

# بررسی اثر زلزله‌های بزرگ جهان (۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴) در تهییج حرکت قطبی و تغییرات طول روز

مهدی روفیان نایینی<sup>۱\*</sup> و رضا عرب صاحبی<sup>۲</sup>

۱. استادیار، گروه ژئودزی، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

۲. دانشجوی دکتری، دانشکده مهندسی نقشه‌برداری، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، تهران، ایران

(دریافت: ۹۴/۵/۲۵، پذیرش نهایی: ۹۵/۱/۵)

## چکیده

در این تحقیق، به کمک تئوری دالن، اثر زلزله بر روی تهییج حرکت قطبی و تغییر طول روز بررسی شده است. برای این منظور، نخست تغییر شکل زمین در اثر زلزله، محاسبه و سپس تأثیرات این تغییر شکل بر تغییر مؤلفه‌های تانسور اینرسی و حرکت قطبی مطالعه گردید. نتایج این تحقیق در مورد دو مسئله شبیه‌سازی که رخداد زلزله را در دو حالت با گسل‌های امتدادلغز و شیب‌لغز نمایش داده‌اند، حاکی از آن است که دامنه تهییج حرکت قطبی در اثر گسل امتدادلغز در استوا بیشترین مقدار است و هرچه به طرف قطبین پیش می‌رویم، این اثر کاهش می‌یابد تا اینکه در قطبین به صفر می‌رسد. در مقابل، در گسل شیب‌لغز، دامنه در عرض‌های متوسط ماکزیمم و در استوا و قطبین صفر است. پارامتر تغییر طول روز در اثر گسل امتدادلغز در قطبین صفر و در استوا بیشینه است و در گسل شیب‌لغز در قطبین و استوا صفر و در عرض‌های متوسط ماکزیمم است. در ادامه، با استفاده از پارامترهای زلزله‌های بزرگ ( $M_w \geq 7.5$ ) از سال ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴، برگرفته از کاتالوگ زلزله‌هاوارارد، و مبتنی بر تئوری تشریح شده، تأثیرات زلزله‌های فوق بر تهییج حرکت قطبی مطالعه شد. نتایج نشان داد که در بین زلزله‌های رخ داده طی این پریود ۳۸ ساله، زلزله ۲۰۱۱ ژاپن هم در تهییج حرکت قطبی و هم در پارامتر تغییر طول روز بیشترین اثر را داشته است و برآیند جهت این تهییج،  $90^\circ W$  است. سپس اثر تجمعی کل زلزله‌های مورد مطالعه در تهییج حرکت قطبی و تغییر طول روز محاسبه گردید و نشان داده شد که تهییج در راستای  $X$ ، صعودی و تهییج در راستای  $Y$ ، نزولی و تغییر طول روز ابتدا به صورت نزولی و سپس به صورت صعودی ظاهر می‌شود. برای ارزیابی این نتایج از داده‌های واقعی حرکت قطبی (از سال ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴) استفاده گردید. داده‌های حرکت قطبی نیز روند صعودی یا نزولی پارامترهای مورد مطالعه را تأیید می‌کند ولی از نظر بزرگی یا اندازه با نتایج به دست آمده تفاوت دارد و نشان می‌دهد در تهییج واقعی حرکت قطبی و تغییرات واقعی طول روز، علاوه بر زلزله، پدیده‌های دیگری نیز می‌تواند نقش داشته باشد.

واژه‌های کلیدی: تغییر شکل زمین، تئوری نابجایی، مدل داهلن، تهییج حرکت قطبی، تغییر طول روز، زلزله‌های بزرگ.

## ۱. مقدمه

حرکت قطبی از سال ۱۹۰۷ تا ۱۹۰۹ (سال‌های فعالیت شدید لرزه‌ای) را بر اساس مدل بلوکی گسل بررسی کردند و با وجود بهبود تکنیک‌های مشاهداتی در مقایسه با پیش از سال ۱۹۶۰، به دلیل ضعف تئوری‌ها و مدل‌های مورد مطالعه نتوانستند این فرضیه را اثبات کنند. مانسینها و اسمایلی (۱۹۶۷) با استفاده از برازش یک قوس دایره‌ای به موقعیت‌های قطب نشان دادند که وابستگی معناداری بین

مطالعه درباره شناسایی منشأ تهییج حرکت قطبی و مکانیزم آن توسط جفریز (۱۹۱۶) شروع شد و دلایلی نظیر تغییرات نامنظم و غیرفصلی اتمسفر زمین، هسته مایع زمین، اصطکاک جزرومدی کف اقیانوس‌ها یا خاصیت الاستیک مثل توسط محققان بعد از او مطرح شد. سکچنی (۱۹۲۸) فرضیه نقش زلزله در ایجاد این تهییج را بیان کرد. مانک و مک‌دونالد (۱۹۶۰) بر اساس فرضیه سکچنی، تحریک

کرده است. از آنجا که مشاهدات استفاده شده تنها شامل داده‌های مربوط به ۷ سال از حرکت قطبی بود، او نتوانست این ارتباط را اثبات کند و به مشاهدات بیشتری نیاز داشت. چائو و گراس (۱۹۸۷) تأثیرات به وجود آمده در حرکت قطبی و تغییرات طول روز را با استفاده از اطلاعات ۹۰۰۰ زلزله بررسی کردند. نتایج نشان داد که زلزله‌های بزرگ، هم پارامترهای توجیه زمین و هم پارامترهای میدان ثقل آن را دستخوش تغییر کرده و زلزله‌ها تمایل دارند باعث تسریع در چرخش زمین شوند. چائو و گراس (۱۹۹۵) همچنین محاسبات مربوطه را برای ۱۱۰۱۵ زلزله بزرگ طی سال‌های ۱۹۷۷ تا ۱۹۹۳ اجرا کردند.

در تئوری دالن، تغییرات تانسور اینرسی و تأثیرات آن بر تهیج حرکت قطبی، با عمق زلزله ارتباط مستقیم دارد. دگریز و دهانت (۱۹۹۶) این اثر را به صورت یک تابع چندجمله‌ای بر حسب عمق ارائه کردند. جو (۱۹۹۶) حرکت قطبی و تغییرات طول روز ناشی از زلزله‌های رخ داده از سال ۱۹۷۷ تا ۱۹۹۴ را محاسبه کرد و تأثیرات دائمی کاهش طول روز را به دست آورد. گراس و چائو (۲۰۰۶) نشان دادند که تأثیرات هم‌لرزه ناشی از زلزله ۲۰۰۴ سوماترا، ۶/۸ میکروثانیه طول روز را کاهش داده و دامنه تهیج حرکت قطبی ناشی از آن برابر ۲/۳۲ میلی‌آرک ثانیه بوده است. نیلسون و همکاران (۲۰۱۰) مطالعات مشابهی را درباره زلزله ۸/۶ ریشتری شیلی به انجام رسانیدند که از حداکثر افزایش طول روز به اندازه ۰/۵ میکروثانیه و حداکثر دامنه تهیج حرکت قطبی برابر ۳ میلی‌آرک ثانیه نشان داشت. گراس (۲۰۱۱) تأثیرات زلزله بزرگ ژاپن را محاسبه کرد و نشان داد این زلزله باعث کاهش ۱/۸ میکروثانیه‌ای طول روز و دامنه تهیج ۵/۵ میلی‌ثانیه‌ای شده است. نتایج این مطالعات به وضوح نشان می‌دهد که تغییرات دوران با بزرگی زلزله رابطه مستقیم دارد (برای جزئیات بیشتر در این زمینه به هو و همکاران ۲۰۱۳ رجوع شود).

در این تحقیق، با استفاده از تئوری دالن که در ادامه به

اندازه زلزله‌های بزرگ ( $M_w \geq 7.5$ ) و شکستگی مسیر حرکت قطب وجود دارد. آن‌ها مبانی تهیج حرکت قطبی توسط زلزله‌ها را تشریح و تغییرات تانسور اینرسی و محور دوران زمین را محاسبه کردند. رایس و چینری (۱۹۷۰) تهیج حرکت قطبی را براساس مدل‌های واقعی زمین محاسبه نمودند. آن‌ها بر اساس این فرضیه که تغییرات مؤلفه‌های تانسور ممان اینرسی زمین (ناشی از زلزله) اثر خود را در تغییرات حرکت قطبی نشان می‌دهد، فرایند ساده‌ای را برای محاسبه این تغییرات ارائه دادند. اما هر چند انتظار می‌رفت که زلزله‌های بزرگ ۱۹۶۰ شیلی و ۱۹۶۴ آلاسکا تغییرات قابل ملاحظه‌ای در حرکت قطب ایجاد نمایند، ولی اطلاعات ثبت شده حرکت قطبی در آن زمان دارای دقت مناسبی نبود تا بتوان از آن اطلاعات برای ارزیابی نتایج مدل ارائه شده استفاده کرد. دالن (۱۹۷۱)، (۱۹۷۳) اثر وقوع زلزله را بر تغییرات مؤلفه‌های تانسور اینرسی زمین محاسبه کرد و نشان داد که زمین‌لرزه‌های بزرگ نقش مهمی در تغییر دامنه حرکت قطبی دارند. این تئوری از این پس به عنوان مبنای مطالعات بسیاری از محققان بعد از او معرفی شد. بعد از دالن، اکنل و زیونسکی (۱۹۷۶) تأثیرات تجمعی ۲۳۴ زلزله بزرگ ( $M_s \geq 7.8$ ) بین سال‌های ۱۹۰۱ تا ۱۹۷۰ را بر حرکت قطبی مطالعه کردند و نتیجه گرفتند که زلزله نقش اصلی را در تهیج حرکت قطبی در مقایسه با تهیج ناشی از اتمسفر برعهده دارد. اسمیت (۱۹۷۷) با فرض مدل بیضوی برای زمین و با استفاده از مشاهدات حرکت قطبی، مطالعاتی در خصوص ساختار هسته زمین صورت داد و سپس با استفاده از مدل دالن، تهیج حرکت قطبی توسط زلزله‌ها را تأیید کرد. گراس از جمله افرادی است که مطالعات وسیعی در این دو دهه در زمینه نقش زلزله در ایجاد تهیج حرکت قطبی صورت داده است. گراس (۱۹۸۶) تأثیرات ۱۲۸۷ زلزله رخ داده بین سال‌های ۱۹۷۷ تا ۱۹۸۳ را بر روی حرکت قطبی، مطالعه و نتایج حاصل از آن را با مشاهدات حرکت قطبی مقایسه

$$\begin{aligned} C_{11}(t) &= A + c_{11}(t), \\ C_{22}(t) &= A + c_{22}(t), \\ C_{33}(t) &= C + c_{33}(t) \\ C_{ij}(t) &= c_{ij}(t) \quad i \neq j \end{aligned} \quad (۳)$$

که در آن  $A$ ،  $C$  و  $C$  ممان اینرسی نسبت به محورهای اصلی است. به علاوه از آنجا که در حرکت قطبی نیروهای خارجی نقش ندارند، مؤلفه گشتاور خارجی در رابطه ۱ برابر صفر است. با در نظر گرفتن رابطه‌های ۱، ۲ و ۳ شکل خطی معادلات حاکم بر حرکت قطب لحظه‌ای نسبت به سیستم مختصات مرجع  $x_i$  به صورت زیر خواهد بود (مانک و مک دونالد، ۱۹۶۰):

$$\begin{aligned} \dot{m}_1 + \omega_0 m_2 &= A^{-1}(\Omega c_{23} - \dot{c}_{13}) \\ \dot{m}_2 - \omega_0 m_1 &= A^{-1}(-\Omega c_{13} - \dot{c}_{23}) \\ \dot{m}_3 &= -\frac{C_{33}}{C} \end{aligned} \quad (۴)$$

