

الگوسازی چرخه زمین لرزه‌ای در گسل شمال تبریز بر پایه داده‌های GPS

مرضیه طالبیان^۱، مجید شاه‌پسندزاده^{۲*}، یحیی جمور^۳، محمدرضا سپهوند^۲ و علیرضا عربپور^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

^۲ استادیار، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

^۳ دانشیار، آموزشکده نقشه‌برداری، سازمان نقشه‌برداری کشور، تهران، ایران

^۴ استادیار، دانشکده ریاضی و کامپیوتر، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۴/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۸/۱۰

چکیده

بررسی دگرشکلی‌های بین لرزه‌ای مانند آهنگ لغزش گسل‌ها بیشتر با استفاده از مطالعات ژئودزی، زمین‌شناسی زمین لرزه‌ها، دیرینه‌لرزه‌شناسی و استفاده از الگوهای مکانیکی، تجربی و عددی امکان‌پذیر است. در این الگوسازی‌ها با ایجاد ارتباط میان متغیرهای زمین لرزه‌ای گسل و داده‌های گردآوری شده از ایستگاه‌های GPS افزون بر تعیین آهنگ لغزش گسل، امکان برآورد متغیرهای ژئودینامیکی دیگری مانند ستبرای لایه کشسان، دوره بازگشت زمین لرزه‌ها، زمان بازگشت‌پذیری سست کره، زمان سپری شده از آخرین رویداد زمین لرزه و ژرفای قفل‌شدگی گسل نیز وجود دارد. پژوهش حاضر با استفاده از نمونه‌گیری تصادفی بوت‌استرپ داده‌های ژئودتیک مربوط به گسل شمال تبریز و الگوسازی عددی در محیط نرم‌افزاری R و Matlab، مقادیر متغیرهای لرزه‌ای-ژئودینامیکی یاد شده را برآورد کرده است. بر این اساس، محدوده 4 ± 1 تا 6 میلی‌متر در سال برای آهنگ لغزش گسل، 5 تا 25 کیلومتر برای ستبرای لایه کشسان، 160 تا 185 سال برای زمان بازگشت‌پذیری سست کره، 650 تا 950 سال برای دوره بازگشت زمین لرزه‌ها و 200 تا 1400 سال برای زمان سپری شده از آخرین رویداد زمین لرزه برای قطعه شمال باختری گسل به دست می‌آید. این الگوسازی در قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز محدوده 5 ± 1 تا 3 میلی‌متر در سال را برای آهنگ لغزش گسل، 8 تا 16 کیلومتر برای ستبرای لایه کشسان، 220 تا 340 سال برای زمان بازگشت‌پذیری سست کره، 750 تا 1050 سال را برای دوره بازگشت زمین لرزه‌ها و 200 تا 1500 سال را برای زمان سپری شده از آخرین رویداد زمین لرزه نشان می‌دهد. مقادیر به دست آمده با نتایج کار دیگر پژوهشگران که از روش‌های دیگری مانند دیرینه‌لرزه‌شناسی به برآورد متغیرهای زمین لرزه‌ای گسل شمال تبریز پرداخته‌اند، سازگاری مناسبی را نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: الگوسازی چرخه زمین لرزه، بوت‌استرپ، روش بیزین، GPS، گسل شمال تبریز، شمال باختر ایران.

*نویسنده مسئول: مجید شاه‌پسندزاده

E-mail: m.shahpasandzadeh@kgtu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

کشور ایران در کمربند کوه‌زایی آلپ-همیالیا شاهد رویداد زمین لرزه‌های ویرانگر زیادی بوده است. شمال باختر ایران در ناحیه‌ای میان دریای خزر، کوه‌های قفقاز، خاور آناتولی و شمال رشته‌کوه‌های زاگرس جای دارد. این ناحیه بخشی از فلات ایران-ترکیه را تشکیل می‌دهد که یکی از دو فلات اصلی کمربند کوه‌زایی آلپ-همیالیا به شمار می‌رود (Jackson et al., 1995; McClusky et al., 2000; Allen et al., 2004). بر پایه نتایج لرزه‌خیزی (Jackson & McKenzie, 1984) و اندازه‌گیری‌های ژئودتیک (Vernant et al., 2004) زمین‌ساخت امروزی فلات ایران نتیجه همگرایی شمالی-جنوبی میان صفحات عربی و اوراسیا با آهنگ 22 میلی‌متر در سال است. نتایج حاصل از مطالعات لرزه‌خیزی و ژئودزی که در آن میزان حرکات پوسته بر پایه اندازه‌گیری‌های GPS برآورد شده، نشان‌دهنده مقدار کم کوتاه‌شدگی در شمال باختر ایران است (Djamour et al., 2011). بیشتر کوتاه‌شدگی در قفقاز، در شمال این ناحیه، در رشته‌کوه‌های زاگرس و جنوب آن روی می‌دهد. به عبارت بهتر، بیشتر این کوتاه‌شدگی به میزان 2 ± 8 تا 2 ± 9 میلی‌متر در سال در البرز، 2 ± 6 تا 2 ± 9 میلی‌متر در سال در کوه‌های زاگرس و بقیه دگرشکلی در حوضه خزر جنوبی متمرکز می‌شود (Vernant et al., 2004). در ایران مرکزی نیز با وجود ثبت زمین لرزه‌های تاریخی بزرگی در مرزهای گسلی بلوک‌های تشکیل‌دهنده آن، دگرشکلی لرزه‌زای قابل ملاحظه‌ای درون این بلوک‌ها دیده نشده است. در حاشیه جنوب خاوری پهنه برخورد عربی-اوراسیا، در طول مکران، کوتاه‌شدگی توسط فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی به زیر پوسته جنوب خاوری ایران مرکزی با آهنگ $5/19$ میلی‌متر در سال دیده می‌شود. نظر به این که بلوک ایران مرکزی با آهنگ 13 میلی‌متر در سال نسبت به اوراسیا به سوی شمال حرکت می‌کند، سرعت نسبی میان ایران مرکزی و صفحه عربی حدود 7 میلی‌متر در سال در سوی شمال-جنوب است (Vernant et al., 2004).

ناحیه شمال باختری ایران، خاور ترکیه و قفقاز یکی از فعال‌ترین نواحی فلات ایران است. بر پایه مطالعات (Reilinger et al., 2006) همگرایی عربی-اوراسیا در این ناحیه به سوی شمال با آهنگ امروزی 17 میلی‌متر در سال است که با کوتاه‌شدگی قفقاز عمود بر امتداد این کمربند در سوی NE-SW و باقیمانده آن توسط گسل‌های امتدادلغز (گسل شمال تبریز، گسل چالدران و دیگر گسل‌ها) در گستره ایران-ترکیه مستهلک می‌شود. حل سازوکار کانونی زمین لرزه‌های روی داده در شمال باختری ایران و جنوب خاوری ترکیه نشان می‌دهد که بیشتر همگرایی میان صفحه‌های عربی و اوراسیا در این مناطق در طول گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد در جنوب خاور ترکیه مستهلک می‌شود (Westaway, 1990 & 1994; Jackson, 1992) (شکل ۱). به هر حال این گسل‌های امتدادلغز در جنوب خاور ترکیه و شمال باختر ایران پیوسته نیستند و از چندین قطعه گسلی جدا از هم تشکیل شده‌اند. گسل شمال تبریز یکی از اجزای این سامانه گسلی امتدادلغز راست‌گرد را در شمال باختر ایران تشکیل می‌دهد. با این وجود، پژوهش‌های جدیدتر (Solaymani Azad et al., 2015; Berberian & Yeats, 1999) گویای باور دیگری در مورد عملکرد گسل شمال تبریز در سامانه‌ای به نام سامانه گسلی گیلاتو-سپه‌چشمه-خوی-تبریز هستند. کوتاه‌شدگی ناشی از همگرایی میان صفحه‌های عربی-اوراسیا سبب فعالیت گسل‌های فلات ایران-ترکیه و رویداد زمین لرزه‌های ویرانگری در ناحیه شمال باختر ایران شده است. با توجه به رخداد زمین لرزه‌هایی با بزرگای متوسط-زیاد در این ناحیه، بررسی متغیرهای ژئودینامیکی گسل‌های لرزه‌زای شمال تبریز مورد توجه پژوهشگران (Ambrseys & Melville, 1982; Berberian & Yeats, 1999; Hessami et al., 2003; Solaymani Azad, 2009; Solaymani Azad et al., 2015) قرار گرفته است.

دست آوردن تعداد بیشتری از متغیرهای لرزه‌ای و ژئودینامیکی گسل را فراهم می‌کند.

