نشریه علمی- ترویجی مهندسی نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی، دوره هشتم، شماره ۴، آبان ماه ۱۳۹۶

مدل سازی تانسور دوم پتانسیل ثقل همزمان با وقوع زمین‌لرزه با استفاده از مشاهدات ماهواره ثقل سنجی گریس (مطالعه موردی زمین‌لرزه ۹ ریشتری ۱۱ مارس۲۰۱۱ توهوکو ژاپن)

آرمین رحیمی*[۱]

[۱] کارشناس ارشد ژئودزی - دانشکده نقشه‌برداری و اطلاعات مکانی - پردیس دانشکده‌های فنی - دانشگاه تهران
armin_rahimi@ut.ac.ir

(تاریخ دریافت تیر ۱۳۹۶، تاریخ تصویب مرداد ۱۳۹۶)

چکیده

در این مقاله روشی برای مدل سازی تغییرات هم‌لرز تانسور دوم پتانسیل ثقل بدست آمده از داده های ماهواره‌ی گریس[۱] ارائه شده است. نتایج را با نرم افزارهای موجود مقایسه کردیم. علاوه بر آن تغییرات هم‌لرز تانسور دوم پتانیسل ثقل برای زمین‌لرزه ۹ ریشتری ۱۱ مارس۲۰۱۱ توهوکو ژاپن را با استفاده از داده های ماهواره گریس بدست آوردیم. نتایج حاصل از مدل سازی تطابق خوبی با نتایج بدست آمده از گریس داشت. در این مطالعه ما برای بازیابی سیگنال هم‌لرز این زمین‌لرزه از هیچ گونه فیلتری برای حذف نویز و خطاهای نواری گریس استفاده نکردیم، استفاده از این فیلترها موجب کاهش قابل توجه نوارهای شمالی- جنوبی در نتایج بدست آمده از داده های گریس می شود، اما این فیلترها همزمان با کاهش دامنه نویز، دامنه سیگنال تغییر شکل را به طور قابل توجهی کاهش می دهند. برای حذف این خطا ها ما از دو مولفه تانسور دوم پتانسیل ثقل ($\Delta Vxx,\Delta Vxz$) استفاده می کنیم. زیرا این دو مولفه با مشتقگیری نسبت به راستای شمالی- جنوبی بدست آمده اند و به طور قابل توجهی خطای نوار نوارشدگی را کاهش می دهند.

واژگان کلیدی: زمین‌لرزه توهوکو، تانسور دوم پتانسیل ثقل، مدل توزیع لغزش گسل، ماهواره ثقل سنجی گریس، خطای نوار نوارشدگی

---

* نویسنده رابط

[۱] Gravity Recovery And Climate Experiment (GRACE)

۱- مقدمه

تانسور دوم پتانسیل ثقل که ماتریسی متقارن با ۶ مولفه‌ی متغیر است با دوبار مشتق گیری از تابع پتانسیل بدست می آید. این تانسور امروزه کاربرد بسیار گسترده ای پیدا کرده است از جمله کاربرد های آن محاسبه چگالی اجرام درون زمین است که کاربرد فراوانی در اکتشاف معادن و اکتشاف مخازن نفت و گاز دارد. از دیگر کاربردهای مهم این تانسور قابلیت بالای آن برای ترسیم نقشه درونی زمین و مطالعات ژئودینامیکی مانند زمین‌لرزه و تعیین ساختار گسل است. تغییرات ناشی از پدیده‌های ژئوفیزیکی محلی، مانند زمین‌لرزه به علت اینکه بیشتر انرژی آنها در باند فرکانس بالا رخ میدهد، برای بدست آوردن تغییر شکل ناشی از این پدیده ها باید مولفه هـای فرکانس بالای میدان ثقل تقویت شوند. مشتقات مرتبه دوم بدلیل تقویت مولفـه هـای فرکـانس بـالا میدان ثقل می‌توانند تغییر شکل بوجود آمده ناشی از پدیده‌های ژئوفیزیکی محلی را به نحـوه بهتـری نمایش دهند. بنابراین در این تحقیق بجای استفاده از مشتقات مرتبه اول میدان ثقل از مشتقات مرتبـه دوم استفاده شده است. با پرتاب ماهواره های دوقلوی گریس در سال ۲۰۰۲ امکان محاسبه ی میدان ثقل زمین در بازه های زمانی یک هفته و سی روزه فراهم شد. ماهواره های دوقلوی گریس در ارتفاع حدود ۴۰۰ کیلومتری از سطح زمین و با فاصله اسمی ۲۲۰کیلومتر از هم در حال حرکت می باشند. زمین‌لرزه باعث تغییرشکل در لایه های درونی زمین می‌شود و این تغییرشکل باعث تغییر در توزیع جرم می‌شود و تغییر توزیع جرم فاصله بین دو ماهواره را دستخوش تغییر قرار می دهد و با آنالیز این تغییرات فاصله می توان به تغییرات ثقل پی برد.

روش های متعددی برای بررسی تغییرات حین زمین‌لرزه، قبل و بعد از زمین‌لرزه وجود دارد. از جمله آن، روش های لرزه نگاری در علم ژئوفیزیک و روش های ژئودتیکی مانند آنالیز جابه جایی ها با تکنیک های تداخل سنجی ماهواره ای و سیستم ماهواره‌ای تعیین موقعیت جهانی[۱] است. اما این روش ها برای مناطقی که دارای پوشش آب هستند، جوابگو نیستند. ثقل سنجی ماهواره‌ای ضمن محاسبه تغییر توزیع جرم در خشکی ها، تغییرات توزیع جرم در اقیانوس ها را نیز با پوشش جهانی و پریود زمانی نسبتا کوتاه در اختیار ما قرار می دهد.