در این رابطه،  $m_1$  و  $m_2$  کسینوس‌های هادی بردار سرعت زاویه‌ای نسبت به سیستم  $x_i$ ،  $\Omega$  سرعت زاویه‌ای متوسط دوران زمین و  $\omega_0$  سرعت زاویه‌ای حرکت قطبی است و با رابطه (۵) تعریف می‌گردد:

$$\omega_0 = \frac{C - A}{A} \Omega \quad (۵)$$

به علاوه مشتقات نسبت به زمان در روابط فوق با علامت نقطه بیان شده‌اند. با فرض آنکه  $m = m_1 + im_2$  و  $c = c_{13} + ic_{23}$  ( $i = \sqrt{-1}$ )، آنگاه روابط اول و دوم در معادله ۴ به صورت زیر بیان می‌گردند:

$$\dot{m} - i\omega_0 m = A^{-1}(-i\Omega c - \dot{c}) \quad (۶)$$

با فرض آنکه زمین یک جسم صلب باشد، آنگاه تغییرات تانسور اینرسی، نسبت به تانسور اینرسی در سیستم مختصات اصلی صفر است و بنابراین مؤلفه‌های  $c_{ij}$  در رابطه ۳ صفر می‌گردند. در این حالت جواب معادله ۶، حرکت مخروطی نوشتن آزاد را نتیجه خواهد داد (وینچک و کراسوفسکی، ۱۹۸۶). اکنون فرض می‌کنیم که تنها منشأ تغییرات مؤلفه‌های تانسور اینرسی ناشی از رخداد زلزله باشد. در

تشریح آن خواهیم پرداخت، اثر ۱۴۴ زلزله بزرگ دنیا را که در سال‌های ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴ رخ داده‌اند، بر تغییرات پارامترهای دوران زمین محاسبه می‌نماییم و سپس نتایج به دست آمده را با داده‌های واقعی حرکت قطبی مقایسه می‌کنیم.

## ۲. تئوری دالن

دالن (۱۹۷۱)، مدلی را جهت مطالعه تأثیرات زلزله بر تهییج حرکت قطبی و تغییرات طول روز ارائه کرد. برای آنکه به تشریح تئوری دالن بپردازیم، نخست لازم است که معادلات دینامیکی حرکت قطبی را مورد مطالعه قرار دهیم و سپس به ارتباط بین تغییر شکل زمین ناشی از زلزله و تأثیرات آن بر تغییرات حرکت قطبی بپردازیم.

۲.۱. دینامیک حرکت قطبی برای یک جسم غیر صلب  
معادله حرکت دورانی یک جسم نسبت به سیستم مختصات  $x_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) که با سرعت زاویه‌ای  $\omega_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) نسبت به سیستم مختصات اینرسیال  $X_i$  ( $i = 1, 2, 3$ ) دوران می‌کند با رابطه زیر بیان می‌گردد (مانک و مک دونالد، ۱۹۶۰):

$$\mathbf{L} = \frac{d\mathbf{H}}{dt} + \boldsymbol{\omega} \times \mathbf{H} \quad (۱)$$

که در این رابطه،  $\mathbf{L}$  بردار گشتاور نیروهای خارجی،  $\mathbf{H}$  ممانتوم زاویه‌ای، و  $\boldsymbol{\omega}$  بردار سرعت زاویه‌ای دوران هستند. بردار ممانتوم زاویه‌ای را در رابطه فوق می‌توان به شکل زیر نمایش داد (مانک و مک دونالد، ۱۹۶۰)

$$\mathbf{H} = \mathbf{C}(t)\boldsymbol{\omega} + \mathbf{h} \quad (۲)$$

که در آن  $\mathbf{C}$  تانسور ممان اینرسی جسم و  $\mathbf{h}$  بردار اندازه حرکت زاویه‌ای نسبی ناشی از تغییر شکل جسم نسبت به سیستم  $x_i$  است. با توجه به اینکه در حرکت قطبی، مقدار انحراف محور دوران از سیستم مختصات  $x_i$  ناچیز است، می‌توان فرض کرد (مانک و مک دونالد، ۱۹۶۰)

ارتباط بین زلزله و تغییر مؤلفه‌های تانسور اینرسی ارائه کنیم. بنابراین در گام نخست، نحوه تغییر شکل زمین به واسطه زلزله ارائه می‌شود و در مرحله بعد اثر این تغییر شکل، بر مؤلفه‌های تانسور اینرسی تعیین می‌گردد. برای مدل‌سازی تغییر شکل‌های ناشی از زلزله، زمین را به صورت یک جسم کروی خود جاذب، الاستیک همگن و ایزوتروپ در نظر گرفته و زلزله را با کمک تئوری نابجایی در محیط الاستیک بیان می‌کنیم. در واقع زلزله به صورت ناپیوستگی در مؤلفه‌های بردار جابه‌جایی در سطح گسلی واقع در زمین، فرض می‌شود. معادلات تغییر شکل زمین را در این حالت می‌توان به صورت زیر بیان کرد (دالن، ۱۹۷۱):

$$\begin{cases} -\rho_0 \nabla \phi_1 - \rho_1 \nabla \phi_0 - \nabla(\mathbf{u} \cdot \rho_0 \nabla \phi_0) + \nabla \cdot \mathbf{S} + \mathbf{f} = 0 \\ \nabla^2 \phi_1 = 4\pi G \rho_1 \end{cases} \quad (9)$$

که در آن  $\rho_0$  و  $\phi_0$  توابع توزیع دانسیته و پتانسیل جاذبه قبل از تغییر شکل و  $\rho_1$  و  $\phi_1$  تغییرات در توزیع دانسیته و پتانسیل جاذبه ناشی از تغییر شکل هستند. علاوه بر این  $\mathbf{f}$  بردار نیروی حجمی و  $\mathbf{u}$  بردار جابه‌جایی (تغییر شکل) است. همچنین با کمک شکل خطی‌شده معادلات پیوستگی، تغییرات دانسیته، به صورت زیر بیان می‌گردند (دالن، ۱۹۷۱):

$$\rho_1 = -\nabla \cdot (\rho_0 \mathbf{u}) \quad (10)$$

همچنین  $\mathbf{S}(\mathbf{r})$  تانسور استرس لاگرانژی مرتبط با  $\mathbf{u}(\mathbf{r})$  است و با رابطه زیر بیان می‌گردد (دالن، ۱۹۷۱):

$$\mathbf{S} = \left( \kappa - \frac{2}{3} \mu \right) \nabla \cdot \mathbf{u} \mathbf{I} + \mu \left[ \nabla \mathbf{u} + \nabla \mathbf{u}^T \right] \quad (11)$$

که در آن  $\kappa$  و  $\mu$  ثوابت ارتجاعی محیط هستند.

می‌توان میدان جابه‌جایی را که از حل معادلات ۹ و تحت شرایط مرزی تنش آزاد در سطح زمین به دست می‌آید، با رابطه زیر بیان کرد (دالن، ۱۹۷۱):

$$u_k(\mathbf{r}) = \sum_0 \Delta U_i(\mathbf{r}_0) S_{ij}^k(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0) \hat{n}_{0j} ds_0 \quad (12)$$

که در آن  $\hat{n}_0$  بردار یکه نرمال بر سطح گسل،  $\Delta \mathbf{U}$  بردار

حالت کلی بازه زمانی تغییرات توزیع جرم زمین در اثر زلزله، نسبت به پیروی حرکت قطبی بسیار کوتاه است و بنابراین می‌توان تغییرات  $c(t)$  ناشی از زلزله  $j$ -ام را به این صورت نوشت (دالن، ۱۹۷۱):

$$\begin{aligned} c(t) &= \Delta C_j H(t - t_j) \\ \dot{c}(t) &= \Delta C_j \delta(t - t_j) \end{aligned} \quad (7)$$

که در آن  $H$  تابع پله‌ای هویساید و  $\delta$  معرف تابع دلتای دیراک است. با فرض رخداد  $N$  زلزله در زمان‌های مختلف، جواب معادله ۶ با در نظر گرفتن رابطه ۷ به صورت زیر بیان می‌گردد (دالن، ۱۹۷۱):

$$m(t) = m_0 \exp[i\omega_0(t - t_0)] + \sum_j^N \left[ \frac{\Omega \Delta C_j}{\omega_0 A} - \frac{(\Omega + \omega_0) \Delta C_j}{\omega_0 A} \exp[i\omega_0(t - t_0)] \right] H(t - t_j) \quad (8)$$

بنابراین اگر بتوانیم تغییرات  $\Delta c_{23}$  و  $\Delta c_{13}$  به وجود آمده در مؤلفه‌های تانسور اینرسی زمین در اثر زلزله را تعیین کنیم، می‌توانیم مؤلفه‌های حرکت قطبی را به کمک رابطه فوق محاسبه نماییم. علاوه بر این رابطه سوم در معادله ۴ که نشان‌دهنده تغییرات مؤلفه سوم بردار سرعت زاویه‌ای است، می‌تواند برای تخمین تغییرات طول روز به کار رود؛ چرا که مقدار انحراف محور دوران از محور سوم ماکزیمم اینرسی بسیار ناچیز است و بنابراین تغییرات مؤلفه سوم با دقت قابل قبولی می‌تواند به تغییرات طول روز مرتبط باشد. با توجه به این رابطه، تغییرات  $c_{33}$  ناشی از زلزله سبب ایجاد تغییرات طول روز می‌گردد.