۲-۴. الگوی جفت‌شدگی کشسان چسبناک (Savage & Prescott 1978) برای یک گسل امتداد لغز

الگوی جفت‌شدگی کشسان چسبناک اولین بار توسط (Nur & Mavko 1974) پیشنهاد شد. در این الگو گسل در یک محیط سنگ‌کره کشسان قرار دارد که از سطح زمین تا ژرفای H گسترش یافته است. این محیط روی نیم‌فضای کشسان چسبناک سست‌کره قرار دارد. در این الگو تجمع تنش در گسل به دلیل جریان‌یافتگی سست‌کره است که توسط یک سری شکستگی‌های ناگهانی در پهنه گسلی آزاد می‌شود (شکل ۳-الف). (Savage & Prescott 1978) با ایجاد تغییراتی در این الگو آن را کامل‌تر کردند. در الگوی ارائه شده توسط آنها سنگ‌کره کشسان از سطح زمین تا ژرفای D قفل‌شدگی دارد و از ژرفای D تا H سنگ‌کره خزشی آرام با آهنگ ثابت روی می‌دهد (شکل‌های ۳-ب و ج). در نظر گرفتن انواع متفاوت حرکت برای سنگ‌کره از ژرفای D تا H سبب ایجاد انواع مختلف الگوهای جفت‌شدگی کشسان چسبناک می‌شود. تنش جمع شده در بخش قفل شده گسل با زمین‌لرزه‌های بزرگ امتداد لغز روی سطح زمین نمود پیدا می‌کند. شکستگی‌ها در مرحله هم‌لرز (co-seismic) و خزش صفحات سنگ‌کره‌ای سبب تجمع تنش در سست‌کره کشسان چسبناک با زمان بازگشت‌پذیری $T_R = 2\eta / \mu$ می‌شود؛ در این رابطه μ ضریب برشی و η ضریب چسبناکی سست‌کره است. پس از جریان‌یافتگی سست‌کره این تنش ذخیره شده آزاد می‌شود. پس از ایجاد یک سری زمین‌لرزه، جریان سست‌کره کند می‌شود، ولی جریان‌یافتگی آن سبب تحریک سنگ‌کره شده است. تنش ایجاد شده در اثر این تحریک همراه با تنش ناشی از خزش صفحات سنگ‌کره‌ای که در گسل ذخیره شده، به شکستگی گسل می‌انجامد و چرخه زمین‌لرزه تکرار می‌شود. باید توجه داشت در بیشتر الگوهای مکانیکی از جمله این الگو، چرخه زمین‌لرزه به صورت دوره‌ای و ایده‌آل در نظر گرفته می‌شود؛ در حالی که ثبت زمین‌لرزه‌های تاریخی و شواهد دیرینه‌لرزه‌شناسی، رخداد بیشتر زمین‌لرزه‌ها را به شکل منظم و دوره‌ای نشان نمی‌دهد. این الگو شامل 5 متغیر: t زمان پس از آخرین رویداد (time since the last earthquake)، T دوره بازگشت زمین‌لرزه (recurrence time)، S آهنگ لغزش گسل (slip rate)، H ستبرای کشسان سنگ‌کره (lithospheric thickness) و T_R زمان بازگشت سست‌کره به حالت اولیه‌اش (relaxation time) است. در این الگو، وجود هر نوع پیچیدگی در ساختار گسل، سبب افزایش تعداد متغیرهای توجیه‌کننده گسل می‌شود (Johnson & Segall, 2004). در پژوهش حاضر اثر الگوی جفت‌شدگی کشسان همراه با خزش ثابت گسل روی داده‌های گسل شمال تبریز بررسی شده است.

برای یک گسل امتداد یافته از سطح زمین تا ژرفای D در یک لایه کشسان به ستبرای H و ضریب برشی μ روی یک نیم‌فضای کشسان چسبناک با ضریب کشسان برشی μ و چسبناکی η ، سرعت صفحات گسل در زمین‌لرزه‌ای با بزرگی لغزش هم‌لرز Δu از رابطه (۲) به دست می‌آید (Johnson & Segall, 2004).

$$v(x, t) = (\Delta u / \pi T_R) e^{-t/T_R} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(t/T_R)^{n-1}}{(n-1)!} F_n(x, z, D, H) \quad (2)$$

T_R زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره به حالت اولیه پس از رخداد زمین‌لرزه، t زمان پس از آخرین زمین‌لرزه، x فاصله از گسل، z ژرفای محل مورد نظر از سطح زمین و n مجموعه اعداد طبیعی هستند. در این رابطه:

$$F_n(x, z, D, H) = \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{x}{z-2nH+D} - \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{x}{z-2nH-D} + \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{x}{z+2nH+D} - \frac{1}{2} \tan^{-1} \frac{x}{z+2nH-D} \quad (3)$$

معادله ۲ دربرگیرنده تجمع تنش در مرحله میان‌لرزه‌ای نیست؛ به همین دلیل (Savage & Prescott 1978) با جمع بستن روی یک تعداد نامحدود از شکستگی‌های صفحه‌ای در حالت $D=H$ ، این الگو را گسترش دادند. رابطه ۲ در ساده‌ترین حالت

بررسی متغیرهای مربوط به دگرشکلی میان‌لرزه‌ای در طول گسل شمال تبریز، نشان‌دهنده توزیع تنش در پهنه گسترده‌ای میان اثر شاخه‌های گسلی در سطح زمین است. برای بررسی این متغیرها روش‌های متفاوتی از جمله: زمین‌شناسی زمین‌لرزه‌ها، مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی، داده‌های ژئودیتیک و ... وجود دارد. مشاهدات زمین‌شناسی زمین‌لرزه‌ها قابلیت تحلیل متغیرهای ژئودینامیکی گسل‌های لرزه‌زا را در بازه زمانی چند میلیون سال فراهم می‌کنند؛ در صورتی که در روش‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی قابلیت تعیین این متغیرها به پنجره زمانی چند هزار سال محدود می‌شود. امروزه با استفاده از روش‌های ژئودیتیک می‌توان متغیرهای دگرشکلی میان‌لرزه‌ای گسل‌ها را در محدوده زمانی چندین سال مورد بررسی قرار داد. استفاده از هر کدام از این روش‌ها به تنهایی محدودیت‌هایی مانند محدودیت پنجره زمانی مورد بررسی را به دنبال دارد. آنچه مسلم است، قرار گرفتن اطلاعات به دست آمده از هر کدام از این روش‌ها در کنار هم سبب همپوشانی نقص‌های استفاده هر کدام از روش‌های مطالعه به تنهایی می‌شود و نتایج بهینه‌تری را حاصل خواهد کرد.

هدف این پژوهش تعیین متغیرهای لرزه‌ای و ژئودینامیکی گسل شمال تبریز مانند آهنگ لغزش، ژرفای قفل‌شدگی گسل، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها، زمان سپری شده از آخرین رویداد زمین‌لرزه، ستبرای لایه کشسان، زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره به حالت اولیه با الگوسازی عددی داده‌های ژئودیتیک و اعمال یک سری محدودیت‌ها در تعریف متغیرهای مورد بررسی با استفاده از داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی و استفاده از ویژگی‌های زمین‌شناختی گسل شمال تبریز است.

۲-۲ الگوهای تجربی چرخه زمین‌لرزه

۲-۱-۱ الگوی (Savage & Burford 1970)

از ساده‌ترین الگوهای مکانیکی چرخه زمین‌لرزه، الگوی ارائه شده توسط (Savage & Burford 1970) برای جابه‌جاشدگی‌های محدود و حرکت دورلرز مربوط به صفحات سخت است. در این الگو کل فضای زیر بخش قفل شده گسل به شکل صفحه کشسان است که خزشی به شکل یکنواخت و آرام تا ژرفای بی‌نهایت در راستای آن انجام می‌شود (شکل ۲).

در این الگوی دو بعدی رابطه متغیرها به شکل زیر است:

$$V(x) = (s / \pi) \tan^{-1} (x / d) \quad (1)$$

که سرعت موازی با گسل (V) یک رابطه خطی با آهنگ لغزش (S) دارد و وابسته به فاصله عمودی از گسل (x) و ژرفای قفل‌شدگی گسل (d) است. با استفاده از این الگو و داده‌های ژئودیتیک می‌توان متغیرهایی مانند آهنگ لغزش و ژرفای قفل‌شدگی گسل را برآورد کرد.

الگوی ساده‌ای مانند الگوی (Savage & Burford 1970) بیشتر برای بررسی دگرشکل‌های ایجاد شده در مرز صفحات استفاده می‌شود و پاسخگوی دگرشکلی‌ها در اعماق زمین به ویژه دگرشکلی‌های ایجاد شده پس از زمین‌لرزه‌های بزرگ نیست. به دلیل ایده‌آل بودن این الگو، یک راه برای برآورد نتایج نزدیک به واقعیت برای متغیرهای لرزه‌ای و ژئودینامیکی گسل‌ها، ترکیب اطلاعات به دست آمده از مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی، زمین‌شناسی زمین‌لرزه‌ای، دگرشکلی‌های ایجاد شده پس از زمین‌لرزه‌های بزرگ و ... با مشاهدات ژئودیتیک است (Segall, 2002). روش‌های متفاوتی برای ترکیب این اطلاعات وجود دارد که یکی از آنها استفاده از قانون بیزین است. این قانون با ترکیب داده‌های ژئودیتیک و دیگر داده‌ها از جمله داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی و استفاده از داده‌های جدید به دست آمده در الگو، مقادیری را برای متغیرهای لرزه‌ای و ژئودینامیکی برآورد می‌کند که به واقعیت نزدیک‌تر هستند. همچنین، استفاده از دیگر الگوهای مکانیکی پیچیده‌تر از جمله الگوی جفت‌شدگی کشسان چسبناک (Savage & Prescott 1978) (Viscoelastic coupling modeling) امکان به

شده برای ساخت یک الگوی جدید استفاده و دوباره مراحل یاد شده در بالا تکرار می‌شود.

