پردازیم و از آن برای بحث درباره بدشکلی زمین لرزه ای ناشی از زمین لرزه Maule استفاده می کنیم. شکل 10 نشان دهنده مولفه های تغییر گرادیان ثقلی مانند T22 و T23 و T33 بعد از زمین لرزه Maule با استفاده از GRACE (ضرایب همبستگی هارمونیک کروی) و مدل تحلیلی (پارامترهای گسل) می باشد. مقدار پیک در سیگنال منفی روی زمین از مشاهدات GRACE حدود 0.03 mE و ماکزیمم سیگنال مثبت حدود 0.01 mE در اقیانوس می باشد. مشابهانه، مقدار پیک در سیگنال منفی روی زمین از مدل تحلیلی حدود 0.04mE می باشد و سیگنال مثبت ماکزیمم حدود 0.01mE در اقیانوس می باشد. سیگنال مثبت در اقیانوس به دلیل زمین های بلند کف دریا تنها حدود 0.01 mE در رزو لاسیون فضایی GRACE بوده است. این مقدار نزدیک به سطح خطای GRACE می باشد. به دلیل کل عدم یقین های تغییرات گرادیان ثقلی، ما بیان می داریم که مشاهدات GRACE مشاهده شده در شکل 10 تقریبا همه سیگنالهای منفی را روی زمین در اثر زمین لرزه Maule حل و فصل کرده است در حالیکه سیگنالهای مثبت شناسایی شده روی اقیانوس به طور کیفی منطبق با زمین های بلند کف دریا می باشد ولیکن نباید به لحاظ کمی در وارون سازی بکار بسته شود. چون محتواهای با فراوانی بالا در تغییر میدان ثقل می تواند با مشتق گیری گرادیان های ثقلی تقویت سازی شود، تغییرات گرادیان ثقلی زمین لرزه ای برگرفته از GRACE به وضوح همتراز با خط گسل می باشد، لغزشها را برجسته را مکان یابی می کند، حدود بدشکلی زمین لرزه ای را بهتر تعریف می کند و ویژگی های توزیع مجدد جرمی پالایش شده را که در اثر زمین لرزه است اشکار می سازد.

همانگونه که در شکل‌های فوق نشان داده شده است، تغییرات گرادیان ثقلی برای مولفه‌های T22 و T33 و T23 با استفاده از مشاهدات GRACE به ترتیب به صورت 0.03 و 0.06 و 0.04 mE محاسبه شده است و نیز این تغییرات با استفاده از مدل تحلیلی به ترتیب به شکل 0.05 و 0.05 و 0.06mE محاسبه شده که نشان می‌دهد هماهنگی خوبی بین نتایج این دو شیوه وجود دارد. اختلاف و مغایرت مشاهده شده در مقادیر این نتایج می‌تواند با تفاوت میان سطوح ملاحظه شده در این شیوه‌ها توضیح داده شود، چرا که نتایج با GRACE به زمین واقعی مربوط استکه یک توپوگرافی ناهمواری دارد در حالیکه نتایج مدل تحلیلی برای سطح زمین، شکل مسطح دارد.

برای تحقیق روی این امر که آیا مشاهدات GRACE می‌تواند محدودیت‌هایی برای وارون‌سازی گسل فراهم کند، یک تحلیل دیگر با یک تکنیک وارون‌سازی بکار بسته شده است (معادله 4 برای پارامتر ضربه استفاده می‌شود). در این مورد، الگوریتم ژنتیکی برای وارون‌سازی همزمان برای پارامترهای گسل نظیر عمق، ژرف‌افزار و لغزش متوسط با استفاده از تغییرات ثقلی جاذبه‌ای قابل مشاهده از روی GRACE استفاده شده است. برای تحقیق بیشتر در زمینه پارامتر عدم یقین‌های القا شده توسط خطاهای مشاهده GRACE، همچنین از مرزهای بالایی و پایینی یک تخمین خطای خلفی برای مشاهدات GRACE برای وارون‌سازی برای عمق، ژرف‌افزار و لغزش متوسط صفحه گسل استفاده کرده‌ایم. تخمین بهینه نهایی برای عمق گسل، ژرف‌افزار و لغزش به ترتیب برابر با 24.5km، 15 درجه و 8 متر می‌باشد. نتایج ما با مدل‌های لغزش موجود بدست آمده توسط محدودیت‌های مختلف یا از طریق وارون‌سازی مشاهدات از جمله بیومارکرهای زمین‌های بلند یا فرونشت‌ها، داده‌های زمین‌لرزه ای مخابراتی، GPS و مشاهدات سونامی مقایسه شده است. این مقایسه نشان دهنده مطابق خوبی است به نحوی که نتیجه گرفته ایم دامنه مشتق از GRACE می‌تواند برای محدودسازی پارامترهای گسل زمین‌لرزه استفاده گردد، و اینها آشکارا متفاوت از دامنه‌های مشتق از مدل تحلیلی نمی‌باشند.