## ۲.۲. تئوری تغییر شکل زمین ناشی از زلزله

در بخش قبل، معادلات حرکت محور دوران زمین و پاسخ آن‌ها در اثر تحریکات ناشی از زلزله ارائه گردید. در آنجا فرض کردیم که زلزله سبب تغییر در مؤلفه‌های ممان اینرسی زمین شده و این تغییرات موجب تهیج حرکت قطبی می‌گردند. در این بخش قصد داریم مدلی را برای

اینرسی زمین به صورت زیر بیان می‌گردد (دالن، ۱۹۷۱):

$$\Delta \mathbf{C} \approx \int_V \rho_1(\mathbf{r}) [(\mathbf{r}, \mathbf{r}) \mathbf{I} - \mathbf{r} \otimes \mathbf{r}] dV \quad (16)$$

در این رابطه  $\mathbf{I}$  تانسور همانی مرتبه ۲ و  $V$  نشان‌دهنده انتگرال‌گیری بر روی حجم زمین کروی است. با مدنظر قراردادن روابط ۱۴ و ۱۶ خواهیم داشت (دالن، ۱۹۷۱):

$$\begin{aligned} \Delta c_{13} = M_0 \{ & \tilde{\Gamma}_1(h) [(\sin 2\alpha \sin \delta \cos \theta \\ & + 1/2 \cos 2\alpha \sin 2\delta \sin \theta) \sin 2\phi_0 \cos \lambda_0 \\ & - 2(1/2 \sin 2\alpha \sin 2\delta \sin \theta \\ & - \cos 2\alpha \sin \delta \cos \theta) \cos \phi_0 \sin \lambda_0] \\ & + \tilde{\Gamma}_2(h) [-\sin 2\delta \sin \theta \sin 2\phi_0 \cos \lambda_0] \\ & + \tilde{\Gamma}_3(h) [(-\sin \alpha \cos 2\delta \sin \theta \\ & + \cos \alpha \cos \delta \cos \theta) \cos 2\phi_0 \cos \lambda_0 \\ & + (\sin \alpha \cos \delta \cos \theta \\ & + \cos \alpha \cos 2\delta \sin \theta) \sin \phi_0 \sin \lambda_0] \} \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \Delta c_{23} = M_0 \{ & \tilde{\Gamma}_1(h) [(\sin 2\alpha \sin \delta \cos \theta \\ & + 1/2 \cos 2\alpha \sin 2\delta \sin \theta) \sin 2\phi_0 \sin \lambda_0 \\ & + 2(1/2 \sin 2\alpha \sin 2\delta \sin \theta \\ & - \cos 2\alpha \sin \delta \cos \theta) \cos \phi_0 \cos \lambda_0] \\ & + \tilde{\Gamma}_2(h) [-\sin 2\delta \sin \theta \sin 2\phi_0 \sin \lambda_0] \\ & + \tilde{\Gamma}_3(h) [(-\sin \alpha \cos 2\delta \sin \theta \\ & + \cos \alpha \cos \delta \cos \theta) \cos 2\phi_0 \sin \lambda_0 \\ & - (\sin \alpha \cos \delta \cos \theta \\ & + \cos \alpha \cos 2\delta \sin \theta) \sin \phi_0 \cos \lambda_0] \} \end{aligned} \quad (18)$$

$$\begin{aligned} \Delta c_{33} = M_0 \{ & \tilde{\Gamma}_1(h) [(\sin 2\alpha \sin \delta \cos \theta \\ & + 1/2 \cos 2\alpha \sin 2\delta \sin \theta) (3 \cos^2 \phi_0)] \\ & + \tilde{\Gamma}_2(h) [-\sin 2\delta \sin \theta (3/4 \sin^2 \phi_0 - 1/4)] \\ & + \tilde{\Gamma}_3(h) [(-\sin \alpha \cos 2\delta \sin \theta \\ & + \cos \alpha \cos \delta \cos \theta) (-3/2 \sin 2\phi_0)] \} \end{aligned} \quad (19)$$

$M_0$ ، گشتاور یا ممان لرزه‌ای و برابر  $A_0 \Delta \bar{U} \mu(r)$  است که پارامتر  $\mu(r)$  مدول برشی الاستیک در کانون زلزله نام دارد. توابع  $\Gamma_i (i = 1, 2, 3)$  توابع عمق نام دارد و به هندسه و فیزیک مدل کروی وابسته است. سه رابطه اخیر، تغییرات مؤلفه‌های تانسور اینرسی را بر حسب پارامترهای گسل در اختیار ما قرار می‌دهند. برای تکمیل تئوری دالن، دگریز و دهانت (۱۹۹۶)  $\tilde{\Gamma}_i(h)$  را بر حسب تقریبات پلی‌نومیال به صورت زیر محاسبه کردند (دالن، ۱۹۷۱):

ناپیوستگی روی سطح گسل و  $S^k(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0)$  تنش به وجود آمده در نقطه  $\mathbf{r}_0$  روی سطح گسل توسط نیروی متمرکز  $f$  در نقطه  $l$  و در راستای  $\hat{x}_k$  است. انتگرال‌گیری فوق باید روی سطح گسل انجام گیرد. با فرض آنکه ابعاد گسل در مقایسه با ابعاد مدل زمین کوچک باشد، انتگرال سطح فوق را می‌توان به شکل تقریبی زیر بیان کرد (دالن، ۱۹۷۱):

$$u_k = A_0 [\hat{n}_{0j} S_{ij}^k(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0) \Delta \bar{U}_i] \quad (13)$$

که در آن  $A_0$  مساحت سطح گسل و  $\Delta \bar{U}_i$  متوسط ناپیوستگی روی صفحه گسل می‌باشد. با فرض  $\Delta \bar{U} = \Delta \bar{U} \hat{e}_0$  که در آن  $\hat{e}_0$  بردار یکه در جهت بردارهای لغزش روی سطح گسل است، خواهیم داشت (دالن، ۱۹۷۱):

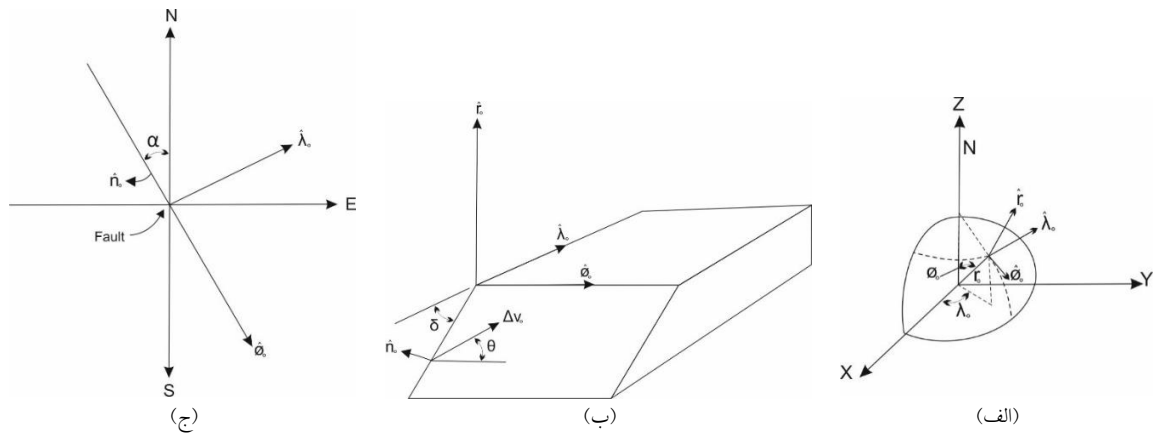
$$u_k = [A_0 \Delta \bar{U}] [\hat{n}_{0j} S_{ij}^k(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0) \Delta \bar{U}_i] \quad (14)$$

برای سادگی، هندسه و پارامترهای توجیه گسل موردنظر مطابق شکل ۱ در نظر گرفته می‌شود. در شکل ۱،  $h, \phi_0, \lambda_0$  به ترتیب طول جغرافیایی، عرض جغرافیایی و عمق کانون زلزله (مرکز صفحه گسل) و  $\alpha, \delta, \theta$  به ترتیب زاویه لغزش، زاویه شیب و زاویه آزیموت گسل هستند. همچنین گسل به صورت یک صفحه مستطیل شکل در نظر گرفته شده است. رابطه ۱۲ به صورت حاصل ضرب دو جمله بیان شده است. جمله نخست آن  $A \Delta \bar{U}$  است که در واقع حاصل ضرب مساحت گسل در میانگین بردار لغزش روی سطح گسل است و جمله دوم آن با رابطه زیر بیان می‌گردد (دالن، ۱۹۷۱):

$$tr[\mathbf{n}_0 \otimes \hat{e}_0 S^k(\mathbf{r}, \mathbf{r}_0)] \quad (15)$$

این قسمت به موقعیت کانون زلزله، پارامترهای توجیه صفحه گسل و ویژگی‌های هندسی و فیزیکی مدل زمین کروی مورد استفاده بستگی دارد.

پس از محاسبه بردارهای جابه‌جایی ناشی از زلزله، با هندسه گسل مفروض، تأثیرات آن بر تغییرات تانسور



شکل ۱. پارامترهای هندسه و توجیه گسل (دالن، ۱۹۷۱)

$$\begin{cases} |\psi| = \frac{1.61}{C-A} (\Delta c_{13}^2 + \Delta c_{23}^2)^{0.5} \\ \beta = \tan^{-1} \left( \frac{\Delta c_{13}}{\Delta c_{23}} \right) \end{cases} \quad (22)$$

با جای گذاری مقادیر به دست آمده، خواهیم داشت (دالن، ۱۹۷۱):

$$\begin{aligned} |\psi| = & \frac{1.61 M_0}{C-A} [(\tilde{\Gamma}_1 a_1 + \tilde{\Gamma}_1 a_2)^2 \sin^2 2\phi_0 \\ & + \tilde{\Gamma}_1^2 a_2^2 \cos^2 \phi_0 \\ & + \tilde{\Gamma}_3^2 (a_4^2 \cos^2 2\phi_0 + a_5^2 \sin^2 \phi_0) \\ & - \tilde{\Gamma}_3 a_4 \sin 4\phi_0 (\tilde{\Gamma}_1 a_1 + \tilde{\Gamma}_2 a_3) \\ & - \tilde{\Gamma}_1 \tilde{\Gamma}_3 a_2 a_5 \sin 2\phi_0]^{0.5} \\ & - 3.426 \times 10^{-18} h^7 + 1.560 \times 10^{-21} h^8 \end{aligned} \quad (23)$$

که در رابطه فوق مقادیر  $a_i$  ( $i = 1, 2, \dots, 5$ ) -ها به صورت زیر تعریف می شوند (دالن، ۱۹۷۱):

$$\begin{aligned} a_1 &= \sin 2\alpha \sin \delta \cos \theta + 1/2 \cos 2\alpha \sin 2\delta \sin \theta \\ a_2 &= \sin 2\alpha \sin 2\delta \sin \theta - 2 \cos 2\alpha \sin \delta \cos \theta \\ a_3 &= -\sin 2\delta \sin \theta \\ a_4 &= \sin \alpha \cos 2\delta \sin \theta - \cos \alpha \cos \delta \cos \theta \\ a_5 &= \sin \alpha \cos \delta \cos \theta + \cos \alpha \cos 2\delta \sin \theta \end{aligned} \quad (24)$$

رابطه (۲۳) نشان می دهد دامنه تهییج حرکت قطبی تابع همه پارامترهای موقعیت و توجیه گسل به جز طول جغرافیایی است؛ یعنی اگر زلزله ای در یک طول جغرافیایی رخ دهد همان اثر را در کل نقاط آن مدار خاص خواهد داشت.