مطالعات متعددی قابلیت گریس در مشاهده تغییرات هم‌لرز ناشی از زمین‌لرزه های به بزرگای بالای ۸ ریشتر را نشان داد. این مطالعات شامل زمین‌لرزه ۲۰۰۴ سوماترا، زمین‌لرزه ۲۰۱۰ مائول شیلی ، زمین‌لرزه ۲۰۱۱ توهوکو ژاپن و زمین‌لرزه ۲۰۱۲ اقیانوس هند است. در سال ۲۰۰۶ برای اولین بار از داده های گریس برای بازیابی سیگنال زمین‌لرزه ۲۰۰۴ ساماترا استفاده شد و سیگنال هم‌لرز این زمین‌لرزه را با استفاده از داده های سطح ۱ گریس بازیابی شد [۱]. یک سال بعد سیگنال همین زمین‌لرزه را با داده های سطح ۲ بازیابی شد [۲]. در این مقاله به دلیل مدل کردن اثرات سالانه و نیم سالانه سیگنال زمین‌لرزه با دامنه و رزولوشن مکانی بهتری استخراج شد. در مطالعات بعدی با استفاده از روش های محلی سازی سیگنال های زمین‌لرزه را تقویت کردند از جمله‌ی آن تبدیل موجک کروی از روشهای محلی سـازی میدان ثقـل اسـت کـه در مقاله [۳] با استفاده از این تبدیل تغییر شکل همزمان با وقوع زمین‌لرزه ساماترا و پـس از آن را کشف کردند. در مطالعاتی نیز با استفاده بعضی از تابعک های پتانسیل مانند گرادیان جاذبی میزان نویز را به خوبی کاهش دادند. در مقاله [۴] ماکزیمم مقدار مولفه شمالی جاذبه زمین‌لرزه توهوکو ۱۷,۶- و ماکسیمم مولفه شمالی گرادیان جاذبه[۲] ۱,۲۵ میلی اتوش[۳] بدست آمد و نتایج تطابق خوبی با مدل پیش بینی تغییرات جاذبه داشت. مدل های متعددی برای محاسبه تغییرات هم‌لرز زمین‌لرزه ارائه شده است. از جمله این مدلها مدل اکوبو است که تغییرات جاذبه ناشی از تغییرشکل را بدست می دهد [۵] و [۶]. نرم افزارهایی نیز به منظور براورد تغییرات هم‌لرز زمین‌لرزه ارائه شده از جمله‌ی آن نرم افزاری[۴] که توسط ونگ[۵] و همکاران در سال ۲۰۰۶ کدنویسی شد [۷] و کدجابه‌جایی زمین کروی[۶] که در سال ۲۰۰۹ توسط سان[۷] و همکاران ارائه شد [۸].

۲- متدولوژی

در این بخش نحوه‌ی مدل سازی تغییرات میدان ثقل یک گسل وتغییرات تانسور مرتبه دوم پتانسیل آن را به تفصیل شرح می دهیم.

---

۱ Global Navigation Sattelite system

۲ ΔVxz

۳ miliEotvos

٤ PSGRN/PSCMP

٥ Rongjiang Wang

٦ spherical-earth layered dislocation code

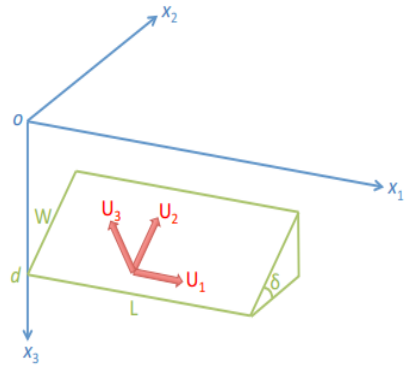
٧ Wenke Sun

۲-۱- مدل سازی تغییرات میدان ثقل یک گسل

۲-۱-۱-گسل ساده

در سال ۱۹۹۱، اکوبو[۱] پتانسیل جاذبه را در یک نیم فضای الاستیک همگن[۲] برای یک ناپیوستگی نقطه‌ای بدست آورد [۵] . سال بعد، تئوری خود را به حالت منبع مستطیلی در نیم فضا برای یک گسل تعمیم داد [۶] . در این مدل، سیستم مختصات استفاده شده (شکل۱) همانند مدل اکادا[۳] [۹] است. از تفاوتهای مدل اکوبو با مدل اکادا می‌توان گفت که در مدل اکادا میدان جابجایی تابعی از پارامترهای گسل بوده ولی در مدل اکوبو، تغییرات پتانسیل جاذبه تابعی از این پارامترهاست.

اکوبو در تئوری خود سه اثر را در نظر گرفت: ۱) اغتشاش میدان چگالی $-\rho.\Delta u$ ۲) تغییر چگالی جرم سطحی $\rho\Delta h$ ناشی از بالاآمدگی و یا فرونشست Δh زمین ۳) جاذبه جرم با چگالی ρ' که در حفره ایجاد شده توسط شکست کششی نفوذ می کند. با انتگرال گرفتن از تابع گرین روی کل صفحه مستطیل شکل، حالت نقطه ای به حالت گسل مستطیل شکل تبدیل می شود.