4-نتیجه گیری

در این مطالعه تغییرات گرادیان ثقلی در اثر گسل سازی روی یک صفحه مستطیل محدود که در یک نیمه فضای همگن دفن شده است با استفاده از یک مدل تحلیلی محاسبه شده است که تابع پارامترهای گسلی می‌باشد. نیز مولفه‌های این تansور برای گسلهایی با زوایای لغزشی مختلف تعیین شده است. نتایج نشان داده است که دامنه ثقل و تغییرات گرادیان ثقلی برای یک گسل رانشی بیش از گسل ضربه‌ای-لغزشی می‌باشد. این نتایج با افزایش

زاویه لغزش گسل تغییر نکرده است. همچنین مولفه T33 دارای تغییرات گرادیان ثقلی بر جسته در میان سایر مولفه‌ها می‌باشد. بعلاوه، تغییرات ثقل و گرادیان ثقلی با استفاده از مشاهدات GRACE برای زمین لرزه Maule در شیلی سال 2010 بدون هر گونه اطلاعات لازمی درباره پارامترهای گسلی محاسبه شده است. نتایج با مدل رئودینامیک تحلیلی مقایسه شده است. تغییرات گرادیان ثقلی برای مولفه‌های T22 و T33 و T23 به ترتیب به اندازه 0.03 و 0.04 mE و 0.06 با استفاده از مشاهدات GRAE محاسبه شده است. همچنین این تغییرات با استفاده از مدل تحلیلی به ترتیب به اندازه 0.05 و 0.05 و 0.06mE محاسبه شده است که نشان دهنده یک موافقت خوب بین مشاهدات GRACE و مدل‌های تحلیلی در تغییرات گرادیان ثقلی و ثقل محاسبه شده می‌باشد.

پیوست 1: تغییر گرادیان ثقلی در اثر گسل

$$S_{12}(\xi, \eta) = -\sin \delta \sec^2 \delta \frac{\partial I_0}{\partial x_1} - (q \sec \delta - x_3) \sec \delta \frac{\partial^2 I_0}{\partial x_1 \partial x_2} + 2 \tan^2 \delta \frac{\partial I_1}{\partial x_2} + 2\xi \tan^2 \delta \frac{\partial^2 I_1}{\partial x_1 \partial x_2} - \frac{\bar{y}\xi \tan \delta}{R^3} \quad (\text{A1})$$

$$S_{13}(\xi, \eta) = -\frac{\xi q \sin \delta}{R^3} + \frac{\xi q^2 (2R + \eta) \cos \delta}{R^3 (R + \eta)^2} \quad (\text{A2})$$

$$S_{22}(\xi, \eta) = \left(\frac{1}{R} - \frac{\bar{y}^2}{R^3} \right) \tan \delta - 2 \frac{\partial I_0}{\partial x_2} \sin \delta \sec^2 \delta - q \frac{\partial^2 I_0}{\partial x_2^2} \sec^2 \delta + 2\xi \frac{\partial^2 I_1}{\partial x_2^2} \tan^2 \delta \quad (\text{A3})$$

$$S_{23}(\xi, \eta) = \frac{\sin^2 \delta}{R} - \frac{2q \sin \delta \cos \delta}{R(R + \eta)} - \frac{\bar{y}q \sin \delta}{R^3} + \frac{\bar{y}q^2 (2R + \eta) \cos \delta + R^2 q^2 \cos^2 \delta}{R^3 (R + \eta)^2} \quad (\text{A4})$$

$$S_{33}(\xi, \eta) = \frac{\sin \delta \cos \delta}{R} + \frac{q(\sin^2 \delta - \cos^2 \delta)}{R(R + \eta)} + \frac{\bar{d}q \sin \delta}{R^3} - \frac{\bar{d}q^2 (2R + \eta) \cos \delta + R^2 q^2 \sin \delta \cos \delta}{R^3 (R + \eta)^2} \quad (\text{A5})$$