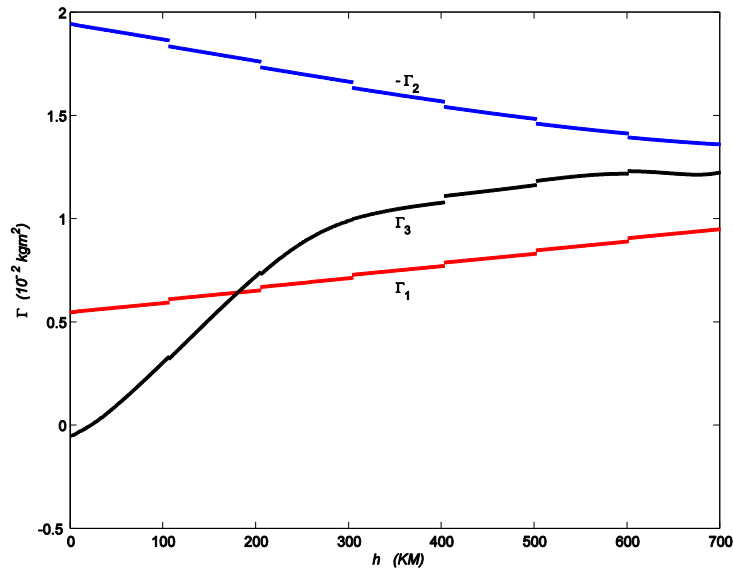
$$\begin{aligned} \tilde{\Gamma}_1(h) &= 0.549 + 5.981 \times 10^{-4} h \\ \tilde{\Gamma}_2(h) &= -1.946 + 0.001h + 2.738 \times 10^{-7} h^2 \\ &\quad - 6.944 \times 10^{-10} h^3 \\ \tilde{\Gamma}_3(h) &= -0.05 + 0.002h + 2.199 \times 10^{-5} h \\ &\quad - 9.246 \times 10^{-8} h^3 + 2.667 \times 10^{-10} h^4 \\ &\quad - 1.063 \times 10^{-12} h^5 + 2.785 \times 10^{-15} h^6 \\ &\quad - 3.426 \times 10^{-18} h^7 + 1.560 \times 10^{-21} h^8 \end{aligned} \quad (20)$$

در شکل ۲، تغییرات تابع  $\tilde{\Gamma}$  بر حسب عمق کانون زلزله ترسیم شده است. ملاحظه می گردد که در عمق حدوداً ۱۸۵ کیلومتری مقدار  $\tilde{\Gamma}_1$  و  $\tilde{\Gamma}_3$  با هم برابر خواهد شد.

تغییر پارامترهای تنسور اینرسی زمین، سبب تغییر در ممانتوم زاویه ای زمین و به تبع آن موجب تغییر در ساختار حرکت دورانی و دامنه حرکت قطبی می گردد. با توجه به معادله ۴ دامنه تهییج حرکت قطبی و پارامتر تغییر طول روز را می توان به فرم مختلط زیر نوشت (گراس و چائو، ۱۹۸۶):

$$\begin{cases} \psi = \frac{1.61}{C-A} (\Delta c_{13} + i \Delta c_{23}) \\ \Delta LOD = \frac{LOD}{C} \Delta c_{33} \end{cases} \quad (21)$$

که در آن  $LOD$  معرف طول روز بر حسب ثانیه است. ضریب ۱.۶۱ ناشی از تفاوت گشتاور زاویه ای ناشی از متل و پوسته در رابطه فوق اعمال شده است (گراس و چائو، ۱۹۸۶). با توجه به رابطه فوق، دامنه تهییج حرکت قطبی و راستای این تهییج به صورت زیر خواهد بود (دالن، ۱۹۷۱):

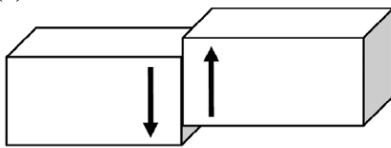


شکل ۲. نمودار تابع  $\Gamma_1$  بر حسب عمق کانون زلزله (h)

در این حالت، اگر  $\alpha$  یکی از مقادیر  $0^\circ$ ،  $90^\circ$  یا  $180^\circ$  باشد، پارامتر  $\Delta c_{33}$  برابر صفر خواهد بود و اگر صفحه گسل در قطب باشد ( $\phi_0 = \pm 90^\circ$ )، آنگاه  $\Delta c_{13} = \Delta c_{23} = \Delta c_{33} = 0$  است.

ب: گسل شیب-لغز، یعنی ( $\theta = 90^\circ$ ،  $\delta = 90^\circ$ ) که در این حالت نیز با توجه به ۱۷، ۱۸ و ۱۹ پارامترهای  $\Delta c_{13}$ ،  $\Delta c_{23}$  و  $\Delta c_{33}$  تابعی از تنها  $\Gamma_3(h)$  خواهند بود، یعنی:

$$\begin{aligned} \Delta c_{13} &= \Delta c_{13}(\Gamma_3(h)) \\ \Delta c_{23} &= \Delta c_{23}(\Gamma_3(h)) \\ \Delta c_{33} &= \Delta c_{33}(\Gamma_3(h)) \end{aligned} \quad (26)$$



شکل ۴. هندسه گسل شیب-لغز

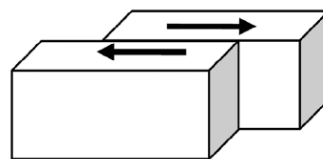
در این صورت، اگر  $\alpha$  یکی از مقادیر  $0^\circ$  یا  $180^\circ$  باشد، پارامتر  $\Delta c_{33}$  برابر صفر خواهد بود و اگر صفحه گسل در استوا باشد ( $\phi_0 = 0^\circ$ )، آنگاه  $\Delta c_{13} = \Delta c_{23} = \Delta c_{33} = 0$  است.

۳. آنالیز حساسیت مؤلفه‌های تانسور اینرسی بر حسب پارامترهای گسل

در بخش قبل، ارتباط بین تغییرات مؤلفه‌های تانسور اینرسی و پارامترهای هندسی گسل محاسبه گردید. در این بخش و قبل از اینکه اثر زلزله‌های واقعی را در تهییج حرکت قطبی و تغییرات طول روز مطالعه کنیم، در چند مثال شبیه‌سازی شده اثر هندسه‌های مختلف گسل را بر تغییرات مؤلفه‌های تانسور اینرسی نشان می‌دهیم:

الف: گسل امتداد-لغز، یعنی ( $\delta = 90^\circ$ ،  $\theta = 0^\circ$ ) که در این حالت با توجه به روابط ۱۷، ۱۸ و ۱۹ پارامترهای  $\Delta c_{13}$ ،  $\Delta c_{23}$  و  $\Delta c_{33}$  تابعی از تنها  $\Gamma_1(h)$  خواهند بود، یعنی:

$$\begin{aligned} \Delta c_{13} &= \Delta c_{13}(\Gamma_1(h)) \\ \Delta c_{23} &= \Delta c_{23}(\Gamma_1(h)) \\ \Delta c_{33} &= \Delta c_{33}(\Gamma_1(h)) \end{aligned} \quad (25)$$



شکل ۳. هندسه گسل امتداد-لغز

۴. تحلیل عددی تابع تهیج و تغییر طول روز

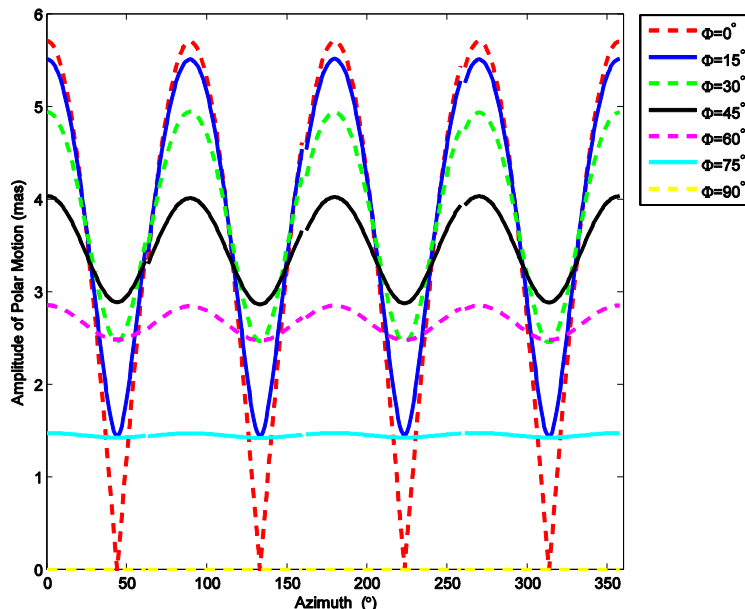
در گسل امتداد-لغز ( $\delta = 90^\circ, \theta = 0^\circ$ )، با بزرگی ۸ ریشتر و در عمق ۲۰ کیلومتر، تغییرات دامنه تهیج حرکت قطبی بر حسب تغییرات آزیموت به ازای تغییرات عرض جغرافیایی از صفر تا ۹۰ در شکل ۵ ترسیم شده است. دامنه به ازای عرض‌های مختلف به جز ۹۰ درجه، کمترین مقدار را در آزیموت‌های ۴۵ درجه و ۱۳۵ درجه و بیشترین مقدار را در آزیموت‌های صفر، ۹۰ و ۱۸۰ درجه دارد. اما در عرض ۹۰ درجه (قطبین) دامنه تهیج حرکت قطبی صفر است، یعنی در این نقاط دامنه تحریک حرکت قطبی در اثر زلزله تغییر نمی‌کند. در استوا اثر این تغییر در مقایسه با بقیه نقاط بیشتر است و هرچه به سمت قطب پیش می‌رویم این اثر به سمت صفر میل می‌کند.

در گسل امتداد-لغز ( $\delta = 90^\circ, \theta = 0^\circ$ )، با بزرگی ۸ ریشتر و در عمق ۲۰ کیلومتر، تغییرات طول روز بر حسب تغییرات آزیموت به ازای تغییرات عرض جغرافیایی از صفر تا ۹۰ در شکل ۶ ترسیم شده است. این شکل نشان می‌دهد که به ازای عرض‌های مختلف، بیشترین مقدار تغییر طول

روز در آزیموت ۴۵ درجه و کمترین مقدار آن در ۱۳۵ درجه رخ می‌دهد و در آزیموت‌های صفر، ۹۰ و ۱۸۰ درجه برابر صفر است. با در نظر گرفتن شکل ۵ و ۶ می‌توان نتیجه گرفت که در گسل امتداد-لغز با امتداد شمالی-جنوبی ( $\alpha = 0^\circ$ ) یا امتداد شرقی-غربی ( $\alpha = 90^\circ$ ) دامنه تهیج حرکت قطبی ماکزیمم مقدار خواهد بود؛ حال آنکه زلزله در این وضعیت تأثیری در تغییر طول روز ندارد. ضمناً در گسل امتداد-لغز تغییرات دامنه تهیج نسبت به آزیموت ۱۸۰ درجه، حالت تقارن و تغییرات طول روز نسبت به آزیموت ۱۸۰ درجه، حالت قرینه دارد.

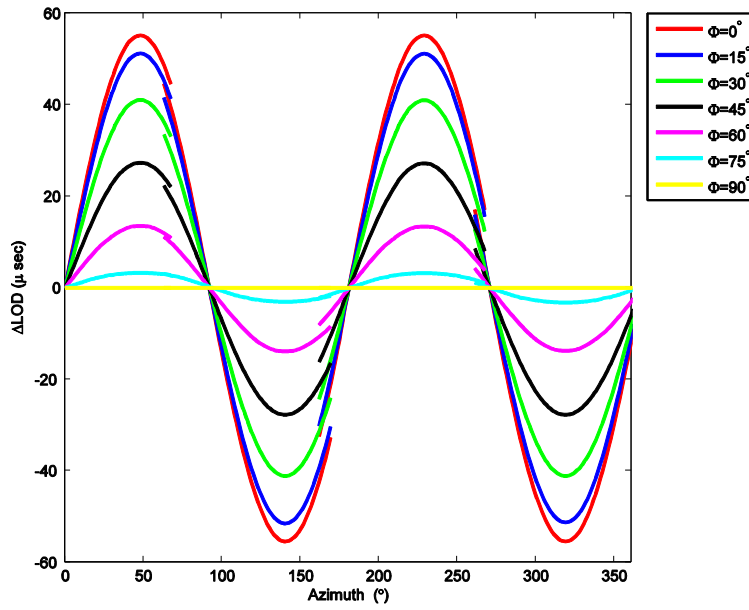
حال می‌خواهیم بررسی کنیم که اگر در گسل بالا زاویه  $\theta$  را از  $0^\circ$  به  $30^\circ$ ،  $60^\circ$  تغییر دهیم وضعیت تغییرات پارامترهای دوران زمین چگونه خواهد شد.