شکل۱- هندسه گسل

تغییرات جاذبه در سطح آزاد $x3 = 0$ را به صورت زیر می توان نوشت [۶] :

$$\Delta g(x_1,x_2) = \{\rho G\left[U_1 S_g(\xi,\eta) + U_2 D_g(\xi,\eta) + U_3 T_g(\xi,\eta)\right] + \Delta\rho G U_3 C_g(\xi,\eta)\}\| - \beta\,\Delta h \qquad (۱)$$

که در آن U_1و U_2و U_3 جداشدگی حالت امتدادلغز، شیب لغز و کششی (شکل۱)، $\Delta\rho = \rho - \acute{\rho}$ که ρ چگالی لایه و $\acute{\rho}$ چگالی مواد جایگزین شده است. S_g , D_g T_g وC_g به ترتیب بیانگر سهم لغزش امتدادی، لغزش شیبی، بازشوندگی کششی و پرکننده حفره هستند که روابط آنها در مقاله [۶] به تفصیل موجود است.

در رابطه شماره ۱ توابع (ξ,η) به صورت زیر محاسبه می‌شود:

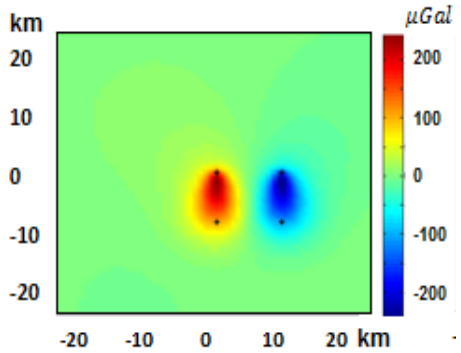
$$f(\xi,\eta) = f(x_1,p) - f(x_1,p-W) - f(x_1-L,p) + f(x_1-L,p-W) \qquad (۲)$$

$$p = x_2\cos\delta + d\sin\delta \qquad (۳)$$

$$p = x_2\cos\delta + d\sin\delta \qquad (۴)$$

در این روابطδ ، L ،W و d به ترتیب زاویه شیب، طول، عرض و عمق گسل (شکل ۱) است.

حال تغییرات جاذبه برای گسل مستطیلی شکل با طول ۱۰ کیلومتر و عرض ۱۰ کیلومتر مدل شده است. حاشیه بالای صفحه گسل در عمق ۱ کیلومتر ثابت شده است چگالی سطح برابر ۲۶۷۰ $kg/m3$ مطابق با چگالی متوسط پوسته زمین فرض شده است. زاویه شیب صفحه گسل را برابر ۳۰ درجه قرار داده ایم. تغییرات جاذبه و گرادیان جاذبه برای یک گسل امتدادلغز با $U_2=U_3=0$ و $U_1=5m$ بر روی این صفحه روی یک محدوده $50\ km \times 50\ km$روی سطح نیم فضا با سمپلینگ مکانی ۱۰۰ متر محاسبه شده است.



شکل۲- میدان جاذبه برای گسل با ابعاد ۱۰ در ۱۰ کیلومتر و میزان بردار جابه جایی ۵ متر در راستای امتداد لغز گسل چپ گرد با عمق ۱ کیلومتر از لبه ی بالا و آزیموت ۹۰ درجه و شیب ۳۰ درجه، واحد جاذبه میکرو گال است. نقاط، حاشیه گسل را نشان می دهد.

---

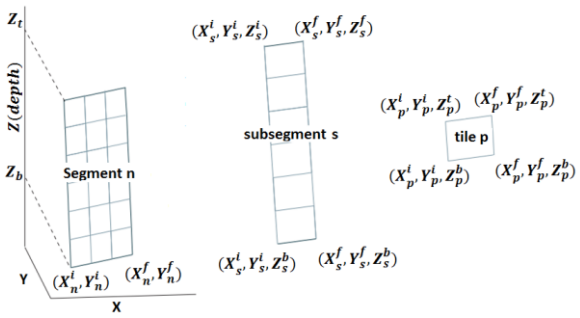
۱ Shinji Okubo
۲ homogeneous elastic half-space
۳ Yukinori Okada

این روابط مربوط به یک گسل مستطیلی ساده است. مدل های توزیع لغزش با حل مسئله معکوس با استفاده از داده های لرزه ای و ژئودتیکی بدست می آید. این مدل ها صفحه مستطیلی را به چند زیر صفحه[۱] تقسیم کرده و میزان بردار جابه جایی آن متغیر است. در ادامه فرایند تقسیم گسل را می آوریم و سپس برای بررسی درستی روش، گسل مثال قبل را به نه قسمت مساوی تقسیم می‌کنیم و اختلاف میدان جاذبه آن را نیز نمایش می‌دهیم.

۲-۱-۲- مدل توزیع لغزش

طبق شکل ۳، گسل را به چند زیرصفحه تقسیم کرده و با استفاده از روابط اکوبو تغییرات جاذبه برای هر یک محاسبه شده و همگی جمع زده می شوند.

در این روش مختصات چهار گوشه هر زیرصفحه محاسبه می شود، برای این منظور گسل را ابتدا به بخش[۲] و زیر بخش[۳] طبق شکل ۳ تقسیم می کنیم [۱۰].



شکل۳- هندسه بخش، زیر بخش و زیرصفحه، Z^t عمق لبه ی بالایی هر بخش، زیر بخش و زیرصفحه و اندیس n نشان دهنده ی بخش ، s زیر بخش و p صفحه است. Z^b نشان دهنده ی عمق لبه‌ی پایینی زیر بخش و زیر صفحه است.