$$D_{12}(\xi, \eta) = -\tan \delta \frac{\partial I_0}{\partial x_2} - \xi \tan \delta \frac{\partial^2 I_0}{\partial x_1 \partial x_2} - 2 \sin \delta \tan \delta \frac{\partial I_1}{\partial x_1} - 2q \tan \delta \frac{\partial^2 I_1}{\partial x_1 \partial x_2} - \frac{\sin \delta}{R} + \frac{\bar{y}q}{R^3} \quad (\text{A6})$$

$$D_{13}(\xi, \eta) = -\frac{q\bar{d}}{R^3} - \frac{q \sin \delta}{R(R + \eta)} \quad (\text{A7})$$

$$D_{22}(\xi, \eta) = -\frac{2\bar{y} \sin \delta + q}{R(R + \xi)} + \frac{\bar{y}^2 q(2R + \xi)}{R^3(R + \xi)^2} - \xi \frac{\partial^2 I_0}{\partial x_2^2} \tan \delta - 4 \frac{\partial I_1}{\partial x_2} \sin \delta \tan \delta - 2q \frac{\partial^2 I_1}{\partial x_2^2} \tan \delta \quad (\text{A8})$$

$$D_{23}(\xi, \eta) = \frac{2\bar{d} \sin \delta}{R(R + \xi)} + \frac{\xi \sin^2 \delta}{R(R + \eta)} - \frac{q\bar{d}\bar{y}(2R + \xi)}{R^3(R + \xi)^2} \quad (\text{A9})$$

$$D_{33}(\xi, \eta) = \frac{\bar{y} \sin \delta + \bar{d} \cos \delta}{R(R + \xi)} + \frac{\xi \sin \delta \cos \delta}{R(R + \eta)} + \frac{q\bar{d}^2(2R + \xi)}{R^3(R + \xi)^2} \quad (\text{A10})$$

$$\begin{aligned} T_{12}(\xi, \eta) &= \tan^2 \delta \left(\frac{\partial I_0}{\partial x_2} + \xi \frac{\partial^2 I_0}{\partial x_1 \partial x_2} \right) + 2 \tan^2 \delta \left(\sin \delta \frac{\partial I_1}{\partial x_1} + q \frac{\partial^2 I_1}{\partial x_1 \partial x_2} \right) \\ &+ 2 \left(\sin \delta \frac{\partial I_2}{\partial x_1} + q \frac{\partial^2 I_2}{\partial x_1 \partial x_2} \right) + C_{12}(\xi, \eta) \end{aligned} \quad (\text{A11})$$

$$T_{13}(\xi, \eta) = \frac{q\bar{y}}{R^3} - \frac{2q \cos \delta}{R(R + \eta)} + \frac{q\xi^2(2R + \eta) \cos \delta}{R^3(R + \eta)^2} \quad (\text{A12})$$

$$\begin{aligned} T_{22}(\xi, \eta) &= \xi \frac{\partial^2 I_0}{\partial x_2^2} \tan^2 \delta + 2 \left(2 \frac{\partial I_1}{\partial x_2} \sin \delta + q \frac{\partial^2 I_1}{\partial x_2^2} \right) \tan^2 \delta + 2 \left(2 \frac{\partial I_2}{\partial x_2} \sin \delta + q \frac{\partial^2 I_2}{\partial x_2^2} \right) \\ &+ C_{22}(\xi, \eta) \end{aligned} \quad (\text{A13})$$

$$T_{23}(\xi, \eta) = -\frac{2q}{R(R + \xi)} + \frac{q\bar{y}^2(2R + \xi)}{R^3(R + \xi)^2} + \frac{\xi q\bar{y}(2R + \eta) \cos \delta + \xi q R^2 \cos^2 \delta}{R^3(R + \eta)^2} \quad (\text{A14})$$

$$T_{33}(\xi, \eta) = \frac{\eta}{R(R + \xi)} + \frac{\xi}{R(R + \eta)} - \frac{q\bar{d}\bar{y}(2R + \xi)}{R^3(R + \xi)^2} - \frac{\xi q[\bar{d}(2R + \eta) + R^2 \sin \delta] \cos \delta}{R^3(R + \eta)^2} \quad (\text{A15})$$

$$C_{12}(\xi, \eta) = -\frac{\cos \delta}{R} - \frac{q \sin \delta}{R(R + \eta)} \quad (\text{A16})$$

$$C_{13}(\xi, \eta) = \frac{\sin \delta}{R} - \frac{q \cos \delta}{R(R + \eta)} \quad (\text{A17})$$