ملاحظه می‌گردد در آزیموت و عرض یکسان، با افزایش زاویه لغزش مقدار دامنه تهیج و تغییر طول روز کاهش می‌یابد. به عبارتی وقتی یک گسل امتداد-لغز به یک گسل شیب-لغز تبدیل می‌شود این تأثیرات کاهش خواهند یافت.



شکل ۵. تغییرات دامنه تهیج حرکت قطبی بر حسب آزیموت در عرض‌های مختلف در یک گسل امتداد-لغز





شکل ۶. تغییرات طول روز بر حسب آزیموت در عرض‌های مختلف در یک گسل امتداد-لغز

جدول ۱. وضعیت تغییرات دامنه تهییج حرکت قطبی و طول روز با افزایش زاویه لغزش

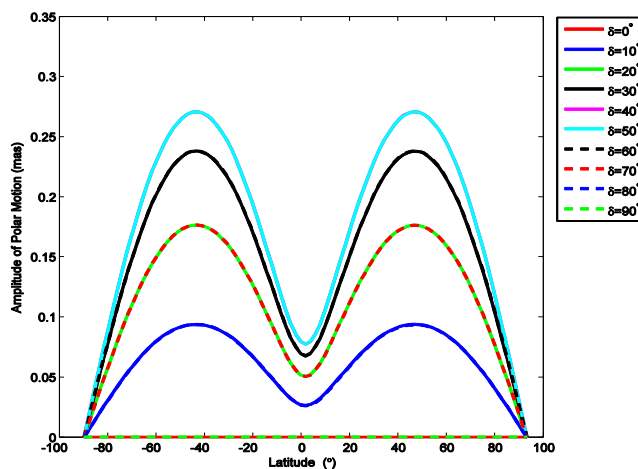
تغییرات دامنه تهییج حرکت قطبی بر حسب آزیموت در عرض‌های مختلف		θ
		30°
		60°

نیمکره شمالی و جنوبی متقارن است و در حالتی که  $0^\circ, 90^\circ = \delta$  باشد تغییرات طول روز برابر صفر است و بیشترین تغییرات طول روز به ازای  $\delta = 45^\circ$  رخ می‌دهد و برای  $\delta$  های متمم اثر این تغییر یکسان است. نکته جالب اینکه به ازای هر زاویه شیب در  $\pm 40^\circ \approx \phi$  این تغییرات صفر است. به ازای  $0^\circ, 90^\circ \neq \delta$  در استوا و قطبین بیشترین اثر این تغییر ظاهر می‌شود و در محدوده  $-40^\circ \leq \phi \leq +40^\circ$  این تغییرات منفی و در غیر این صورت این تغییرات مثبت است.

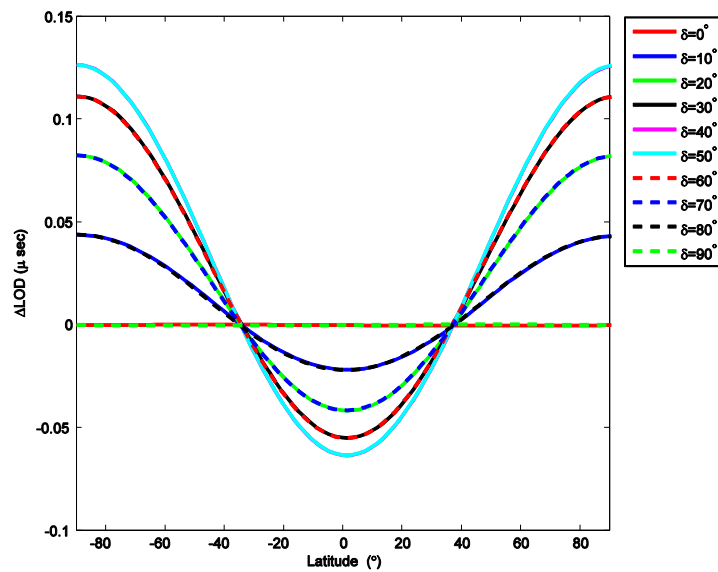
به منظور تأیید تئوری ارائه شده در بالا، تغییر دوران هم‌لرز زلزله‌های مشخصی را محاسبه و با نتایج قبلی آن‌ها مقایسه کردیم. برای این منظور، زلزله‌های ۱۹۶۰ شیلی (۹/۵ ریشتر)، ۱۹۶۴ آلاسکا (۹/۲ ریشتر)، ۱۹۷۷ سومبا (۸/۳ ریشتر)، ۱۹۸۲ جزایر بونین (۶/۷ ریشتر)، ۱۹۸۵ شیلی (۷/۹ ریشتر)، ۱۹۸۵ مکزیکو (۸ ریشتر)، ۱۹۹۰ شاخین (۷/۲ ریشتر)، ۱۹۹۴ بولیوی (۸/۲ ریشتر) و ۱۹۹۵ ژاپن (۶/۹ ریشتر) انتخاب گردید. علت این انتخاب، موجود بودن مقادیر محاسباتی دامنه تهیج قطبی و تغییرات طول روز در مطالعات قبلی بود. در این لیست، سه زلزله بزرگ قبل از سال ۱۹۷۸ نیز در نظر گرفته شد که نسبت به سایر زلزله‌های مورد نظر اثر چشمگیرتری دارد.

در گسل شیب-لغز ( $\alpha = 45^\circ, \theta = 90^\circ$ ) با بزرگی ۸ ریشتر و در عمق ۲۰ کیلومتر، تغییرات دامنه تهیج حرکت قطبی بر حسب تغییرات عرض جغرافیایی به ازای تغییرات شیب از صفر تا ۹۰ در شکل ۷ ترسیم شده است. تغییرات دامنه تهیج حرکت قطبی در این حالت نسبت به استوا متقارن است و در حالتی که  $0^\circ, 90^\circ = \delta$  باشد، دامنه تهیج حرکت قطبی در تمام نقاط روی زمین برابر صفر است؛ به عبارتی در این حالت زلزله در هیچ نقطه‌ای روی زمین باعث تحریک حرکت قطبی نمی‌شود. بیشترین مقدار تهیج به ازای  $\delta = 45^\circ$  رخ می‌دهد و برای  $\delta$  های متمم این مقادیر اثر این تغییر یکسان است (به عنوان مثال در یک نقطه روی زمین، چنانچه تمام مشخصات یک گسل شیب-لغز ثابت باشد، اثر زلزله در حالت  $\delta = 30^\circ$  و  $\delta = 60^\circ$  یکسان است). به ازای  $0^\circ, 90^\circ \neq \delta$  از استوا به سمت  $\phi = 45^\circ$  مقدار دامنه تهیج افزایش و پس از آن کاهش می‌یابد تا اینکه در قطبین صفر می‌شود.

در گسل شیب-لغز ( $\alpha = 45^\circ, \theta = 90^\circ$ )، با بزرگی ۸ ریشتر و در عمق ۲۰ کیلومتر، تغییرات طول روز بر حسب تغییرات عرض جغرافیایی در شیب‌های از صفر تا ۹۰ در شکل ۸ ترسیم شده است. مشابه تغییرات دامنه تهیج در گسل شیب-لغز در اینجا نیز تغییرات طول روز در



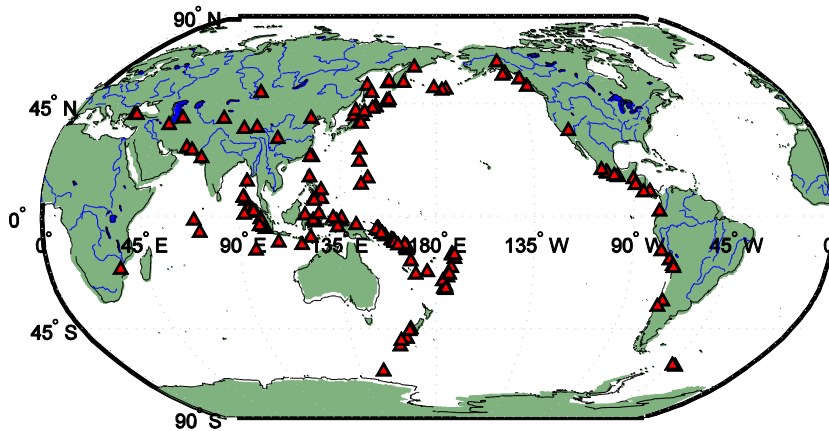
شکل ۷. تغییرات دامنه تهیج حرکت قطبی بر حسب عرض جغرافیایی در شیب‌های مختلف در یک گسل شیب-لغز



شکل ۸. تغییرات طول روز بر حسب عرض در شیب‌های مختلف در یک گسل شیب-لغز

کانونی دقیق و تغییرات توزیع چگالی را به‌طور دقیق نشان دهد. این دلیل باعث می‌شود مدل‌سازی‌های مختلف، نتایج کاملاً یکسانی را در اختیار ما قرار ندهد و از طرفی اختلافات بزرگی بین بردارهای شیب مدل‌های گسل مختلف وجود دارد که باعث می‌شود پارامترهای زلزله قابل اطمینان نباشد. مجموعه این دلایل باعث ایجاد خطاهای محاسباتی در برآورد پارامتر تغییر طول روز می‌گردد. به هر جهت، تغییرات دوران هم‌لرز یا بر اساس تئوری گسیختگی یا نابه‌جایی یا بر اساس روش نرمال محاسبه می‌شود، بنابراین اختلاف بین نتایج کاملاً طبیعی به نظر می‌رسد.