۴-۱. آهنگ لغزش گسل

به منظور تعیین آهنگ لغزش موازی با گسل و نیز عمود بر آن از سرعت‌های اندازه‌گیری شده توسط حداقل دو ایستگاه GPS در دو سوی گسل که درون پهنه گسلی شمال تبریز نباشند، استفاده شده است. ابتدا برای هر ایستگاه زاویه حامل B و سپس آزمون بردار سرعت از روابط ۸ و ۹ محاسبه می‌شود:

$$B = \tan^{-1} \frac{|V_e|}{|V_n|} \quad (8)$$

$$Az_{velocity} = \begin{cases} B; v_e > 0, v_n > 0 \\ B + \pi; v_e > 0, v_n < 0 \\ B + 2\pi; v_e < 0, v_n > 0 \end{cases} \quad (9)$$

V_e و V_n به ترتیب سرعت‌های اندازه‌گیری شده در راستای خاور و شمال جغرافیایی هستند.

حال θ زاویه میان بردار سرعت در هر ایستگاه و امتداد گسل از رابطه ۱۰ با توجه به آزمون بردار سرعت و آزمون بردار گسل به دست می‌آید.

$$\theta = Az_{velocity} - Az_{fault} + 180 \quad (10)$$

برای محاسبه مؤلفه سرعت موازی با گسل و عمود بر آن، بردار سرعت V در ایستگاه در امتداد گسل و عمود بر آن با توجه به زاویه θ به دست آمده تصویر می‌شود (روابط ۱۱):

$$V = (V_e^2 + V_n^2)^{1/2} \quad (11)$$

$$V_{Parallel} = V \cos \theta$$

$$V_{Normal} = V \sin \theta$$

بدین ترتیب آهنگ لغزش موازی با گسل و عمود بر آن برای قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز به ترتیب ۷/۲۷ میلی‌متر در سال و ۱/۰۴ میلی‌متر در سال و برای قطعه جنوب خاوری گسل به ترتیب ۸/۹۸ میلی‌متر در سال و ۳/۴۴ میلی‌متر در سال برآورد می‌شود. باید اشاره کرد که با توجه به مؤلفه چیره امتداد لغزش گسل شمال تبریز و کم بودن آهنگ لغزش عمود بر گسل در مقایسه با آهنگ لغزش موازی با گسل، از آهنگ لغزش عمودی در این الگوسازی صرف‌نظر شده است.

۴-۲. ژرفای قفل‌شدگی گسل

با توجه به آهنگ‌های لغزش به دست آمده و داشتن فاصله عمودی ایستگاه‌ها از گسل، با در نظر گرفتن یک محدوده منطقی برای ژرفای قفل‌شدگی، با استفاده از رابطه ۱ می‌توان با کدنویسی و به کارگیری نرم‌افزارهای آماری R و Matlab، بهترین ژرفای قفل‌شدگی گسل شمال تبریز را که در آن باقیمانده اختلاف سرعت‌های به دست آمده از داده‌های GPS و سرعت‌های به دست آمده از الگو کمینه می‌شود (روابط ۱۲) به دست آورد (شکل‌های ۴ و ۵):

$$V^i = V_{GPS}^i - V_m^i \quad (12)$$

$$r^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V^i)^2$$

در روابط بالا، V_{GPS} سرعت به دست آمده از مشاهدات GPS، V_m سرعت به دست آمده از الگو و N تعداد مشاهدات است.

با توجه به شکل‌های ۴ و ۵، بهترین ژرفای قفل‌شدگی در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز ۱۸/۵۷ کیلومتر و در قطعه جنوب خاوری این گسل ۲۹/۳۴۱ کیلومتر برآورد می‌شود. حال با توجه به مقادیر بهینه به دست آمده برای متغیرهای ژرفای قفل‌شدگی و آهنگ لغزش گسل، انطباق سرعت‌های به دست آمده از الگو با سرعت‌های به دست آمده از ایستگاه‌های GPS در شکل‌های ۶-الف و ب نشان داده شده است.

برای زمین‌لرزه‌ای با دوره بازگشت T ، در سطح زمین ($Z=0$) به صورت زیر است (Johnson & Segall, 2004).

$$v(x, t) = s / \pi \sum_{n=1}^{\infty} T_n(t/T_R, T/T_R) F_n(x, H, H) \quad (4)$$

$$F_n(x, D, H) = \tan^{-1} \left[\frac{2xD}{x^2 + (2nH)^2 - D^2} \right] \quad (5)$$

$$T_n(t/T_R, T/T_R) = \frac{T}{T_R} \frac{e^{-t/T_R}}{(n-1)!} \sum_{k=0}^{\infty} e^{-kT/T_R} \left(\frac{t+kT}{T_R} \right)^{n-1} \quad (6)$$

در این پژوهش با استفاده از نمونه‌گیری تصادفی بوت‌استرپ داده‌های ژئودیتیک مربوط به گسل شمال تبریز و به کارگیری قانون بیزین در الگوی (Savage & Burford 1970)، مقادیر به دست آمده با نتایج مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی، مشاهدات زمین‌شناسی و نتایج زمین‌شناسی زمین‌لرزه‌های گسل شمال تبریز ترکیب شد تا مقادیر بهینه‌تری برای متغیرهای آهنگ لغزش و ژرفای قفل‌شدگی به دست آید. سپس با استفاده از الگوی جفت‌شدگی کشسان چسبناک (Savage & Prescott 1978)، مقادیر متغیرهای آهنگ لغزش گسل، ستبرای لایه کشسان، زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها و زمان سپری شده از آخرین رویداد زمین‌لرزه بررسی شده است.

۳-روش بیزین

روش بیزین داده‌های دیرینه‌لرزه‌شناسی، زمین‌شناسی و ... را با داده‌های ژئودیتیک به منظور برآورد بهتر متغیرهای گسل ترکیب می‌کند. برای نمونه، آهنگ لغزش گسل را می‌توان از مشاهدات زمین‌شناسی مانند اندازه‌گیری میزان جابه‌جایی مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها و سن‌سنجی رسوبات رودخانه‌ای به دست آورد. با نتایج حاصل می‌توان یک تابع چگالی احتمال پیشین $p(s)$ برای متغیر به دست آورد. از دیدگاه بررسی‌های ژئودیتیک این نتایج سبب ایجاد محدودیت‌هایی روی متغیر مورد ارزیابی می‌شود. از طرفی به کمک الگوهای مکانیکی زمین می‌توان داده‌های ژئودیتیک مربوط به متغیرها را برآورد کرد $p(d/s)$ (بردار داده‌های ژئودیتیک). حال بر پایه فرمول بیزین تابع چگالی احتمال پسین که بر پایه آن می‌توان متغیرهای گسل را بر پایه بردار داده‌های ژئودیتیک برآورد کرد از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$P(s/d) = p(s) p(d/s) \quad (7)$$

که برای بهنجار کردن تابع چگالی، این معادله بر $\int p(s)p(d/s)ds$ تقسیم می‌شود. تابع چگالی پیشین از مشاهدات دیرینه‌لرزه‌شناسی، به شکل یک تابع توزیع همسان (uniform) در نظر گرفته شده است. تغییرات این تابع میان دو کران بالا و پایین دارای یک مقدار واحد است.

۴- برآورد متغیرهای آهنگ لغزش و ژرفای قفل‌شدگی گسل

برای به دست آوردن محدوده تغییرات آهنگ لغزش و ژرفای قفل‌شدگی سازگار با داده‌های GPS و پیدا کردن توزیع احتمال این داده‌ها و رسم نمودار ستونی آن از روش نمونه‌گیری بوت‌استرپ استفاده شده است. بوت‌استرپ یکی از روش‌های ساده اما قوی از نوع نمونه‌گیری مونت‌کارلو است که برای تعیین دقت آماری یا برآورد توزیع از آماره‌های نمونه استفاده می‌شود. در واقع بوت‌استرپ نمونه‌گیری درون یک نمونه اصلی است. بوت‌استرپ نمونه‌ای را با جایگزینی از نمونه اصلی خواهد گرفت؛ به طوری که نمونه‌های گرفته شده با روش بوت‌استرپ توزیع جمعیت برابری دارند، ولی هر نمونه مستقل از نمونه‌های دیگر است. از جمله انواع روش‌های بوت‌استرپ روش بازنمونه‌گیری باقیمانده‌هاست. در این روش اگر Y متغیر مورد بررسی باشد که شامل مجموعه مقادیر دیده شده (y_1, y_2, \dots, y_n) است، ابتدا با برآزش یک الگو، مقدار بهینه \hat{y} برآورد می‌شود و سپس مقادیر باقیمانده‌های هر یک از داده‌های مجموعه Y از \hat{y} به دست می‌آید. حال باقیمانده‌ها به شکل تصادفی جایگزینی و نمونه‌گیری و نمونه‌های به دست آمده با \hat{y} جمع می‌شوند. این بار، از بردار داده ایجاد

۵- داده‌ها

برای تعیین متغیرهای ژئودینامیکی گسل شمال تبریز، از بردارهای سرعت ایستگاه‌های موقت و دائم GPS که از سال ۱۹۹۹ در منطقه توسط سازمان نقشه‌برداری کشور نصب شده، استفاده شده است (Djamour et al., 2011). از میان ایستگاه‌های GPS، ۸ ایستگاه موقت در ناحیه رودبار- طارم که یکی از مخرب‌ترین زمین‌لرزه‌های ایران آنجا رخ داده است ($M_s=7/3$ ، ژوئن ۱۹۹۰) قرار دارند و ۲۵ ایستگاه دائم GPS نیز در ناحیه شمال باختر ایران پراکنده‌اند. ایستگاه‌های GPS از دریای خزر تا مرز ایران و ترکیه نصب شده و فاصله آنها از هم در همسایگی شهر تبریز حدود ۲۰ کیلومتر و در دیگر مناطق حدود ۳۰ تا ۷۰ کیلومتر است (شکل ۷). بیشتر ایستگاه‌های GPS که روی سنگ بستر مستقر شده‌اند حداقل ۳ نوبت و هر نوبت ۴۸ ساعت از سال ۲۰۰۰ تا ۲۰۰۸ مورد اندازه‌گیری قرار گرفته‌اند (Djamour et al., 2011). بردارهای سرعت‌های به دست آمده از ایستگاه‌های GPS نسبت به اوراسیا در شکل ۸، برای قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز (نیمرخ شماره ۱) و برای قطعه جنوب خاوری (نیمرخ شماره ۲) دیده می‌شود.