$$C_{22}(\xi, \eta) = \frac{2\bar{d} \sin \delta - \eta}{R(R + \xi)} + \frac{\xi \sin^2 \delta}{R(R + \eta)} \quad (\text{A18})$$

$$C_{23}(\xi, \eta) = \frac{\bar{y} \sin \delta + \bar{d} \cos \delta}{R(R + \xi)} + \frac{\xi \sin \delta \cos \delta}{R(R + \eta)} \quad (\text{A19})$$

$$C_{33}(\xi, \eta) = -\frac{2\bar{d}\sin\delta - \eta}{R(R + \xi)} + \frac{\xi\cos^2\delta}{R(R + \eta)} \quad (\text{A20})$$

$$\frac{\partial I_0}{\partial x_1} = \frac{\xi}{R} \left(\frac{1}{R + \eta} - \frac{\sin\delta}{R + \bar{d}} \right) \quad (\text{A21})$$

$$\frac{\partial I_0}{\partial x_2} = \frac{\bar{y} + R\cos\delta}{R(R + \eta)} - \frac{\bar{y}\sin\delta}{R(R + \bar{d})} \quad (\text{A22})$$

$$\frac{\partial^2 I_0}{\partial x_1 \partial x_2} = -\frac{\xi(R\cos\delta - q)(2R + \bar{d})}{R^3(R + \bar{d})^2} + \frac{\xi\cos\delta}{R^2(R + \bar{d})} - \frac{q\xi(2R + \eta)\sin\delta}{R^3(R + \eta)^2} \quad (\text{A23})$$

$$\frac{\partial^2 I_0}{\partial x_2^2} = \frac{q\bar{y}(2R + \bar{d}) - R^2(R\sin\delta + \eta)}{R^3(R + \bar{d})^2} - \frac{q\bar{y}(2R + \eta)\sin\delta - R^2(R\sin\delta + \bar{d})\sin\delta}{R^3(R + \eta)^2} \quad (\text{A24})$$

$$\frac{\partial I_1}{\partial x_1} = -\frac{\eta\cos\delta}{2R(R + \bar{d})} - \frac{q^2\cos\delta}{2R(R + \eta)(R + \bar{d})} + \frac{q(1 - \sin\delta)}{2(R + \eta)(R + \bar{d})} \quad (\text{A25})$$

$$\frac{\partial I_1}{\partial x_2} = \frac{\xi}{2R(R + \bar{d})} - \frac{\xi\sin\delta}{2R(R + \eta)} \quad (\text{A26})$$

$$\frac{\partial^2 I_1}{\partial x_1 \partial x_2} = \frac{1}{2R(R + \bar{d})} - \frac{\xi^2(2R + \bar{d})}{2R^3(R + \bar{d})^2} - \frac{\sin\delta}{2R(R + \eta)} + \frac{\xi^2(2R + \eta)\sin\delta}{2R^3(R + \eta)^2} \quad (\text{A27})$$

$$\frac{\partial^2 I_1}{\partial x_2^2} = \frac{\xi(\bar{y}(2R + \eta) + R^2\cos\delta)\sin\delta}{2R^3(R + \eta)^2} - \frac{\xi\bar{y}(2R + \bar{d})}{2R^3(R + \bar{d})^2} \quad (\text{A28})$$

$$\frac{\partial I_2}{\partial x_1} = \frac{q}{2R(R + \eta)} \quad (\text{A29})$$

$$\frac{\partial I_2}{\partial x_2} = -\frac{\bar{d}}{2R(R + \xi)} - \frac{\xi\sin\delta}{2R(R + \eta)} \quad (\text{A30})$$

$$\frac{\partial^2 I_2}{\partial x_1 \partial x_2} = \frac{\bar{d}}{2R^3} - \frac{\sin\delta}{2R(R + \eta)} + \frac{\xi^2(2R + \eta)\sin\delta}{2R^3(R + \eta)^2} \quad (\text{A31})$$

$$\frac{\partial^2 I_2}{\partial x_2^2} = \frac{\bar{d}\bar{y}(2R + \xi)}{2R^3(R + \xi)^2} + \frac{\xi\sin\delta(\bar{y}(2R + \eta) + R^2\cos\delta)}{2R^3(R + \eta)^2} \quad (\text{A32})$$