با توجه به شکل ۳ روابط زیر بر قرار است:

$$L = \sum_{n=1}^{N} \sqrt{(x_n^i - x_n^f)^2 + (y_n^i - y_n^f)^2} \qquad (۵)$$

L طول گسل، $(x^i_n y^i_n)$ مختصات نقطه‌ی ابتدایی هر بخش، $(x^f_n y^f_n)$ مختصات نقطه‌ی انتهایی هر بخش، اندکس n نشان دهنده بخش nام، N تعداد بخش ها

$$xx = x_n^i + (0:1:S)\frac{x_n^f - x_n^i}{S} \qquad (۶)$$

$$yy = y_n^f + (y_n^f - y_n^i)\frac{xx - x_n^f}{x_n^f - x_n^i} \qquad (۷)$$

S تعداد کل زیر بخش ها و xx و yy نقاط ابتدا و انتهای هر زیر بخش است.

$$x_s^i = xx(1:S),\ y_s^i = yy(1:S)$$
$$x_s^f = xx(2:S+1),\ y_s^f = yy(2:S+1) \qquad (۸)$$

با توجه به شکل۳ مختصات ابتدا و انتهای هر صفحه به صورت زیر محاسبه می شود:

هر زیر بخش طبق رابطه ی زیر به چند صفحه تقسیم می شود، مختصات لبه ی پایینی نقطه ی اول هر صفحه به صورت زیر محاسبه می شود:

$$x_0^i = x_s^i + (z_s^b - Z_s^t)\cot\delta\cos\phi$$
$$y_0^i = y_s^i + (z_s^b - Z_s^t)\cot\delta\sin\phi \qquad (۹)$$

مختصات لبه ی پایینی نقطه ی انتهای هر صفحه:

$$x_0^f = x_s^f + (z_s^b - Z_s^t)\cot\delta\cos\phi$$
$$y_0^f = y_s^f + (z_s^b - Z_s^t)\cot\delta\sin\phi \qquad (۱۰)$$

عمق شبکه در هر بخش:

$$zz = z_s^t + (0:1:P)(Z_s^b - Z_s^t)/p \qquad (۱۱)$$

شبکه در طول قسمت چپ هر بخش:

$$xx_i = x_0^i + (x_s^i - x_0^i)(zz - z_s^b)/(z_s^t - z_s^b)$$
$$yy_i = y_0^i + (y_s^i - y_0^i)(zz - z_s^b)/(z_s^t - z_s^b) \qquad (۱۲)$$

شبکه در طول قسمت راست هر بخش:

$$xx_f = x_0^f + (x_s^f - x_0^f)(zz - z_s^b)/(z_s^t - z_s^b)$$
$$yy_f = y_0^f + (y_s^f - y_0^f)(zz - z_s^b)/(z_s^t - z_s^b) \qquad (۱۳)$$

مختصات نقاط ابتدایی و انتهایی هر زیر صفحه بدین صورت محاسبه می شود:

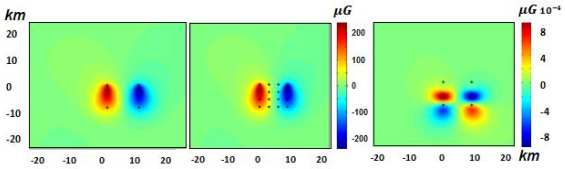
$$x_p^i = xx_i(1:P) \qquad y_p^i = yy_i(1:P)$$
$$x_p^f = xx_f(1:P) \qquad y_p^f = yy_f(1:P) \qquad (۱۴)$$
$$z_p^t = zz(1:P) \qquad z_p^b = zz(2:P+1)$$

---

۱ tile
۲ segment
۳ sub-segment

با داشتن مختصات چهار گوشه ی هر زیر صفحه می توانیم ابعاد، و آزیموت هر کدام را حساب کنیم و با استفاده از روابط گفته شده برای تعیین میدان جاذبه هر گسل، میدان هر زیر صفحه را محاسبه نمود و سپس آنها را با هم جمع کرد.

شکل ۴ میدان جاذبه ی گسل مثال قبل در حالت یک گسل و نه گسل است. (توجه شود که میزان بردار جابه جایی برای هر زیرصفحه یکسان است.)



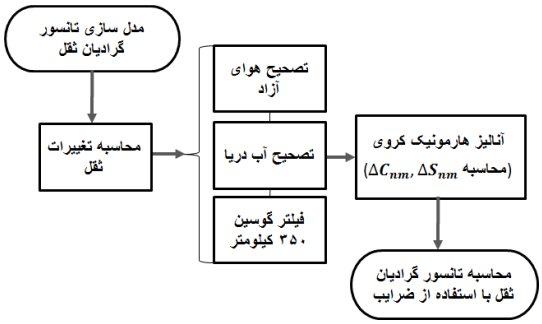
شکل۴- میدان جاذبه ی گسل مثال قبل در حالت یک گسل و نه گسل (توجه شود که میزان بردار جابجایی برای هر زیرصفحه یکسان است.)

۲-۲- مدل سازی تغییرات میدان جاذبه مشاهده شده توسط گریس با اعمال تصحیحات

به منظور مدل سازی سیگنال بازیابی شده از گریس ما نیازمند تصحیحاتی بر روی مدل هستیم تا به لحاظ قدرت تفکیک مکانی قابل مقایسه باشند [۱۱] . از سایر تصحیحات مورد نیاز بر روی مدل می توان به تصحیح آب دریا و تصحیح هوای آزاد اشاره کرد. به دلیل اینکه ماهواره‌ی گریس قادر به اندازه گیری تغییرات ثقل ناشی از تغییر حجم لایه هوای بالای پوسته، بدلیل بالا آمدگی یا فرورفتگی پوسته، نیست. کافی است ترم $-\beta\Delta h$ از معادله ی ۱ حذف شود. از طرف دیگر به دلیل اینکه اکثر زمین‌لرزه های بزرگ در نواحی ساحلی می باشد، جابه‌جایی کف اقیانوس سبب تغییر سطح آب و در نتیجه تغییر میدان جاذبه می شود. این اثر با اعمال تصحیح بوگه انجام می شود. این تصحیح به صورت زیر است [۱۲]:

$$\delta g^{w.c.} = -2\pi G\rho_w \Delta h \qquad (۱۵)$$

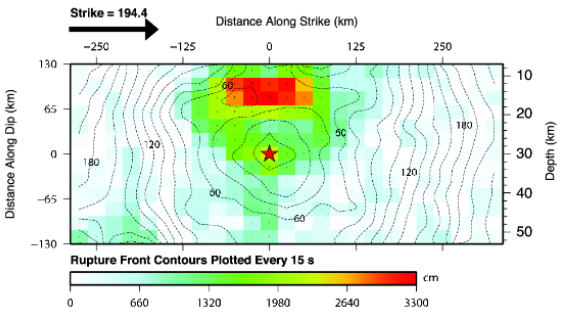
در این رابطه $w.c$ مربوط به تصحیحات آب دریا، $\rho_w = 1.03gcm-3$ ، Δh جابه جایی قائم هم لرز که برای محاسبه آن از روابط اکادا استفاده می کنیم. به منظور یکسان سازی رزولوشن مدل و نتایج گریس کافی است که ما از فیلتر میانگین گیری گوسین در حوزه مکان استفاده کنیم. با توجه به اینکه ما از داده های CRS60 که شامل ضرایب هارمونیک تا درجه و مرتبه ۶۰ است استفاده کردیم رزولوشن گریس معادل ۳۳۳ کیلومتر است. بنابر این ما شعاع فیلتر میانگین گیری را ۳۵۰ کیلومتر در نظر گرفتیم. برای محاسبه‌ی تانسور دوم پتانسیل با استفاده آنالیز هارمونیک های کروی ضرایب هارمونیک را محاسبه و با استفاده از آن تانسور دوم پتانسیل را محاسبه می کنیم. مراحل کار طبق شکل ۵ است. از روش اشنو[۱] [۱۳] برای آنالیز هارمونیک های کروی استفاده کردیم.



شکل۵- مراحل مدل سازی تانسور دوم پتانسیل ثقل

۳- زمین‌لرزه ی۱۱ مارس ۲۰۱۱ توهوکو

شکل ۶ مدل توزیع لغزش گسل زمین‌لرزه‌ی ۱۱ مارس ۲۰۱۱ توهوکو [۱۴] را نشان می دهد این مدل از ۳۲۵ زیر صفحه با ماکسیمم جابجایی ۳,۵ متری در عمق ۱۵ کیلومتری است. ابعاد گسل ۶۲۵×۲۶۰ کیلومتر ، زاویه شیب ۱۰,۲۱ و آزیموت گسل ۱۹۴,۴۲ درجه است.

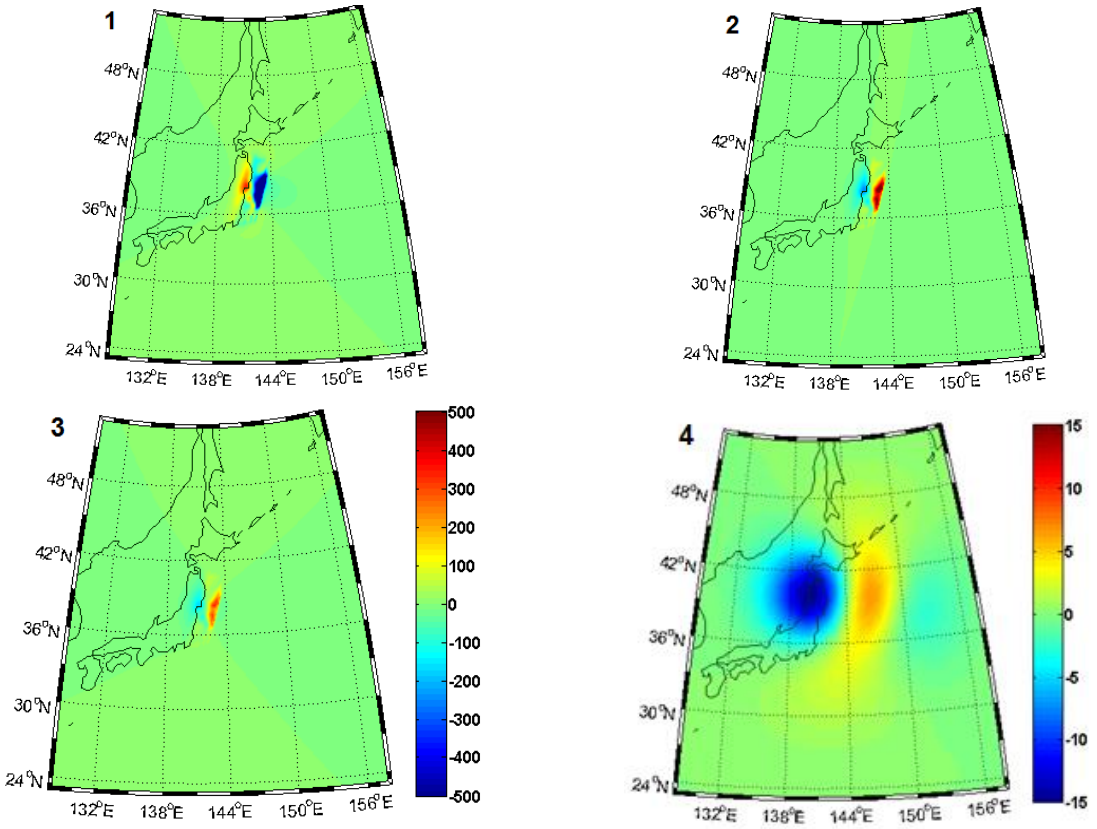


شکل۶- مدل توزیع لغزش برای زمین‌لرزه ی ۱۱ مارس ۲۰۱۱ توهوکوی ژاپن *http://earthquake.usgs.gov*