نمودار سرعت موازی با گسل برحسب فاصله از خط اثر گسل (fault trace)، برای قطعات شمال باختری و جنوب خاوری گسل تبریز به ترتیب در شکل‌های ۹- الف و ب نشان داده شده است. با توجه به نمودارهای به دست آمده از داده‌ها و چگونگی تغییرات سرعت موازی با گسل، قفل‌شدگی در گسل شمال تبریز مشهود است.

نمودار سرعت موازی با گسل برحسب فاصله از خط اثر گسل (fault trace)، برای قطعات شمال باختری و جنوب خاوری گسل تبریز به ترتیب در شکل‌های ۹- الف و ب نشان داده شده است. با توجه به نمودارهای به دست آمده از داده‌ها و چگونگی تغییرات سرعت موازی با گسل، قفل‌شدگی در گسل شمال تبریز مشهود است.

۶- نتایج الگوسازی با استفاده از الگوی ساوج- بورفور

با توجه به مقادیر به دست آمده برای ژرفای قفل‌شدگی دو قطعه اصلی گسل شمال تبریز با استفاده از الگوی (Savage & Burford 1970) و انجام چند بار نمونه‌گیری تصادفی روی داده‌ها، توزیع آماری بوت‌استرپ متغیرهای آهنگ لغزش و ژرفای قفل‌شدگی قطعه شمال باختری و جنوب خاوری گسل شمال تبریز در شکل‌های ۱۰ ارائه شده است. بر پایه نمودارهای فراهم آمده از پردازش داده‌های GPS، محدوده تغییرات ژرفای قفل‌شدگی گسل در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز بین ۲۰ - ۰ کیلومتر با آهنگ لغزش 11 ± 7 میلی‌متر در سال و در قطعه جنوب خاوری میان ۱۰ تا ۳۵ کیلومتر با آهنگ لغزش 13 ± 6 میلی‌متر در سال برآورد می‌شود. افزون بر این، اعمال محدودیت با استفاده از قانون بیزین روی آهنگ لغزش از راه یک تابع توزیع پیشین به شکل تابع توزیع یک‌نواخت، بازه تغییرات آهنگ لغزش را محدودتر می‌کند.

بر پایه مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی (Hessami et al. 2003) آهنگ لغزش $3/1$ تا $6/4$ میلی‌متر در سال روی قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز به دست آمده است. مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی (Solaymani Azad 2009) و (Solaymani Azad et al. 2015) روی قطعه جنوب خاوری گسل تبریز نشانگر آن است که برای زمین‌لرزه‌های بزرگ آهنگ لغزش در قطعه جنوب خاوری گسل تبریز کمتر از قطعه شمال باختری گسل بوده ولی دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ آنها طولانی‌تر است. در این پژوهش، با اعمال محدودیت و به کارگیری چند بار نمونه‌گیری تصادفی بوت‌استرپ، در نمودارهای آهنگ لغزش گسل (شکل‌های ۱۱- ب و د) محدوده تغییرات به دست آمده برای قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز 11 ± 4 تا 5 ± 6 میلی‌متر در سال و برای قطعه جنوب خاوری این گسل $5/5 \pm 3/5$ میلی‌متر در سال نشان می‌دهد.

با استفاده از داده‌های زمین‌شناسی و دیرینه‌لرزه‌شناسی نمی‌توان یک تابع توزیع احتمال پیشین برای ژرفای قفل‌شدگی به دست آورد؛ ولی با توجه به رابطه میان آهنگ لغزش و ژرفای قفل‌شدگی گسل، اعمال محدودیت روی آهنگ لغزش، محدوده تغییرات ژرفای قفل‌شدگی را تحت تأثیر قرار می‌دهد. همان‌طور که در شکل‌های ۱۱- الف و ج دیده می‌شود، بازه تغییرات ژرفای قفل‌شدگی گسل، پس از

۷- برآورد متغیرهای ستبرای لایه کشسان و زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره

الگوی ساده (Savage & Burford 1970) برای بررسی دگرشکلی‌ها در مرز صفحات و پیرامون آن استفاده می‌شود. برای بررسی دگرشکلی‌ها در اعماق زمین و به دست آوردن متغیرهای بیشتری از گسل نیز می‌توان از الگوی جفت‌شدگی کشسان چسبناک با خزش ثابت (Savage & Prescott 1978) بهره جست.

برای برآورد ۳ متغیر باقیمانده در الگو، ابتدا مقدار بهینه این متغیرها برآورد می‌شود. با استفاده از روش جستجوی ساده، مقادیر ستبرای لایه کشسان و زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز به ترتیب $1/89$ کیلومتر و $371/03$ سال و آهنگ لغزش از روش کمترین مربعات (Least Squares Method) $5/14$ میلی‌متر در سال برآورد می‌شود (شکل ۱۲- الف). استفاده از همین روش روی قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز مقادیر ستبرای کشسان و زمان بازگشت‌پذیری را به ترتیب $2/55$ کیلومتر و $475/82$ سال و آهنگ لغزش را از روش کمترین مربعات $4/89$ میلی‌متر در سال برآورد می‌کند (شکل ۱۲- ب). برای تعیین تابع توزیع آماری متغیرها از روش نمونه‌گیری تصادفی همراه با جایگزینی بوت‌استرپ استفاده می‌شود؛ در این حالت از باقیمانده‌های حاصل از تفاضل مقادیر به دست آمده از الگوی (Savage & Prescott) و بهترین مقدار به دست آمده برای متغیر مورد نظر، چند بار نمونه‌گیری تصادفی همراه با جایگزینی انجام می‌شود. سپس هر یک از مقادیر باقیمانده به دست آمده از نمونه‌گیری، با بهترین مقدار متغیر، بر پایه روش باز نمونه‌گیری باقیمانده‌ها در روش بوت‌استرپ، جمع و به عنوان الگو استفاده می‌شود.

۸- نتایج الگوسازی جفت‌شدگی کشسان چسبناک همراه با خزش ثابت گسل در الگوی Savage & Prescott

کاربرد نتایج حاصل از مقادیر بهینه متغیرهای ستبرای لایه کشسان، زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره (شکل‌های ۱۲- الف و ب) و آهنگ لغزش، روش کمترین مربعات، در روش نمونه‌گیری تصادفی بوت‌استرپ، محدوده تغییرات متغیرهای یاد شده و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ در قطعه شمال باختری در شکل‌های ۱۳ و برای قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز در شکل‌های ۱۴ ارائه شده است. با توجه به شکل‌های ۱۳- الف تا د، در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز، محدوده تغییرات ستبرای لایه کشسان میان ۵ تا ۲۵ کیلومتر، زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره میان ۱۶۰ تا ۱۸۵، آهنگ لغزش میان ۵ تا ۱۰ میلی‌متر در سال و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ میان ۶۵۰ تا ۹۵۰ سال قرار می‌گیرد؛ در حالی که در قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز با توجه به نمودارهای ۱۴ الف تا د، محدوده تغییرات ستبرای لایه کشسان میان ۸ تا ۱۶ کیلومتر، زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره میان ۲۲۰ تا ۳۴۰ سال، آهنگ لغزش میان ۴ تا ۱۰ میلی‌متر در سال و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ میان ۷۵۰ تا ۱۰۵۰ سال محدود می‌شود.

نتایج به دست آمده در پژوهش حاضر سازگاری مناسبی با نتایج حاصل از مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی و آماری زمین‌لرزه‌های تاریخی برای زمین‌لرزه‌های

دیرینه‌لرزه‌شناسی و زمین‌شناسی زمین‌لرزه‌ها قرار می‌گیرد، نتایج بهتری فراهم می‌سازد. برآورد متغیرهای ژئودینامیکی و لرزه‌شناسی به دست آمده از ترکیب مدل‌های مکانیکی و نتایج دیرینه‌لرزه‌شناسی، زمین‌شناسی زمین‌لرزه‌ای و ژئودیتیک گسل شمال تبریز با نتایج پژوهش‌های دیگر پژوهشگران مانند Hessami et al. (2003)، Moradi et al. (2011)، Djamour et al. (2011)، Solaymani Azad et al. (2015) سازگاری مناسبی نشان می‌دهد.