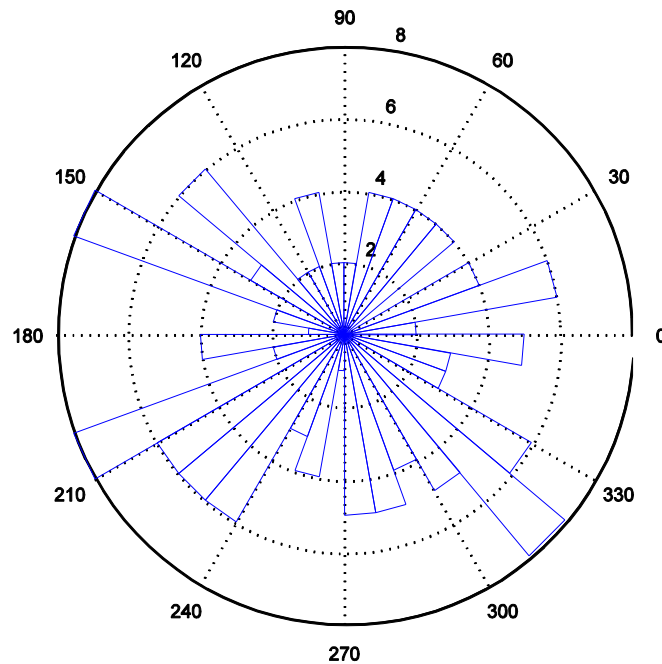
تغییرات مؤلفه‌های اینرسی و تغییرات هم‌لرز دوران زمین محاسبه گردید که جدول ۲ نتایج عددی و مقایسه نتایج با تحقیقات قبلی را نشان می‌دهد. مقادیر عددی به‌دست‌آمده نشان می‌دهد که نتایج روش‌های مختلف با هم سازگار است و به‌گونه‌ای یکدیگر را تأیید می‌کنند. اختلاف در مقادیر تغییرات طول روز به دلیل حساسیت توابع عمق و وابستگی آن‌ها به پارامترهای زلزله و نیز دقت روش‌های محاسباتی است. وقتی زلزله‌ای رخ می‌دهد، جرم جابه‌جا شده و تغییر توزیع جرمی در مقیاس بزرگ وابستگی شدیدی به مکانیزم زلزله‌ای دارد ولی مدل گسل موجود نمی‌تواند عمق



شکل ۹. نحوه پراکندگی زلزله‌های بزرگ با بزرگی بیش از ۷/۵ ریشتر از سال ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴

جدول ۲. مقایسه نتایج تهبیج حرکت قطبی و تغییرات طول روز حاصل از مدل‌های مختلف

زلزله	$h(km)$	$\phi^\circ$	$\lambda^\circ$	$M_0$ ( $10^{29}$ dyn.cm)	$\alpha^\circ$	$\beta^\circ$	$\theta^\circ$	تهبیج حرکت قطبی		$\Delta LOD$ ( $\mu sec$ )	مطالعات انجام گرفته
								دامنه (mas)	جهت ( $^\circ$ )		
شیلی (9.5 $M_w$ ) ۱۹۶۰/۰۵/۲۲	۲۵	-۳۸,۵	۲۸۵,۵	۲۵	۱۷۰	۱۰	۸۰	۲۱,۵ ۲۲,۶ ۲۴,۵۸	۱۱۱,۷۸ ۱۱۵ ۱۰۰	۱۰,۷۶ -۸,۴ ۶,۰۷۶	جو (۱۹۹۶) چائو و گراس (۱۹۸۷) این تحقیق
آلاسکا (9.2 $M_w$ ) ۱۹۶۴/۰۳/۲۸	۵۰	۶۱	۲۱۳	۷,۵	۱۱۴	۱۶۰	۲۷۰	۸,۰۸ ۷,۵ ۹,۳۱	۲۰۳,۷۵ ۱۹۸ ۱۹۸,۱	۵,۹ ۶,۸ ۳,۵۵	جو (۱۹۹۶) چائو و گراس (۱۹۸۷) این تحقیق
اندونزی (8.3 $M_w$ ) ۱۹۷۷/۰۸/۱۷	۴۳	-۱۱,۱	۱۱۸,۵	۰,۳۶	۲۶۰	۲۴	-۷۳	۰,۱۹ ۰,۲۱ ۰,۲۱	۱۱۶,۸۹ ۱۶۰ ۱۲۰,۰۳	۱,۰۵ ۰,۳۳ ۰,۴۱	جو (۱۹۹۶) چائو و گراس (۱۹۸۷) این تحقیق
جزایر بونین (6.7 $M_w$ ) ۱۹۸۲/۰۷/۰۴	۵۵۴	۲۷,۹	۱۵۷	۰,۰۱	۳۲۸	۲۴	-۲۴	۰,۰۱۱ - ۰,۰۱۵	۳۲۰,۱۵ - ۳۰۲,۷۷	-۰,۰۰۱۷ - ۰,۰۰۰۸	جو (۱۹۹۶) چائو و گراس (۱۹۸۷) این تحقیق
شیلی (7.9 $M_w$ ) ۱۹۸۵/۰۳/۰۳	۴۰,۷	-۳۳,۲	۲۸۸	۰,۳۴۷	۱۱	۲۶	۱۱۰	۰,۵۶ ۰,۶۴۵ ۰,۱۰	۹۶,۹۴ ۱۱۵,۹۸ ۱۱۰	۰,۲۸ ۰,۱۴۵ ۰,۱۸	جو (۱۹۹۶) چائو و گراس (۱۹۸۷) این تحقیق
مکزیکو (8 $M_w$ ) ۱۹۸۵/۰۹/۱۹	۲۱	۱۸,۲	۲۵۹	۰,۱۱	۳۰۱	۱۸	۱۰۵	۰,۰۸۶ ۰,۰۸۴ ۰,۰۹۷	۲۳۱,۴۶ ۲۷۷ ۲۴۹,۸	-۰,۰۸۵ -۰,۰۸۹ -۰,۰۳۸	جو (۱۹۹۶) چائو و گراس (۱۹۸۷) این تحقیق
شاخلین (7.2 $M_w$ ) ۱۹۹۰/۰۵/۱۲	۶۱۲,۵	۴۸,۹	۱۴۱,۹	۰,۰۰۷۹	۱۵۸	۳۹	-۱۵۴	۰,۰۰۷۵ - ۰,۰۰۸۸	۲۴۸,۸۰ - ۲۴۷,۸۵	۰,۰۱۰ - ۰,۰۱۳	جو (۱۹۹۶) چائو و گراس (۱۹۸۷) این تحقیق
بولیوی (8.2 $M_w$ ) ۱۹۹۴/۰۶/۰۹	۶۵۷	-۱۳,۸	۲۹۲,۸	۰,۳	۳۰۲	۱۱	-۵۹	۰,۲ ۰,۱۹۲ ۰,۲۹	۳۰۴,۳۸ ۱۲۲ ۳۴۷,۵۷	۰,۰۸۴ ۰,۳۳۱ ۰,۱۴۰	جو (۱۹۹۶) چائو و گراس (۱۹۸۷) این تحقیق
ژاپن (6.9 $M_w$ ) ۱۹۹۵/۰۱/۱۶	۱۵	۳۴,۷	۱۳۵	۰,۰۰۲۹	۳۱۸	۷۹	۱۰	۰,۰۰۱۳ - ۰,۰۰۱۵	۳۳۳,۱۲ - ۳۲۷,۹۳	-۰,۰۰۳۶ - -۰,۰۰۳۸	جو (۱۹۹۶) چائو و گراس (۱۹۸۷) این تحقیق



شکل ۱۰. نمودار هیستوگرام قطبی جهت تهییج حرکت قطبی

#### ۵. مطالعه موردی

پس از اطمینان از نتایج عددی روش مورد بحث، می‌خواهیم نتایج عددی را با داده‌های واقعی حرکت قطبی بررسی کنیم. بدین منظور، با استفاده از اطلاعات مربوط به پارامترهای هندسه و توجیه گسل ناشی از زلزله‌های بین سال ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴، با بزرگی زلزله بیشتر از ۷/۵ ریشتر (۱۴۴ رخداد زلزله) که از کاتالوگ زلزله‌ها وارد به‌دست آمده، تهییج حرکت قطبی و مقدار تغییرات طول روز را بر اساس تئوری گفته‌شده محاسبه کردیم. در بین زلزله‌های مربوط به این بازه زمانی، دو زلزله سال ۱۹۹۰ رودبار و منجیل و زلزله ۲۰۱۳ سراوان نیز وجود دارد. در شکل زیر نحوه پراکنندگی موقعیت گسل‌های استفاده‌شده نشان داده شده است. بیشتر این فعالیت‌ها در شرق و جنوب شرق آسیا و نوار غربی آمریکای شمالی و جنوبی قرار گرفته‌اند.

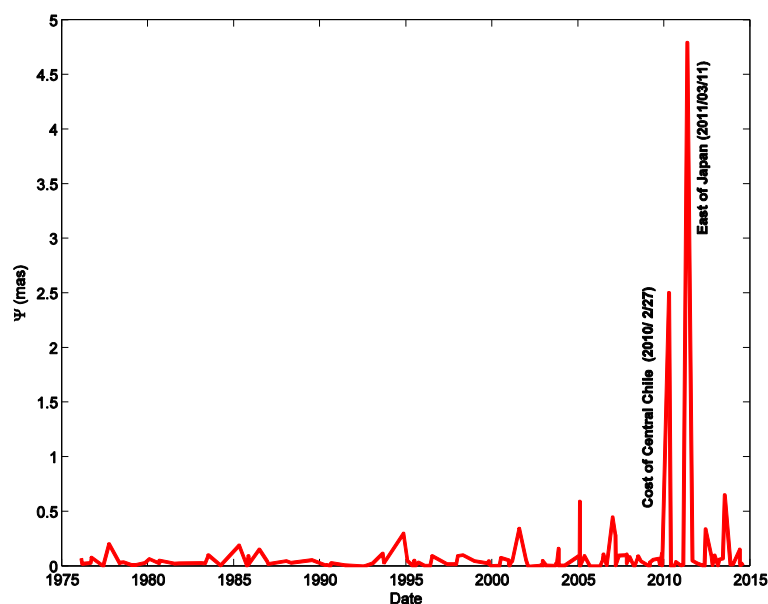
مورد مطالعه به صورت هیستوگرام قطبی مطابق شکل ۱۰ ترسیم شده است. در نمودار ۱۰ فضای دایره‌ای به ۳۶ قاچ ۱۰ درجه‌ای تقسیم شد که اعداد ۲، ۴، ۶ و ۸ نشان‌دهنده فراوانی است. با صرف نظر از فراوانی کمتر نیمه شرقی، برآیند راستای تهییج حرکت قطبی  $90^{\circ}W$  درجه است. برای اینکه بدانیم در بین این ۱۴۴ زلزله کدامیک تأثیر بزرگ تری در ایجاد برآیند دامنه تهییج داشته است، نمودار دامنه تهییج را بر حسب سال رخداد آن ترسیم کردیم. شکل ۱۱ نشان می‌دهد زلزله ۲۰۱۱ ژاپن ( $M_w = 7.4$ ) در بین زلزله‌های رخ داده در این بازه ۳۸ ساله، بیشترین اثر را داشته و بعد از آن زلزله ۲۰۱۰ غرب شیلی ( $M_w = 8.8$ ) ماکزیمم اثر را ایجاد کرده است که با توجه به شکل ۷ علت آن را می‌توان موقعیت عرض جغرافیایی و شیب گسل این دو زلزله دانست.