تغییرات جاذبه را توسط مدل لغزش (شکل ۶) محاسبه می کنیم و سپس تصحیحات لازم را اعمال می کنیم. طبق شکل ۷ می بینیم که پس از اعمال تصحیح هوای

۱ Sneeuw

آزاد الگوی سیگنال به کلی عوض شده و همچنین دامنه‌ی آن نصف شده است. پس از اعمال تصحیح آب دریا دامنه‌ی سیگنال کاهش یافته و از ماکسیمم ۵۰۰ میکروگال به ۳۰۰ کاهش یافته است. لذا این تصحیحات بسیار مهم می باشد. طبق این شکل پس از اعمال فیلتر گوسین ۳۵۰ کیلومتر دامنه سیگنال به یک بیستم کاهش یافته و میزان تغییرات ثقلی مدل شده برای این زمین‌لرزه که با استفاده از ماهواره GRACE قابل ردیابی است ۱۵- تا ۱۱ میکروگال است.



شکل۷- تغییرات میدان جاذبه زمین‌لرزه توهوکو محاسبه شده بوسیله ی مدل توزیع لغزش. ۱- تغییرات میدان جاذبه بدون تصحیح هوای آزاد. ۲- تغییرات میدان جاذبه بعد از تصحیح هوای آزاد. ۳- تغییرات جاذبه پس از تصحیح هوای آزاد و تصحیح آب دریا. ۴ – تغییرات میدان جاذبه تصحیح شده پس از اعمال فیلتر گوسین ۳۵۰ کیلومتر(شکل اول تا سوم سیستم مختصات محلی به مرکز گسل و شکل چهارم سیستم مختصات جغرافیایی است.)

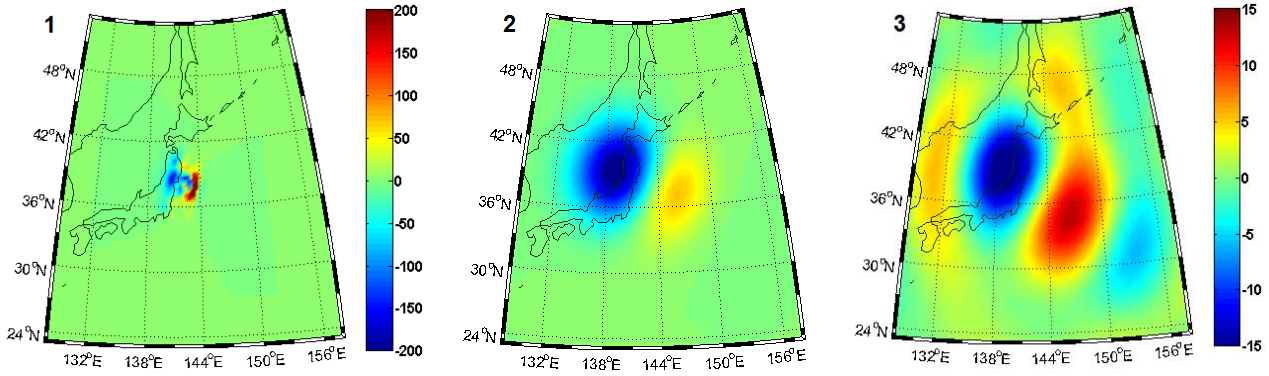
جدول۱- مدل لایه ای پوسته زمین برای زمین‌لرزه توهوکو [۱۵]

لایه	عمق(km)	vp[km/s]	vs[km/s]	ρ [kg/m^3]
۱	۰,۵۰	۲,۵	۱,۲	۲۱۰۰
۲	۲۱,۰۰	٦,۰۰	۳,۵۰	۲۷۰۰
۳	٤۳,۰۰	٦,٤۰	۳,۷۰	۲۸۵۰
٤	٦۵,۰۰	۷,۱۰	۳,۹۰	۳۱۰۰

برای مقایسه ی نتایج با نرم افزار ونگ ما از همان مدل لغزش استفاده کردیم. با توجه به اینکه این نرم افزار از محیطی ناهمگن یا مدل لایه ای زمین استفاده می کند. مدل لایه بندی پوسته به کار برده شده در نرم افزار ونگ در جدول۱ آورده شده است.

مقایسه شکل ۸ و شکل ۷ تطابق خوب کار ما با این نرم افزار را نشان می دهد. با این وجود، تفاوت اندکی در دامنه و موقعیت مکانی مشاهده می شود که دلیل آن استفاده از محیط همگن در کدنویسی ما می باشد. شکل ۸-۱ تغییرات میدان جاذبه زمین‌لرزه توهوکو پس از اعمال

تصحیحات هوای آزاد و آب دریا است که با استفاده از نرم افزار ونگ بدست آمده است. این شکل در مقایسه با شکل ۳-۷ که همین مولفه است که با استفاده از فرمول اکوبو بدست آمده، تفاوت قابل توجهی را نشان می دهد که دلیل آن تفاوت در مدل زمینی برای آنها است. درحالی که با مقایسه شکل ۴-۷ و ۲-۸ که پس از اعمال فیلتر گوسین است، این تفاوت ها کاهش یافت. شکل ۳-۸ تغییرات میدان جاذبه‌ی اندازه گیری شده توسط ماهواره گریس می باشد که در مقایسه با نتایج ما تطابق خوبی را نشان می‌دهد.