در این پژوهش، نتایج الگوسازی عددی نشان می‌دهد سب برای لایه کشسان سنگ‌کره در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز حدود ۵ تا ۲۵ کیلومتر است که بیشتر از ۸ تا ۱۶ کیلومتر سب برای لایه کشسان سنگ‌کره در قطعه جنوب خاوری این گسل است. زمین‌لرزه‌ها در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز در ژرفای کانونی ۱۲ تا ۱۷ کیلومتری زمین روی می‌دهند که نسبت به ژرفای ۲۰ - ۰ کیلومتر زمین‌لرزه‌ها در قطعه جنوب خاوری این گسل، کمتر است. همچنین، آهنگ لغزش در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز $1 \pm 5/5 - 4$ میلی‌متر در سال برآورد شده که لغزش بیشتری را در این قطعه نسبت به $1 \pm 5/5 - 3/5$ میلی‌متر در سال در قطعه جنوب خاوری این گسل نشان می‌دهد (Solaymani Azad, 2009). دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز ۶۵۰ تا ۹۵۰ سال بوده که کوتاه‌تر از ۷۵۰ تا ۱۰۵۰ سال در قطعه جنوب خاوری گسل است. زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره در قطعه شمال باختری گسل ۱۶۰ تا ۱۸۵ سال برآورد شده که کمتر از ۲۲۰ تا ۳۴۰ سال زمان بازگشت‌پذیری در قطعه جنوب خاوری این گسل است. این موضوع می‌تواند نشان دهد که طولانی‌تر بودن دوره بازگشت زمین‌لرزه‌ها روی قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز (Solaymani Azad, 2009) سبب می‌شود که مدت زمان بیشتری طول بکشد تا سست‌کره به حالت اولیه خود برگردد تا چرخه زمین‌لرزه دوباره آغاز شود.

سپاسگزاری

گفتنی است این مقاله بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نگارنده اول مقاله را در دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته تشکیل می‌دهد و بدین وسیله از همکارهای‌ای ایشان سپاسگزاری می‌شود.

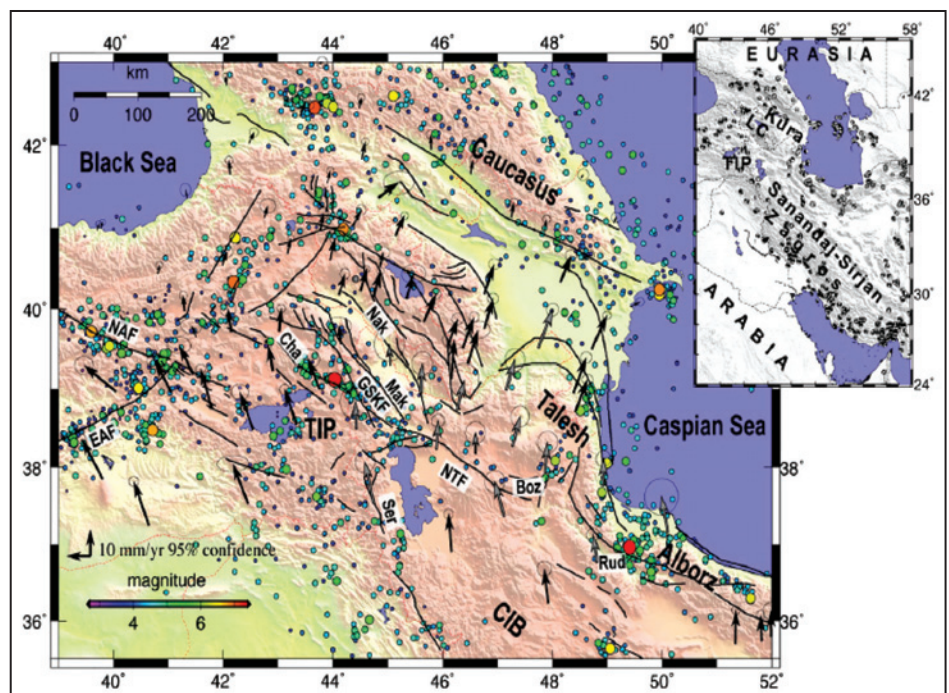
بزرگ نشان می‌دهد؛ بر پایه مطالعات Berberian & Yeats (1999) دوره بازگشت ۲۵۰ تا ۷۰۰ سال بر پایه زمین‌لرزه‌های تاریخی برای زمین‌لرزه‌های بزرگ برآورد شده است. بنا بر مطالعات Hessami et al. (2003) در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز، دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ 170 ± 81 سال و آهنگ لغزش میان ۳/۱ تا ۶/۴ میلی‌متر در سال برآورد شده است؛ در حالی که در قطعه جنوب خاوری آهنگ لغزش کمتر و دوره بازگشت طولانی‌تر است (Solaymani Azad, 2009; Solaymani Azad et al., 2015).

بر پایه این پژوهش، زمان از آخرین زمین‌لرزه رخ داده طبق شکل‌های ۱۵-الف و ب در قطعه شمال باختری و جنوب خاوری گسل شمال تبریز به ترتیب میان بازه ۲۰۰ تا ۱۴۰۰ سال و ۲۰۰ تا ۱۵۰۰ سال قرار می‌گیرد. بر پایه جدول زمین‌لرزه‌های تاریخی (Ambrseys & Melville (1982) زمان از آخرین رویداد زمین‌لرزه بزرگ در قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز حدود ۲۳۳ سال و در قطعه جنوب خاوری حدود ۲۹۲ سال است که در بازه زمانی به دست آمده در این پژوهش جای می‌گیرد.

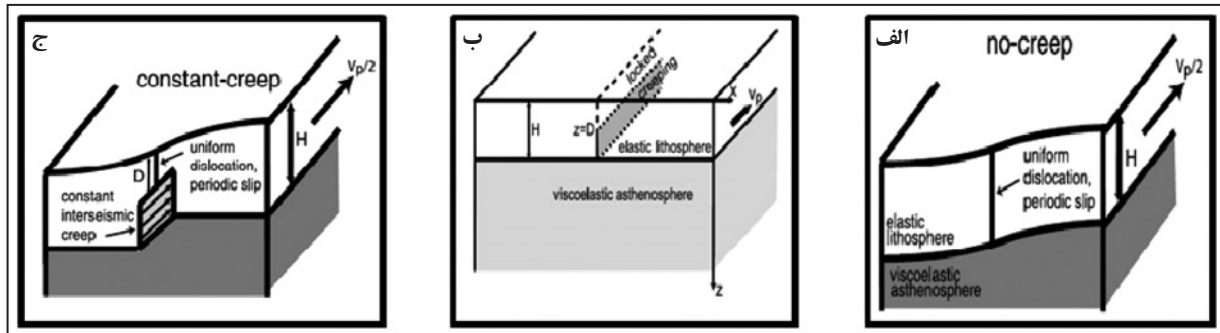
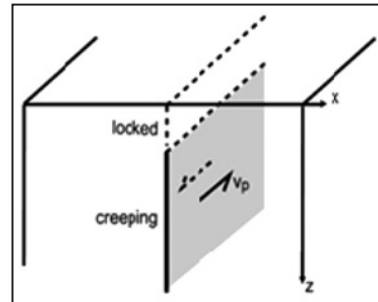
۹- نتیجه‌گیری

اگر چه داده‌های ژئودزی نقش مهمی را در بررسی مسایل ژئودینامیک و رخدادهای لرزه‌ای دارند؛ ولی اغلب دقت داده‌های ژئودیتیک به‌ویژه داده‌های گردآوری شده در بازه‌های زمانی کوتاه، آن قدر زیاد نیستند که بتوانند به تنهایی برآورد مناسبی از متغیرهای زمین‌لرزه‌ای گسل لرزه‌زا ارائه دهند. از سوی دیگر، استفاده از داده‌های ژئودزی در الگوی تجربی (Savage & Burford (1970) به دلیل ساده‌سازی این الگو، لغزش گسل را به‌طور طبیعی در نظر نمی‌گیرد؛ بلکه لغزش با آهنگی ثابت روی سطح گسل توزیع می‌شود. به دلیل این چگونگی در نظر گرفتن لغزش برای گسل، آهنگ لغزش به چگونگی جهت‌گیری گسل نسبت به تنش‌های محلی وابسته نیست و در صورت وجود چند ساختار گسلی کنار هم، برهم‌کنش میان آنها در نظر گرفته نمی‌شود. به همین دلیل، محدوده‌های به دست آمده برای متغیرها ممکن است با مقادیر واقعی اختلاف داشته باشند. به هر حال هنگامی که با استفاده از قانون بیزین نتایج حاصل از داده‌های ژئودیتیک در کنار دیگر اطلاعات زمین‌شناسی،