if $\cos\delta = 0$

$$\begin{aligned} S_{12}(\xi, \eta) = & \frac{\xi\sin^2\delta}{2R(R + \bar{d})} - \frac{(\eta\sin\delta + q\cos\delta)\xi\sin^2\delta}{2R(R + \bar{d})^2} - \frac{\xi(R\sin\delta + q\cos\delta)\sin^2\delta}{R^2(R + \eta)} \\ & + \frac{\xi q(\bar{y} + R\cos\delta)(2R + \eta)\sin^2\delta}{R^2(R + \eta)^2} - \frac{\xi q\bar{y}(2R + \bar{d})\sin\delta}{2R^3(R + \bar{d})^2} + \frac{\xi q\eta\bar{y}(3R + \bar{d})\sin^2\delta}{2R^3(R + \bar{d})^3} \end{aligned} \quad (\text{A33})$$

$$D_{12}(\xi, \eta) = -\frac{\sin \delta}{R} + \frac{q\bar{y}}{R^3} \quad (\text{A34})$$

$$\begin{aligned} T_{12}(\xi, \eta) = & 2 \frac{\partial I_2}{\partial x_1} \sin \delta + 2q \frac{\partial^2 I_2}{\partial x_1 \partial x_2} + \frac{R \cos \delta + \bar{y} \sin \delta}{2R(R + \bar{d})} - \left(\frac{\xi^2 \cos \delta + \eta \bar{y}}{2R(R + \bar{d})^2} \right) \\ & - \frac{\xi^2 \bar{y}(2R + \bar{d}) \sin \delta}{2R^3(R + \bar{d})^2} + \frac{\xi^2 \eta \bar{y}(3R + \bar{d})}{2R^3(R + \bar{d})^3} \end{aligned} \quad (\text{A35})$$

$$\begin{aligned} S_{22}(\xi, \eta) = & -\frac{(2\bar{y} \sin \delta + q) \sin^2 \delta}{R(R + \eta)} + \frac{\bar{y} \sin^2 \delta}{2R(R + \bar{d})} - \frac{(R\eta \sin^2 \delta + q\bar{y}) \bar{y} \sin \delta}{2R^2(R + \bar{d})^2} \\ & - \frac{(\eta \sin \delta - R - \bar{d}) \sin \delta}{2R(R + \bar{d})^2} \left(\bar{y} \sin \delta + q - \frac{q\bar{y}^2(3R + \bar{d})}{R^2(R + \bar{d})} \right) + \frac{q\bar{y}^2(2R + \eta) \sin^2 \delta}{R^3(R + \eta)^2} \end{aligned} \quad (\text{A36})$$

$$D_{22}(\xi, \eta) = -\frac{2\bar{y} \sin \delta + q}{R(R + \xi)} + \frac{q\bar{y}^2(2R + \xi)}{R^3(R + \xi)^2} \quad (\text{A37})$$

$$\begin{aligned} T_{22}(\xi, \eta) = & \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + 2 \frac{\partial I_2}{\partial x_2} \sin \delta + 2(q + \sin \delta) \frac{\partial^2 I_2}{\partial x_2^2} + \frac{\xi R \sin \delta}{2R^2(R + \bar{d})} \\ & - \frac{\xi \eta}{2R(R + \bar{d})^2} - \frac{\xi \bar{y}^2(2R + \bar{d}) \sin \delta}{2R^3(R + \bar{d})^2} + \frac{\xi \eta \bar{y}^2(3R + \bar{d})}{2R^3(R + \bar{d})^3} \end{aligned} \quad (\text{A38})$$