شکل۸- ۱ تغییرات میدان جاذبه تصحیح شده زمین‌لرزه توهوکو با استفاده از نرم افزار ونگ ۲ میدان جاذبه پس از اعمال فیلتر گوسین ۳ تغییرات میدان جاذبه‌ی اندازه گیری شده توسط ماهواره گریس

۳- تانسور دوم پتانسیل ثقل برای زمین‌لرزه توهوکو

در این مطالعه ما از ضرایب ماهیانه CSR60 که شامل ضرایب هارمونیک کروی تا درجه و مرتبه ۶۰ است استفاده نمودیم. از روش اختلاف میانگین ها[۱] برای بازیابی سیگنال زمین‌لرزه استفاده کردیم. در این روش میانگین دو سال ضرایب ماهیانه بعد از زمین‌لرزه را از میانگین ضرایب ماهیانه دو سال قبل از زمین‌لرزه کم می کنیم. به عبارت دیگر میدان جاذبه میانگین قبل از زمین‌لرزه از متوسط گیری داده های ماهیانه از فوریه ۲۰۰۹ تا فوریه ۲۰۱۱ بدست آمد. میدان جاذبه میانگین بعد از زمین‌لرزه از متوسط گیری داده های ۲۱ ماه از مارس ۲۰۱۱ تا فوریه ۲۰۱۳ بدست آمد. اختلاف ضرائب $\Delta C_{nm}, \Delta S_{nm}$ بین این دو میدان متوسط، برای محاسبه تانسور دوم پتانسیل ثقل به کار برده شد. ما از یک سیستم مختصات محلی با مبدا مرکز گسل، محور x به سمت شمال و محور y به سمت شرق و محور z به سمت داخل زمین تعریف شده و تانسور دوم پتانسیل ثقل در این سیستم مختصات محلی محاسبه شده است.. با این روش اثر هیدرولوژی در حد قابل قبولی حذف می شود. نکته ای که در استفاده از این روش وجود دارد این است که اثر سیگنال پس از وقوع زمین‌لرزه با سیگنال دگرشکلی ناشی از وقوع زمین‌لرزه ادغام می شود که باید از یکدیگر تفکیک شوند. میزان این اثر در قیاس با اثرات هم‌لرز قابل چشم پوشی است.

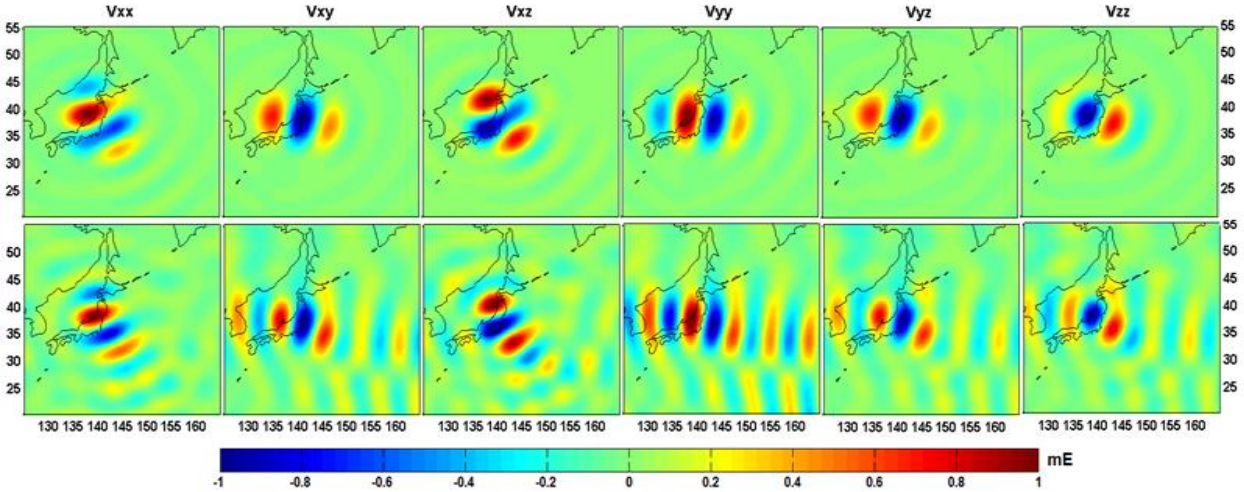
به منظور محاسبه ی شش مولفه ی تانسور دوم پتانسیل ثقل، ضرایب بدست آمده از داده های GRACE و ضرایب مدل شده را در فرمول های تانسور دوم پتانسیل ثقل قرار می دهیم.

همان طور که قبلا هم گفته شد برای اینکه تانسور مرتبه دوم پتانسیل ثقل را مدل کنیم ما با استفاده از آنالیز هارمونیک های کروی ضرایب هارمونیک تغییرات جاذبه بدست آمده را محاسبه می کنیم. ضرایب بدست آمده را در روابط تانسور دوم پتانسیل ثقل قرار می دهیم.

شکل ۹ تانسور دوم پتانسیل ثقل مدل شده و تانسور دوم پتانسیل ثقل بدست آمده از ضرایب گریس را نشان می دهد.