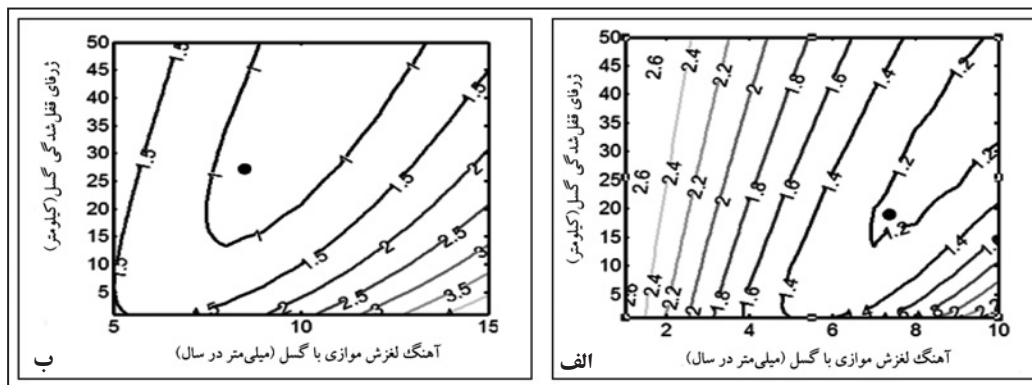
شکل ۱- نقشه لرزه‌زمین‌ساخت شمال باختر ایران- جنوب خاور ترکیه. لرزه‌خیزی از کاتولوگ زمین‌لرزه‌های پوسته‌ای با بزرگای (۳-۶/۵) از مرکز اطلاعات ملی زمین‌لرزه (۲۰۰۹-۱۹۷۶). بردارهای GPS سیاه رنگ (Reilinger et al. (2006) و خاکستری رنگ از (Masson et al. (2006). مخفف‌ها: Boz: کوهستان بزغوش؛ Cha: گسل چالدران؛ CIB: بلوک‌های ایران مرکزی؛ EAF: گسل آتاتولی خاوری؛ GSKF: گسل گیلانو- سیه‌چشمه-خوی؛ NAF: گسل شمال آتاتولی؛ NAK: گسل نخجوان؛ NTF: گسل شمال تبریز؛ Mak: گسل ماکو؛ Rud: ناحیه زمین‌لرزه‌ای رودبار؛ Ser: سیستم گسلی عادی سیرو؛ TIP: صفحه ایران- ترکیه. نقشه پیوست شده: پهنه برخورد صفحات عربی- اوراسیا همراه با سازوکار کانونی به رنگ سیاه از سایت جهانی CMT و به رنگ خاکستری از Jackson et al. (2002) (با تغییرات از Karakhanian et al. (2004) Jackson et al. (2002) و (Copley & Jackson (2006)).



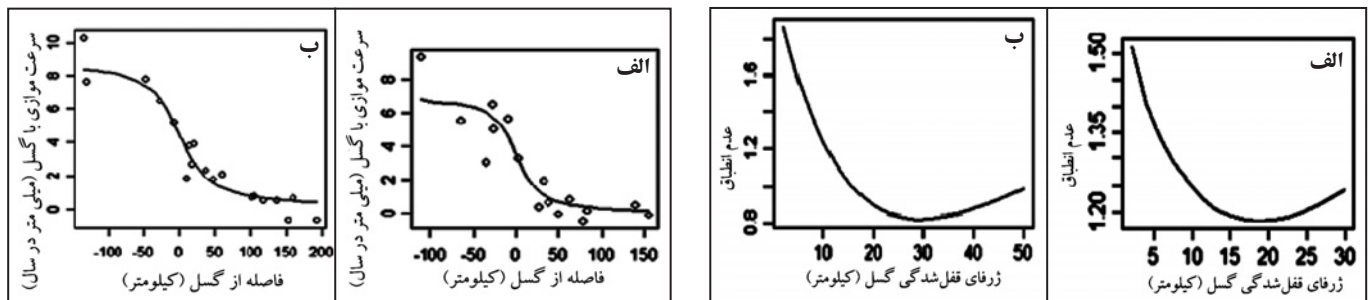
شکل ۲- الگوی نیم‌فضای کشسان
 Savage & Burford (1970) نزدیک یک
 گسل امتدادلغز قائم، که دگرشکلی بین‌لرزه‌ای
 به‌صورت لغزش زیر ژرفای قفل‌شدگی و
 به‌صورت خزش با سرعت v_p انجام می‌شود
 (Johnson & Segall, 2004).



شکل ۳- پوسته و گوشته بالایی در: الف) الگوی جفت‌شدگی کشسان گسل چسبناک که در آن گسیختگی هم‌لرزش سبب شکستن همه صفحه الاستیک می‌شود؛ ب) الگوی
 Savage & Prescott (1978) نزدیک گسل امتدادلغز که در آن حرکت تا ژرفای D به‌صورت دوره‌ای و زیر آن لغزش یکنواخت در یک لایه کشسان روی نیم‌فضای کشسان
 چسبناک با سرعت v_p انجام می‌شود؛ ج) جفت‌شدگی کشسان گسل چسبناک که گسل از ژرفای D تا H با آهنگی ثابت خزش پیدا می‌کند (Johnson & Segall, 2004).



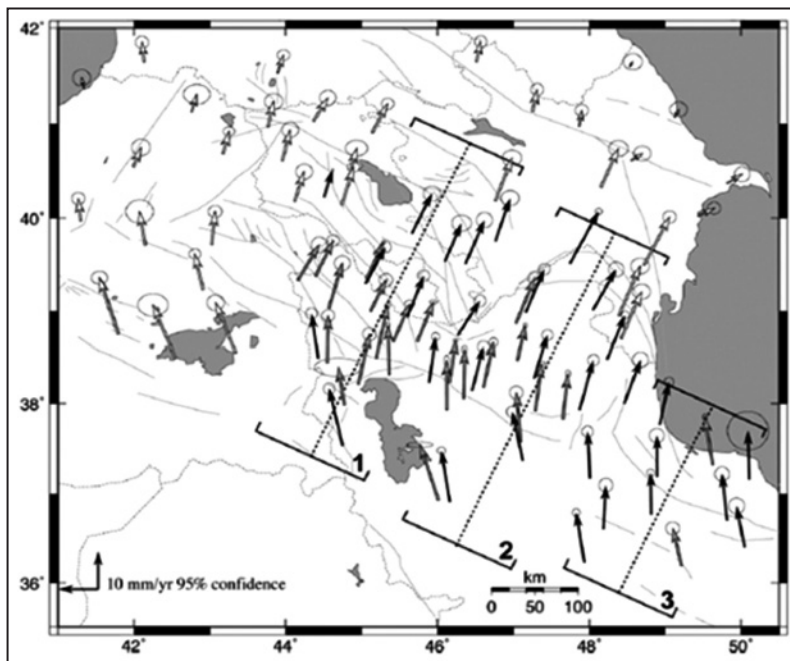
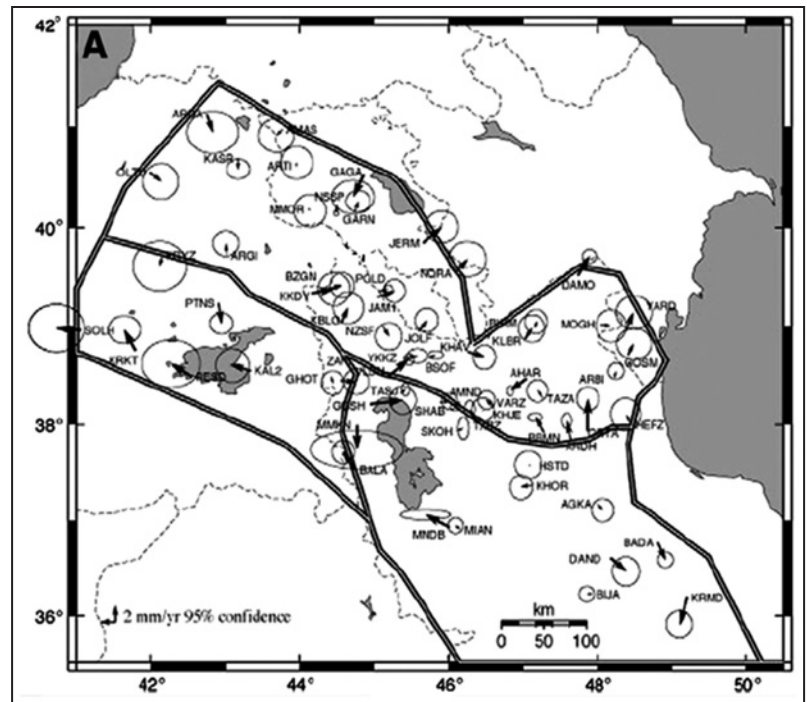
شکل ۴- نمودار منحنی میزان برای آهنگ لغزش موازی با گسل برحسب ژرفای قفل‌شدگی. الف) قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز؛ ب) قطعه
 جنوب خاوری گسل شمال تبریز.



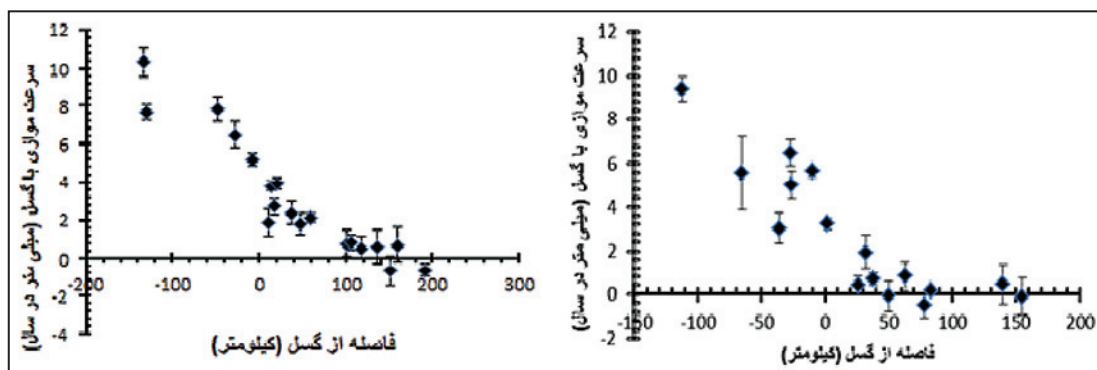
شکل ۶- نمودار تطابق سرعت‌های موازی با: الف) قطعه شمال باختری؛ ب) قطعه جنوب خاوری
 گسل شمال تبریز برحسب فاصله ایستگاه‌ها از قطعه در مقایسه با مقادیر پیش‌بینی شده از الگوی
 Savage & Burford (1970).