References

- Carrere L, Lyard F (2003) Modeling the barotropic response of the global ocean to atmospheric wind and pressure forcing: comparisons with observations. *Geophys Res Lett* 30(6):1275. doi:[10.1029/2002GL016473](https://doi.org/10.1029/2002GL016473)
- Chen JL, Wilson CR, Tapley BD, Grand S (2007) GRACE detects coseismic and postseismic deformation from the Sumatra–Andaman earthquake. *Geophys Res Lett* 34(13):doi:[10.1029/2007GL030356](https://doi.org/10.1029/2007GL030356)
- De Linage C, Rivera L, Hinderer J, Boy JP, Rogister Y, Lambotte S, Biancale R (2009) Separation of coseismic and postseismic gravity changes for the 2004 Sumatran earthquake from 4.6 yr of GRACE observations and modelling of the coseismic change by normal mode summation. *Geophys J Int* 176:695–714. doi:[10.1111/j.1365-246X.2008.04025.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.04025.x)
- Eshagh M (2009) Alternative expressions for gravity gradients in local north-oriented frame and tensor spherical harmonics. *Acta Geophys* 58:215–243. doi:[10.2478/s11600-009-0048-z](https://doi.org/10.2478/s11600-009-0048-z)
- Eshagh M, Abdollahzadeh M (2012) Software for generating gravity gradients using a geopotential model based on an irregular semi vectorization algorithm. *Com Geosci* 39:152–160. doi:[10.1016/j.cageo.2011.06.003](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.06.003)
- Han SC, Sauber J, Luthcke S (2010) Regional gravity decrease after the 2010 Maule (Chile) earthquake indicates large-scale mass redistribution. *Geophys Res Lett* 37:L23307. doi:[10.1029/2010GL045449](https://doi.org/10.1029/2010GL045449)
- Han SC, Riva R, Sauber J, Okal E (2013) Source parameter inversion for recent great earthquakes from a decade-long observation of global gravity fields. *J Geophys Res* 118:1240–1267. doi:[10.1002/jgrb.50116](https://doi.org/10.1002/jgrb.50116)
- Heki K, Matsuo K (2010) Coseismic gravity changes of the 2010 earthquake in central Chile from satellite gravimetry. *Geophys Res Lett* 37:L24306. doi:[10.1029/2010GL045335](https://doi.org/10.1029/2010GL045335)
- Lyard F, Lefevre F, Letellier T, Francis O (2006) Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dyn* 56:394–415. doi:[10.1007/s10236-006-0086-x](https://doi.org/10.1007/s10236-006-0086-x)
- Maruyama T (1964) Statical elastic dislocation in an infinite and semi-infinite medium. *Bull Earthquake Res Inst Tokyo Univ* 42:289–368

- Ogawa R, Heki K (2007) Slow postseismic recovery of geoid depression formed by the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake by mantle water diffusion. *Geophys Res Lett* 34:L06313. doi:[10.1029/2007GL029340](https://doi.org/10.1029/2007GL029340)
- Okada Y (1985) Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull Seism Soc Am* 75:1135–1154
- Okubo S (1991) Potential and gravity changes raised by point dislocations. *Geophys J Int* 105:573–586
- Okubo S (1992) Gravity and potential changes due to shear and tensile faults in a halfspace. *J Geophys Res* 97(B5):7137–7144
- Rieger J, Tourian MJ, Devaraju B, Sneeuw N (2012) Analysis of GRACE uncertainties by hydrological and hydro-meteorological observations. *J Geodyn* 59:16–27. doi:[10.1016/j.jog.2012.02.001](https://doi.org/10.1016/j.jog.2012.02.001)
- Steketee JA (1958) On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Can J Phys* 36:192–205
- Tapley BD, Bettadpur S, Watkins M, Reigber C (2004) The gravity recovery and climate experiment: mission overview and early results. *Geophys Res Lett* 31:L09607. doi:[10.1029/2004GL019920](https://doi.org/10.1029/2004GL019920)
- Wahr J, Molenaar M, Bryan F (1998) Time variability of the Earth's gravity field: hydrological and oceanic effects and their possible detection using GRACE. *J Geophys Res* 103:30229–32205. doi:[10.1029/98JB02844](https://doi.org/10.1029/98JB02844)
- Wang L, Shum CK, Simons FJ, Tassara A, Erkan K, Jekeli C, Braun A, Kuo CY, Lee H, Yuan DY (2012a) Coseismic slip of the 2010 Mw 8.8 Great Maule, Chile earthquake quantified by GRACE observation. *Earth Planet Sci Lett* 335:167–179. doi:[10.1016/j.epsl.2012.04.044](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.044)
- Wang L, Shum CK, Jekeli C (2012b) Gravitational gradient changes following the Sumatra–Andaman earthquake inferred from GRACE. *Geophys J Int* 191:1109–1118. doi:[10.1111/j.1365-246X.2012.05674.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05674.x)

ترجمه فا



TarjomeFa.Com

برای خرید فرمت ورد این ترجمه، بدون واتر مارک، اینجا کلیک نمایید.



این مقاله، از سری مقالات ترجمه شده رایگان سایت ترجمه فا میباشد که با فرمت PDF در اختیار شما عزیزان قرار گرفته است. در صورت تمایل میتوانید با کلیک بر روی دکمه های زیر از سایر مقالات نیز استفاده نمایید:

✓ لیست مقالات ترجمه شده

✓ لیست مقالات ترجمه شده رایگان

✓ لیست جدیدترین مقالات انگلیسی ISI

سایت ترجمه فا؛ مرجع جدیدترین مقالات ترجمه شده از نشریات معتبر خارجی