تغییر طول روز در اثر رخداد زلزله‌های مورد مطالعه، مطابق شکل ۱۲ است که نشان می‌دهد زلزله ۲۰۱۱ ژاپن در بین زلزله‌های رخ داده مجدداً بیشترین اثر را داشته و بعد از

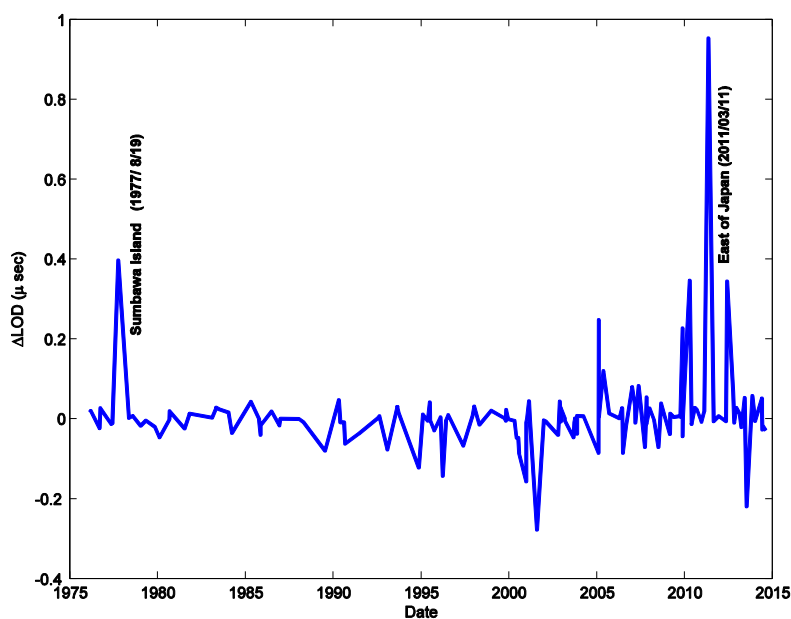
بر اساس تئوری تشریح شده در بالا، مقادیر دامنه تهییج حرکت قطبی به همراه جهت یا راستای این تهییج محاسبه گردید. وضعیت این دو پارامتر به ازای تمامی زلزله‌های

حال اگر اثر تهییج حرکت قطبی به صورت تجمعی در راستای X (رابطه ۲۱) را در نظر بگیریم، ملاحظه می گردد فرایند تهییج به صورت صعودی ظاهر می شود (شکل ۱۳) ولی در مؤلفه Y این روند به صورت نزولی است (شکل ۱۴).

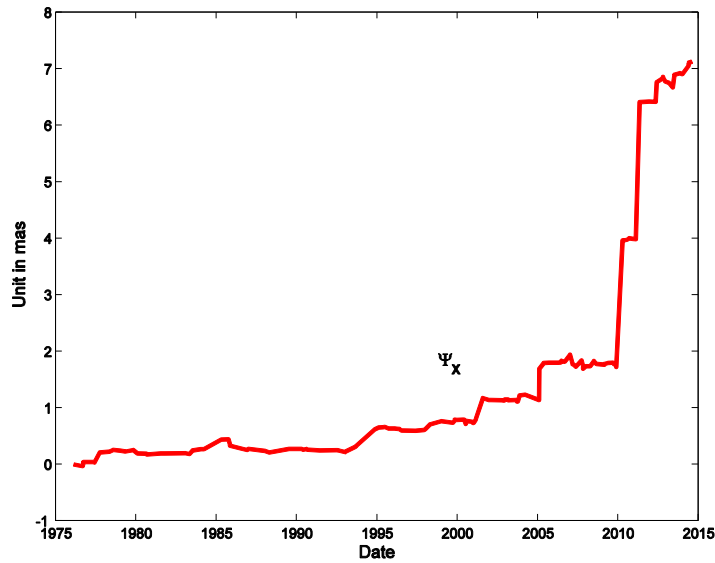
آن زلزله ۱۹۷۷ جزیره سومباوا ( $M_w = 8.3$ ) ماکزیمم اثر را ایجاد کرده است که علت می تواند طبق شکل ۸ عرض جغرافیایی و زاویه شیب گسل مربوط به این دو زلزله باشد. محدوده تغییرات ایجاد شده در طول روز در اثر زلزله های مورد مطالعه، بین  $-0.3$  تا  $0.95$  میکروثانیه است.



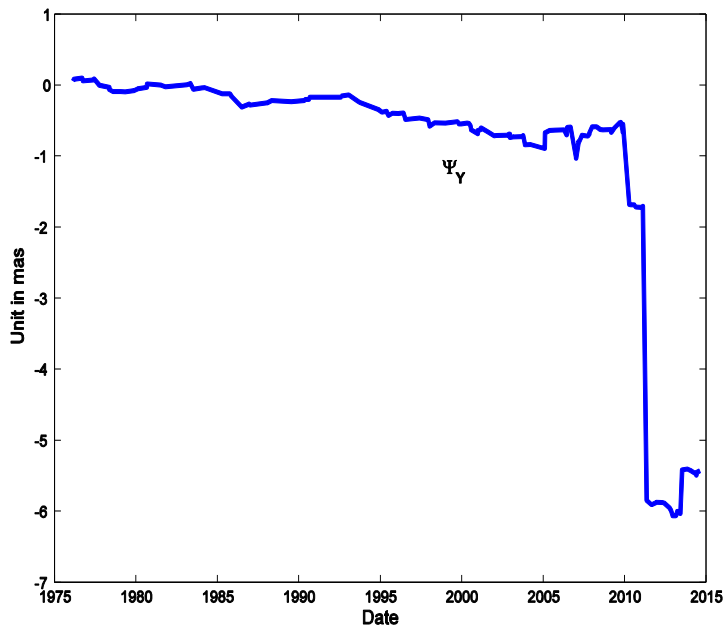
شکل ۱۱. نمودار دامنه تهییج حرکت قطبی ناشی از زلزله های بزرگ تکین در بازه زمانی ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴



شکل ۱۲. نمودار تغییرات طول روز ناشی از زلزله های بزرگ تکین در بازه زمانی ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴



شکل ۱۳. اثر تجمعی تهییج حرکت قطبی در راستای X ناشی از زلزله‌های بزرگ بازه زمانی ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴



شکل ۱۴. اثر تجمعی تهییج حرکت قطبی در راستای Y ناشی از زلزله‌های بزرگ بازه زمانی ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴

۲۵ زلزله بزرگ بعد از ۲۰۱۰، روند تهییج را تغییر داده است. به منظور ارزیابی نتایج به دست آمده از اطلاعات این ۱۴۴ زلزله بزرگ، از داده‌های IERS در بازه زمانی ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴ استفاده شد. داده‌های IERS شامل مختصات حرکت قطبی  $(X_p, Y_p)$ ، تغییرات طول روز  $(\Delta LOD)$ ،

اگر مشابه اثر تجمعی تهییج حرکت قطبی در دو راستای X و Y، همین روند را برای مؤلفه  $\Delta LOD$  در نظر بگیریم ابتدا روند نزولی و سپس روند صعودی رخ می‌دهد.

از زلزله ۲۰۱۰ غرب شیلی به بعد اثر زلزله در تهییج  $\Psi_X$  و  $\Delta LOD$  صعودی و در تهییج  $\Psi_Y$  نزولی است. در واقع اثر

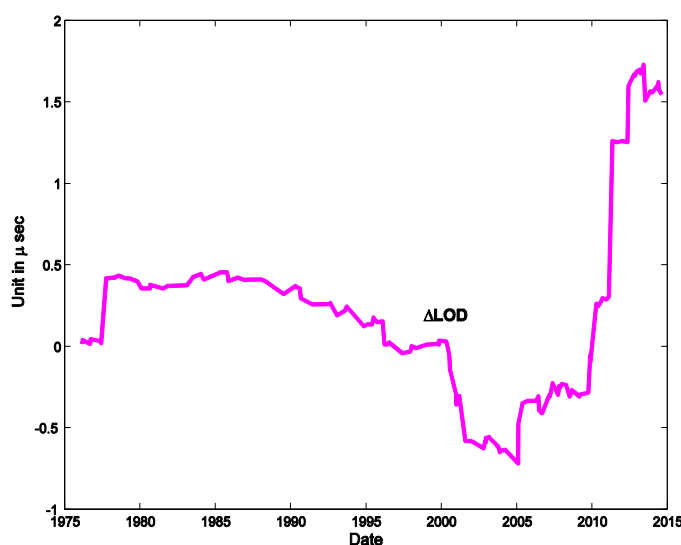
مؤلفه‌های  $\psi_x$  و  $\psi_y$  را محاسبه و با نتایج به‌دست‌آمده از مدل مقایسه کردیم. در شکل‌های ۱۶ و ۱۷، به ترتیب تهبیج حرکت قطبی در دو راستای X و Y نشان داده شده است. مقایسه شکل ۱۳ و ۱۶، رفتار به دست آمده از مدل در تهبیج حرکت قطبی در راستای X و رفتار نظیر آن در داده‌های واقعی را نشان می‌دهد که هر دو روند صعودی را دنبال می‌کنند اما بزرگی تغییرات در داده‌های واقعی تقریباً دو برابر بزرگی به‌دست‌آمده از مدل است.

مقدار  $UT_1 - UTC$ ، تصحیحات نوتیشن  $(\Delta\varepsilon, \Delta\psi)$  به انضمام تصحیحات مقادیر اشاره شده است.

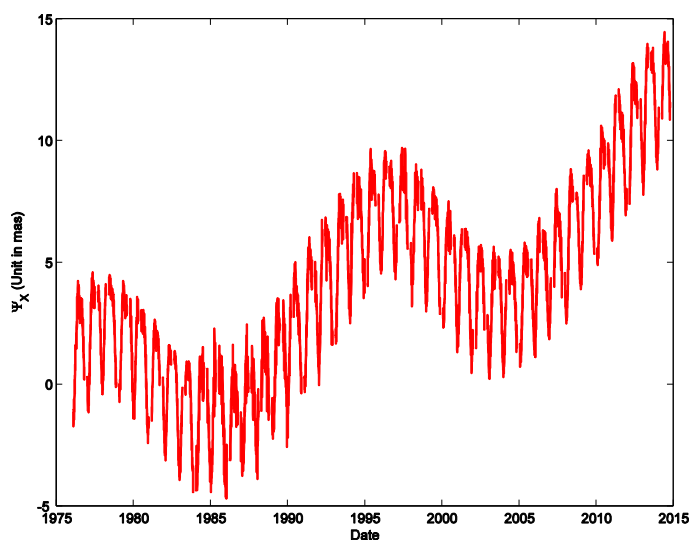
اطلاعات مربوط به تصحیحات نوتیشن، به کمک روابط ذیل به مؤلفه‌های تهبیج حرکت قطبی دو راستای X و Y تبدیل می‌شوند (جو، ۱۹۹۶):

$$\begin{aligned}\psi_x &= -\Delta\varepsilon \\ \psi_y &= \Delta\psi \sin\varepsilon_0\end{aligned}\quad (27)$$

که در آن  $\varepsilon_0$  زاویه میل اکلیپتیک است. بر این اساس



شکل ۱۵. اثر تجمعی تغییرات LOD ناشی از زلزله‌های بزرگ بازه زمانی ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴

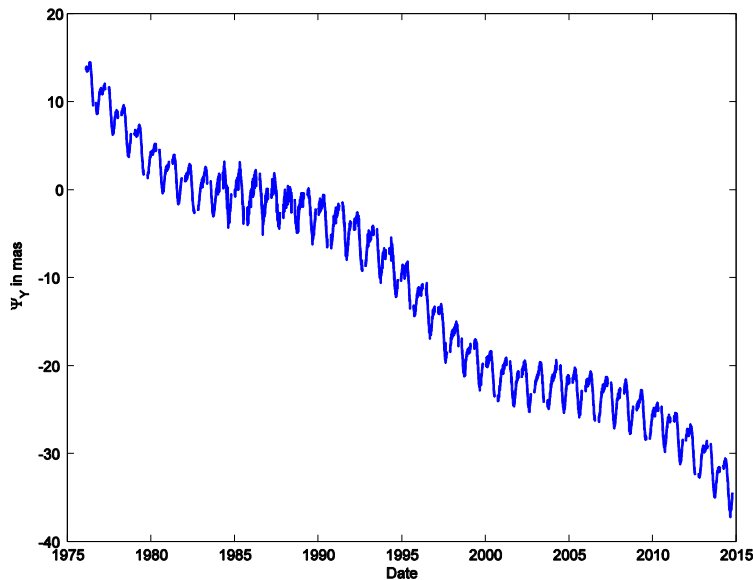


شکل ۱۶. اثر تهبیج حرکت قطبی در راستای X حاصل داده‌های IERS، بین سال‌های ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴

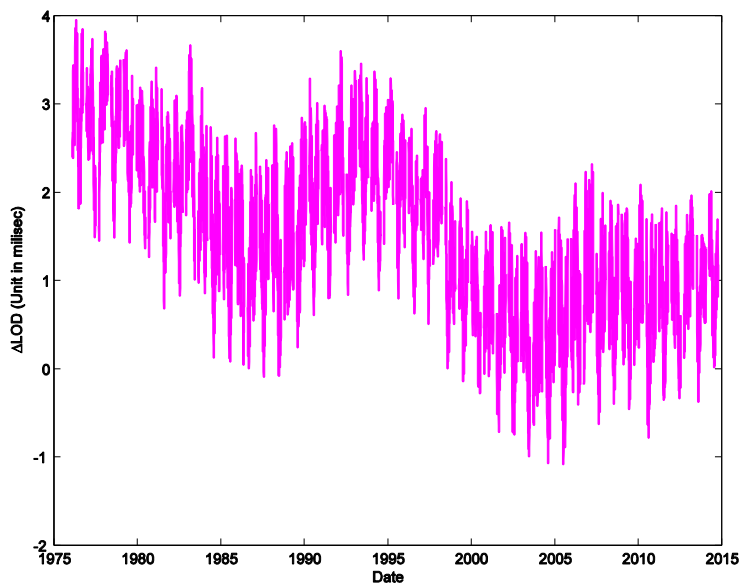


قطبی در ربع چهارم مثلثاتی را تأیید می‌کند. از مقایسه شکل‌های ۱۵ و ۱۸ نتیجه می‌شود که تغییرات طول روز به‌دست آمده از داده‌های حرکت قطبی بر حسب میلی‌ثانیه است، در حالی که نتایج به‌دست آمده از مدل در حد میکروثانیه است و به نظر می‌رسد در برآورد تغییرات طول روز بر حسب مدل این اختلاف چشمگیرتر است.

آنچه که از مقایسه شکل‌های ۱۴ و ۱۷ بر می‌آید این است که تهیج حرکت قطبی در راستای Y و رفتار نظیر آن در داده‌های واقعی، نشان می‌دهد هر دو روند نزولی را دنبال می‌کنند اما بزرگی تغییرات در داده‌های واقعی خیلی بیشتر از بزرگی به‌دست آمده از مدل است. تغییرات صعودی X و نزولی Y در داده‌های واقعی، تمایل جهت تهیج حرکت



شکل ۱۷. اثر تهیج حرکت قطبی در راستای Y حاصل داده‌های IERS، بین سال‌های ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴



شکل ۱۸. اثر تغییرات طول روز، حاصل داده‌های IERS، بین سال‌های ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴

## ۶. نتیجه گیری

واقع، مقایسه نتایج مدل با داده‌های واقعی نشان می‌دهد رفتار تابع تحریک و تغییرات طول روز به واقعیت نزدیک است ولی از نظر بزرگی به‌ویژه در پارامتر تغییر طول روز ( $\Delta LOD$ ) تفاوت زیادی وجود دارد که می‌تواند ناشی از ضعف مدل باشد یا می‌توان گفت که در تهیج حرکت قطبی عواملی غیر از زلزله مثل اتمسفر، مکانیزم درونی زمین، جزرومد و ... دخیل هستند و به‌گونه‌ای می‌تواند تئوری دالان را تقریب خوبی برای برآورد اثر تهیج قطبی و تغییر پارامتر طول روز دانست. در بین زلزله‌های مورد مطالعه، زلزله‌های بعد از ۲۰۱۰ غرب شیلی به‌گونه‌ای در اثر تجمعی پارامترهای دوران زمین، نوعی شوک ایجاد کرده که باعث پرش بزرگ در نمو تابع گردیده است. از طرفی در بین زلزله‌های رخ داده در پریود زمانی ۳۸ ساله، زلزله ژاپن در ایجاد تغییرات پارامترهای دوران زمین بیشترین اثر را داشته است.

مقایسه نتایج به‌دست آمده از مدل، با تحقیقات قبلی نشان از درستی فرایند پیاده‌سازی الگوریتم دارد. شبیه‌سازی گسل امتداد-لغز و شیب-لغز نشان می‌دهد که تغییرات دامنه تهیج و تغییر طول روز در شرایط یکسان، در یک گسل امتداد-لغز در مقایسه با گسل شیب-لغز بیشتر است. استفاده از مدل و ارزیابی آن با داده‌های واقعی ناشی از زلزله‌های بزرگ سال ۱۹۷۶ تا ۲۰۱۴ نشان می‌دهد رفتار تغییرات مؤلفه X دامنه تهیج، به‌صورت صعودی و مؤلفه Y آن نزولی است و انتظار داریم برای جهت این تغییرات در ربع چهارم مثلثاتی قرار گیرد که این انحراف نیز در شکل هیستوگرام دایره‌ای مشهود است. اما رفتار تغییرات طول روز با استفاده از مدل، ابتدا نزولی و سپس صعودی برآورد شده است که این روند نیز با داده‌های واقعی تطابق دارد. در

## مراجع

- C. Xu, Sun, W. and Zhou, X. 2013, Effects of Huge earthquakes on Earth rotation and the length of day, *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 24(4), Part 1, 649-656.
- Cecchini, G., 1928, Il problema della variazione delle latitudini, *Publ. Reale Obs. Astr. Brera in Milano*, 61, 7-96.
- Chao, B. F. and Gross, R. S. 1987, Change in the Earth's Rotation and Low-degree Gravitational Field Induced by Earthquake, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 91, 569-596.
- Chao, B. F. and Gross, R. S., 1995, Changes in the Earth's rotation energy induced by earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 122, 776.
- Dahlen, F. A., 1971, The excitation of the Chandler wobble by earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 25, 157-206.
- Dahlen, F. A., 1973, A correction to the excitation of the Chandler wobble by earthquakes, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 32, 203-217.
- Degryse, K. and Dehant, V., 1996, Are earthquakes responsible for the excitation of the FCN and/or of the FICN? *Phys. Earth Planet. Inter.*, 94, 133-143.
- Gross, R. S. and Chao, B. F., 2006, The rotational and gravitational signature of the December 26, 2004 Sumatran earthquake. *Surv. Geophys.*, 27, 615-632.
- Gross, R. S., 1986, The influence of earthquakes on the Chandler wobble during 1977-1983. *Geophys. J. Int.*, 85, 161-177.
- Gross, R. S., 2011, Japan quake may have shortened Earth days, moved axis, *JPL department of NASA News*.
- Gu, Z. N., 1996, The study of excitation of the earthquake to Earth's rotation, *Earth Moon Planet*, 74, 35-47.
- Jeffreys, H., 1916, Causes contributory to the annual variation of latitude, *Mon. Not. R. astr. SOC.*, 76, 499-525.
- Mansinha, L. and Smylie, D. E., 1967, Effect of earthquakes on the Chandler wobble and the secular polar shift, *J. geophys. Res.*, 72, 4731-4743.
- Munk, W. and MacDonald, G., 1960, The rotation of the Earth, a geophysical discussion, Cambridge University Press, 323 pp.
- Nilsson, T., Bohm, J. and Schuh, H., 2010, Impacts of the 2010 Chile earthquake on Earth rotation, *AGU Spring Meeting, Foz do Iguau, Brazil*, August 08-12, 2010.
- O'Connell, R. J. and Dziewonski, A. M., 1976, Excitation of the Chandler wobble by large earthquakes, *Nature*, 262, 259-262.
- Rice, J. R. and Chinnery, M., 1970, On the calculation of changes in the Earth's inertia

tensor due to faulting, Geophys. J. R. aster. Soc., 29, 79-90.  
Smith, M. L., 1977, Wobble and nutation of the Earth. Geophys. J. Int., 50, 103-140.

Vanicek, P. and Krakiwsky, E. J., 1986, Geodesy the Concepts, 2<sup>nd</sup> corrected edn, North Holland, Amsterdam.

## Study of the effects of large earthquakes on the excitation of polar motion and the change in length of day

Raofian Naeeni, M.<sup>1\*</sup> and Arab Saheb, R.<sup>2</sup>

*1. Assistant Professor, Department of Geodesy, Faculty of Surveying and Geomatic Engineering, K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran*

*2. Ph.D. Student, Department of Geodesy, Faculty of Surveying and Geomatic Engineering, K. N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran*

*(Received: 16 Aug 2015, Accepted: 24 Jan 2017)*

### Summary

In this study, the effects of Earthquake on the excitation of polar motion and the changes in the length of day are investigated. To do so, at first the deformation resulting from Earthquake is computed and then, its effects on the polar motion and length of day are derived. The geodynamic model which determines the crustal deformation is Dahlen's model in which the effects of Earthquake deformation is coupled with the rotational motion of the Earth. For this purpose, it is assumed that the Earth is a spherical symmetric, isotropic, elastic and homogeneous media and the Earthquake is caused by the dislocation discontinuities on fault surface. In this case, the solution of the corresponding boundary value problem determines the deformations of the Earth due to the Earthquake. On the other hand, the rotational motion of the Earth as a deformable body is governed by the Liouville equation, which determines the motion of polar axis under the applied external torque. Since the polar motion is investigated, only the homogeneous solution of the latter equation must be determined. In this case the solution of Liouville equation is only dependent on the moment of inertia of the Earth. Since, the components of the inertia tensor of the Earth are dependent on the shape of the earth and its density distribution, and in this case, the Earth undergoes a shape change, therefore, its moments of inertial are no longer constant and depend on the deformation of the Earth. By computing the deformation results from the Earthquake as discussed at the first step, one may derive shape change and changes in the density distribution of the Earth from which, the changes in the component of inertia tensor may be obtained. Finally, the changes in the inertial tensor through Liouville equation can lead to the excitation of polar motion or the variations in the length of day, which is determined by the solution of the corresponding equation. The results of simulated problems in two cases of strike-slip and dip-slip faults reveal that the amplitude of excitation due to strike-slip fault is maximum at equator and decrease toward poles and it is zero at the pole. However, in the dip-slip fault, the amplitude at mid-latitude regions is maximum and is zero at both equator and poles. The variation in the length of day is zero at poles and is maximum at equator for strike-slip fault. For dip-slip fault, it is zero at both equator and poles and is maximum over the mid-latitude regions. Moreover, using the geometric parameters of the large Earthquakes from Harvard Earthquake Catalogue, occurred during the period of 1976 to 2014, their effects on the polar motion and length of day are studied within the adapted geodynamical model. The results show that among the selected Earthquakes, the 2011 Japan Earthquake had had the most significant effects on the motion of polar axis and the length of day. This excitation is in westward direction. The combined impact of all Earthquakes is also computed which clarifies that the polar excitation is increased in the X direction (prime vertical component) and decreased in the direction of Y (meridian component). For the validation of our results, we use the data of IERS (International Earth Rotation Service) which shows a relatively good agreement.

**Keywords:** Earth displacement, Dislocation theory, Dahlen theory, Polar motion excitation, Changes in the length of day, Huge earthquakes.