شکل ۵- عدم انطباق به عنوان تابعی از ژرفای قفل‌شدگی گسل برای تعیین بهترین ژرفای
 قفل‌شدگی. الف) قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز؛ ب) قطعه جنوب خاوری گسل شمال
 تبریز.

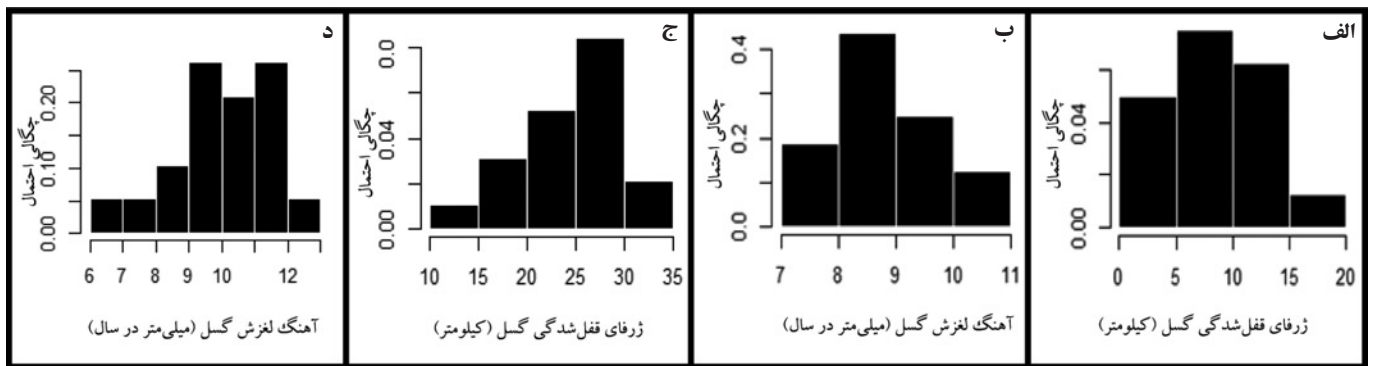
شکل ۷- ایستگاه‌های موقت و دائم GPS نصب شده پیرامون گسل شمال تبریز (برگرفته از (Djamour et al. (2011).



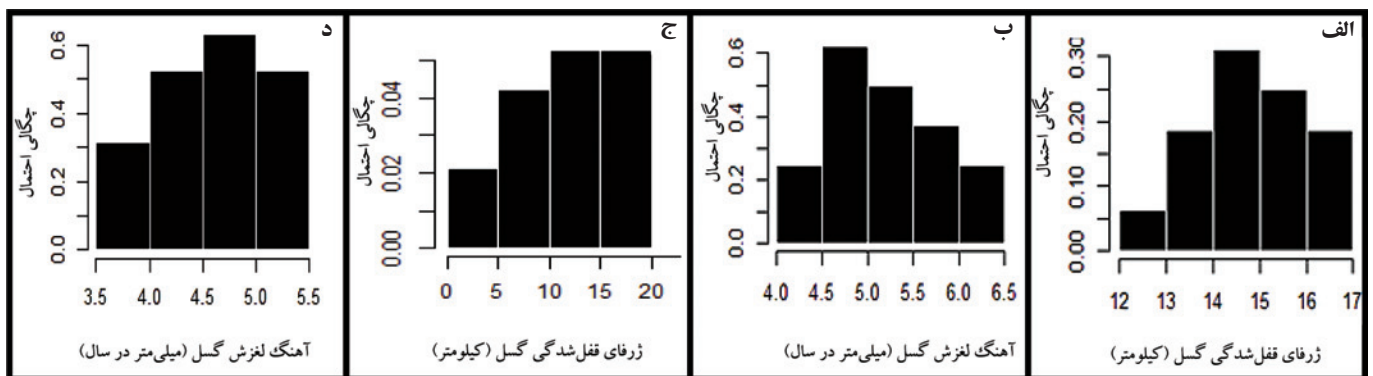
شکل ۸- بردارهای سرعت ایستگاه‌های موقت و دائم GPS نسبت به اوراسیا همراه با بیضی خطاهای ۹۵ درصد. بردارهای با رنگ سیاه مربوط به مجموعه ایستگاه‌های موقت و بردارهای خاکستری مربوط به ایستگاه‌های دائمی هستند (برگرفته از (Djamour et al. (2011).



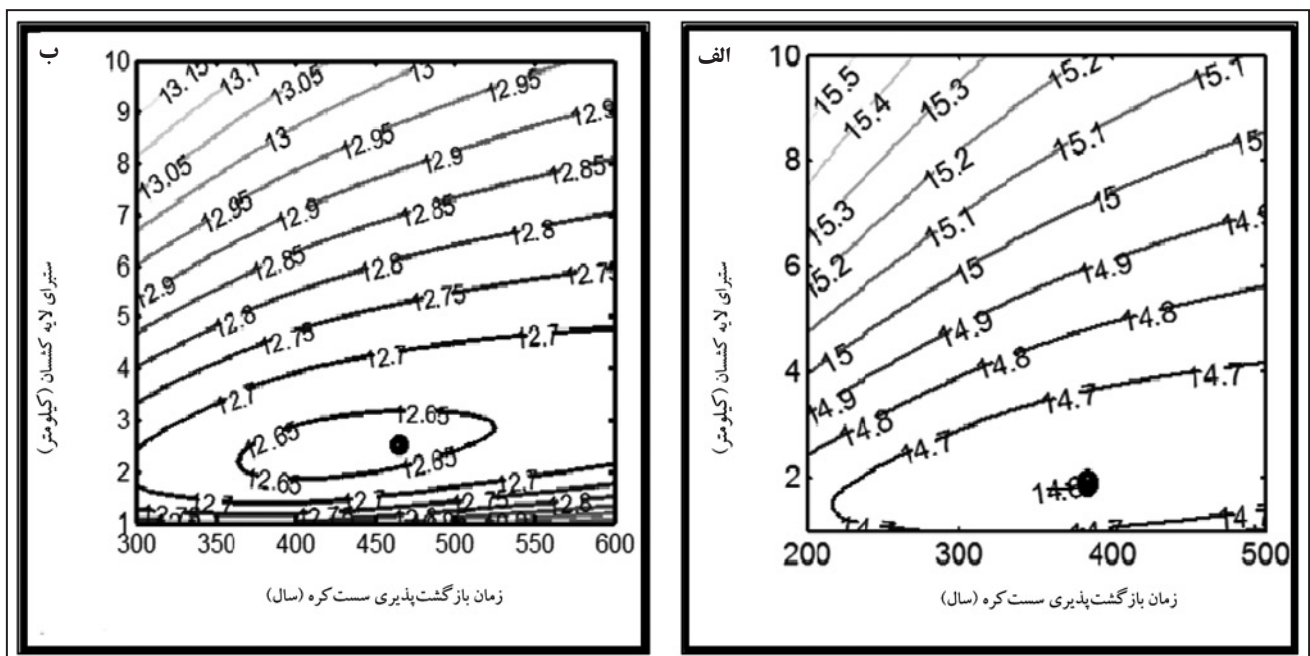
شکل ۹- نمودار سرعت‌های موازی با گسل برحسب فاصله عمودی ایستگاه‌ها از گسل در: الف) قطعه شمال باختری؛ ب) قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز. مقدار صفر روی محور افقی موقعیت گسل را نشان می‌دهد.



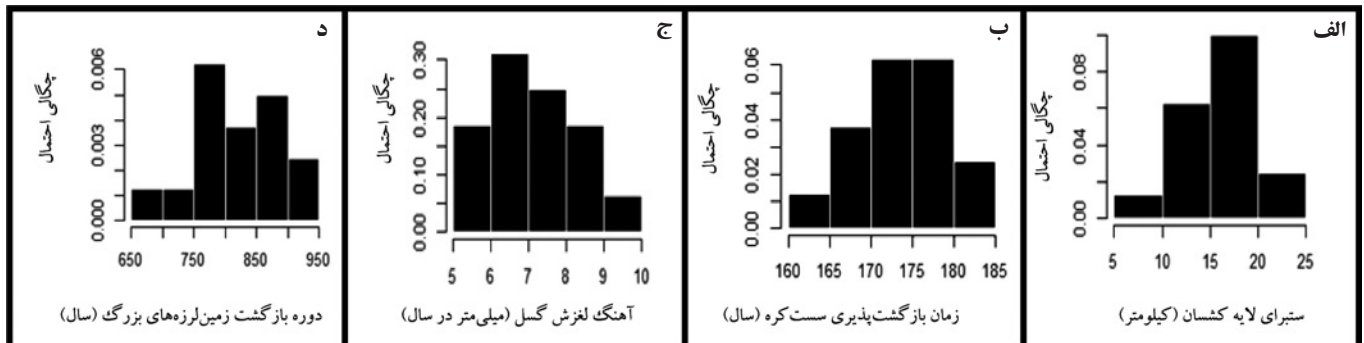
شکل ۱۰- توزیع آماری بوت‌استرپ. الف) ژرفای قفل‌شدگی و ب) آهنگ لغزش قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز؛ ج) ژرفای قفل‌شدگی و د) آهنگ لغزش قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز با توجه به داده‌های GPS.