---

۱ stacking



شکل۸- تانسور دوم پتانسیل ثقل مدل شده (ردیف اول) و تانسور دوم پتانسیل ثقل بدست آمده از ضرایب گریس (ردیف دوم)

همان طور که در شکل ۹ پیداست مولفه هایی که از مشتق گیری در راستای شمالی-جنوبی بدست آمده اند خطای نوارنوار شدگی را به خوبی کاهش داده اند. این در حالی است که مولفه هایی که از مشتق گیری در راستای شرق-غرب بدست آمده اند این خطا را افزایش داده اند. اما بدلیل اینکه سیگنال این زمین‌لرزه به اندازه ی کافی قوی است همگی مولفه ها سیگنال زمین‌لرزه را نشان می دهد و نتایج با مدل تطابق خیلی خوبی دارد.

۴- نتیجه گیری

در این مطالعه، مدل سازی تغییرات هم لرز تانسور دوم پتانسیل ثقل را برای زمین‌لرزه ۹ ریشتری ۱۱ مارس۲۰۱۱ توهوکو ژاپن انجام دادیم. نشان دادیم که اعمال تصحیحات هوای آزاد و آب دریا و همچنین یکسان سازی رزولوشن مدل و گریس ضروری است. نتیجه ی مدل سازی ما بوسیله روش اکوبو تطابق خوبی با نرم افزار ونگ داشت. علاوه بر آن تغییرات هم لرز تانسور دوم پتانسیل ثقل برای زمین‌لرزه توهوکو را با استفاده از اطلاعات جمع آوری شده ماهواره گریس بدست آوردیم. نتایج حاصل از مدل سازی تطابق خوبی با نتایج بدست آمده از گریس داشت. در این مطالعه ما برای بازیابی سیگنال هم لرز این زمین‌لرزه از هیچ گونه فیلتری برای حذف نویز و خطاهای نواری گریس استفاده نکردیم، استفاده از این فیلترها موجب کاهش قابل توجه نوارهای شمالی- جنوبی در نتایج بدست آمده از داده های گریس می شود، اما این فیلترها همزمان با کاهش دامنه نویز، دامنه سیگنال تغییر شکل را به طور قابل توجهی کاهش می دهند. برای حذف این خطا ها ما از دو مولفه تانسور دوم پتانسیل ثقل ($\Delta Vxx,\Delta Vxz$) استفاده کردیم. نشان دادیم که این دو مولفه به خوبی خطای نوار نوارشدگی را کاهش می دهد.

مراجع

[1] Han, S.-C., Shum, C. K., Bevis, M., Ji, C., Kuo, C.-Y. (2006) “Crustal dilatation observed by GRACE after the 2004 Sumatra Andaman earthquake”. Science, 313(5787), 658-662. doi: 10.1126/science.1128661.

[2] 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.

[3] Panet, I., Mikhailov, V., Diament, M., Pollitz, F., King, G., de Viron, O., Holschneider, M., Biancale, R., Lemoine, J.-M. (2007). “Coseismic and post-seismic signatures of the Sumatra 2004 December and 2005 March earthquakes in GRACE satellite gravity”. Geophysical Journal International, 171, 177-190. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03525.x, 2007.

[4] Dai,C.,Shum,C.K.,Wang,R.,Wang,L.,Guo,J.,Shang,K.,Tapley,B.,(2014).”Improved constraints on seismic source parameters of the 2011 Tohoku earthquake from GRACE gravity and gravity gradient changes”.Geophys.Res.Lett. 41,1929– 1936.

[5] Okubo, S., (1991). “Potential and gravity changes raised by point dislocations”. Geophys. J. Int., 105, 573-586.

[6] Okubo, S., (1992). “Gravity and potential changes due to shear and tensile faults in a halfspace”. J. Geophys. Res., 97(B5), 7137.

[7] Wang, R., F. Lorenzo-Martín, F. Roth (2006). “PSGRN/PSCMP - a new code for calculating co- and post-seismic deformation, geoid and gravity changes based on the viscoelastic-gravitational dislocation theory”, Computers & Geosciences, 32, 527-541.

[8] Sun W, Okubo S, Fu G, Araya A (2009). “General formulations of global co-seismic deformations caused by an arbitrary dislocation in a spherically symmetric earth model: applicable to deformed earth surface and space-fixed point”. Geophys J Int 177:817–833. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04113.x

[9] Okada, Y., (1992). “Internal deformation due to shear and tensile faults in a half space”. Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1018–1040.

[10] Battaglia, M., Peter, F., Cervelli, Z., Jessica R. Murray A., (2013). “Modeling Crustal Deformation near Active Faults and Volcanic Centers—A Catalog of Deformation Models”. Chapter 1 of Section B, Modeling of Volcanic Processes Book 13, Volcanic Monitoring, U.S. Department of the Interior U.S. Geological Survey

[11] Li, J., Chen, J.L., Zhang, Z.Z., (2014). “Seismologic applications of GRACE time-variable gravity measurements”. Earthq Sci 27(2):229–245, doi:10.1007/s11589-014-0072-1

[12] Melini, D., Spada, G., Piersanti, A., (2010). “A sea level equation for seismic perturbations”,Geophys. J. Int.,180(1), 88–100

[13] Sneeuw, N., (1994). “Global spherical harmonic analysis by least-squares and numerical quadrature methods in historical perspective”. Geophys. J. Int.

[14] Hayes, G. (2011). “Rapid source characterization of the 03-11-2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake”, Earth Planets Space 63(7), 529–534. Data from http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usc0001xgp/finite_fault.php,last accessed August 19.

[15] Chen, J. L., et al. (2007). “GRACE detects coseismic and postseismic deformation from the Sumatra-Andaman earthquake.” Geophysical Research Letters 34(13).