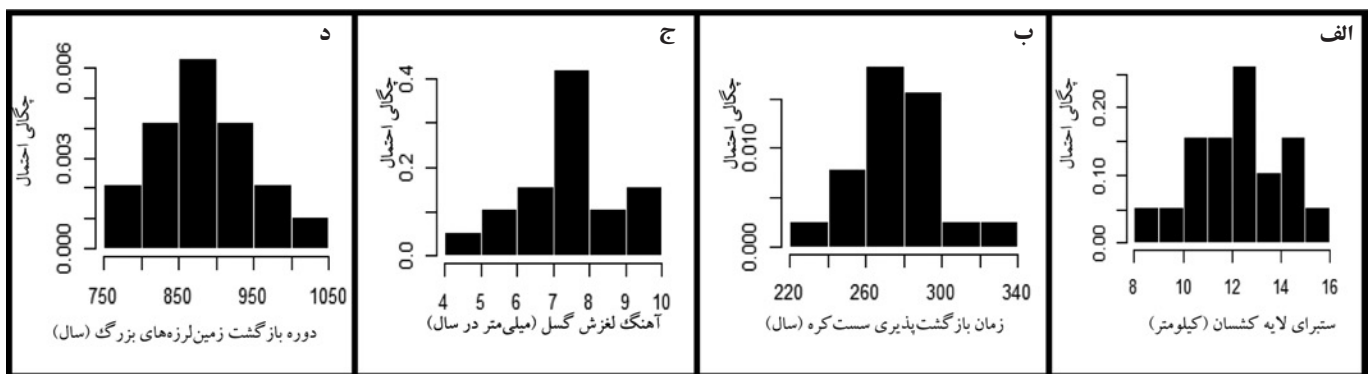
شکل ۱۱- توزیع آماری پسین بوت‌استرپ. الف) ژرفای قفل‌شدگی و ب) آهنگ لغزش قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز؛ ج) ژرفای قفل‌شدگی و د) آهنگ لغزش قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز با استفاده از داده‌های GPS و در نظر گرفتن توزیع پیشین یکنواخت روی آهنگ لغزش گسل.



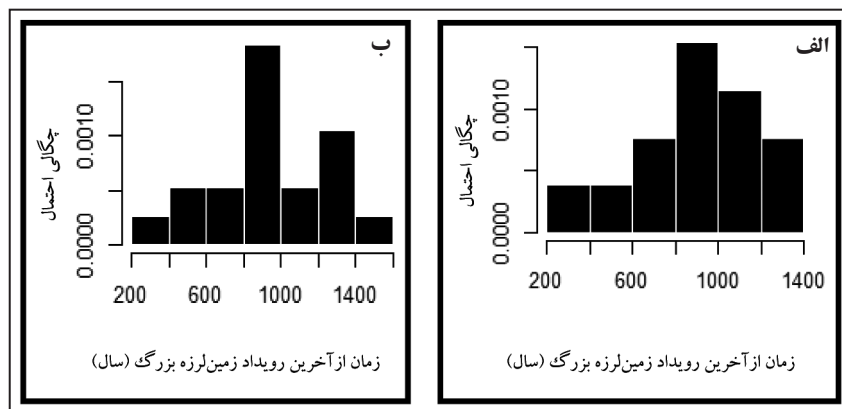
شکل ۱۲- نمودار زمان بازگشت‌پذیری سست‌کره برحسب ستبرای لایه کشسان در: الف) قطعه شمال باختری؛ ب) قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز.



شکل ۱۳- توزیع آماری بوت استرپ. الف) ستبرای لایه کشسان؛ ب) زمان بازگشت پذیری سست کره؛ ج) آهنگ لغزش گسل؛ د) دوره بازگشت زمین لرزه‌های بزرگ برای قطعه شمال باختری گسل شمال تبریز با توجه به تفسیر داده‌های ایستگاه‌های GPS.



شکل ۱۴- توزیع آماری بوت استرپ. الف) ستبرای لایه کشسان؛ ب) زمان بازگشت پذیری سست کره؛ ج) آهنگ لغزش گسل؛ د) دوره بازگشت زمین لرزه‌های بزرگ برای قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز با توجه به تفسیر داده‌های ایستگاه‌های GPS.



شکل ۱۵- توزیع آماری بوت استرپ زمان از آخرین زمین لرزه بزرگ رخ داده روی: الف) قطعه شمال باختری؛ ب) قطعه جنوب خاوری گسل شمال تبریز با توجه به تفسیر داده‌های ایستگاه‌های GPS.

References

- Ambrseys, N. N. & Melville, C. P., 1982- *A History of Persian Earthquakes* (Cambridge University Press, Cambridge), pp. 236.
- Allen, M., Jackson, J. & Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, Volume 23, doi:10.1029/2003TC001530.
- Berberian, M. & Yeats, R.S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian plateau, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 120-139.
- Copley, A. & Jackson, J., 2006- Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau. *Tectonics*, 25, TC6006
- Djamour, Y., Vernant, P. H., Nankali, H. & Tavakoli, F., 2011- NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 307, doi:10.1016/j.epsl.2011.04.029, Pages 27-34.
- Hessami, K. H., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M., Feghhi, K. H. & Solaymani, S. H., 2003- Paleo-earthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, *Annals of Geophysics*, Volume 46, doi:10.4401 /ag-3461.
- Jackson, J., 1992- Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus, *J. Geophys. Res.*, 97, 12471-12479.
- Jackson, J., Haines, J. & Holt, W., 1995- The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *Journal of Geophysical Research*, Volume 100, doi: 10.1029/95JB01294, Pages 15205-15219.
- Jackson, J. & McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Volume 77,doi:10.1111/j.1365-246X.1984.tb01931.x, Pages 185-264.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian. Basin. *Geophys. J. Int.* 148, 214-245.
- Johnson, K. M. & Segall, P., 2004- Viscoelastic earthquake cycle models with deep stress-driven creep along the San Andreas fault system, *Journal of geophysical research*, Volume 109,doi:10.1029/2004JB003096.
- Karakhian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, H., Jamali, F., Bayraktutan, M. S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V. & Adilkhanyan, A, 2004- Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran", *Tectono physics*, 380(3-4), pp. 189-219.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Ch'ery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. & Vernant, P., 2006- Extension in NW Iran driven by motion of the South Caspian Basin, *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 252,doi:10.1016/j.epsl.2006.09.038, Pages 180-188.
- McClusky, S., Bassalanian, C., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Hans-Gert, H. G., Karstens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Relinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksaz, M. N. & Veis, G., 2000- Global Positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *Journal of Geophysical*, Volume 105,doi:10.1029/1999JB900351, Pages 5695-5719.
- Moradi, A. S., Hatzfeld, D. & Tatar, M., 2011- Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran), *Tectonophysics*, 506, p. 22-30.
- Nur, A. & Mavko, G., 1974- Postseismic viscoelastic rebound, *Science*, 183, 204-206.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Laurence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., ArRajehi, A., Abdulaziz, K., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., & Karam, G., 2006- GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research*, Volume 111, doi:10.1029/2005JB004051.
- Savage, J. C. & Burford, R. O., 1970- Accumulation of tectonic strain in California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Volume 60, Pages 1877-1896.
- Savage, J. C. & Prescott, W. H., 1978- Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle, *Journal of Geophysical Research*, Volume 83,doi:10.1029/JB083iB07p03369, Pages 3369-3376.
- Segall, P., 2002- Integrating geologic and geodetic estimates of slip rate on the San Andreas fault system, *International geology review*, Volume 44,doi:10.2747/0020-6814.44.1.62,Pages 62-82.
- Solaymani Azad, S., 2009- Evaluation de l'aléa sismique pour les villes de Téhéran, Tabriz et Zandjan dans le NW de l'Iran, Approche morphotectnique et paléosismologique, PhD thèses de l'Université de Montpellier 2. 150 pp.
- Solaymani Azad, S., Philip, H., Dominguez, S., Hessami, K., Shahpasand zadeh, M., Forutan, M. R., Tabassi, H. & Lamothe M., 2015- Paleo-seismological and morphological evidences of slip variations along the North Tabriz Fault (NW Iran), *Tectonophysics*, Volumes 640-641, 20 January 2015, Pages 20-38.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chery, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, Volume 157,doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02222.x, Pages 381-398.
- Westaway, R., 1990- Seismicity and tectonic deformation rate in Soviet Armenia: implications for local earthquake hazard and evolution of adjacent regions, *Tectonics*, 9, 477-503.
- Westaway, R., 1994- Present-day kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 99, 12071-12090.915

Modeling the earthquake cycle of the North Tabriz fault by using GPS data

M. Talebian ¹, M. Shahpasand-Zadeh ^{2*}, Y. Djamour ³, M. R. Sepahvand ² & A. Arabpour ⁴

¹ M.Sc., Student, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

² Assistant Professor, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

³ Associate Professor, Geomatics College, National Cartographic Center (NCC), Tehran, Iran

⁴ Assistant Professor, Faculty of Mathematics & Computer, Shahid Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

Received: 2014 July 14

Accepted: 2015 November 01

Abstract

Determination of inter-seismic deformations such as fault slip-rate can usually be achieved by using geodetic observations, earthquake geology and paleo-seismology, as well as mechanical, empirical and numerical modeling. In these models, combination of the fault seismic parameters and the GPS data can help estimate the fault slip-rate, the elastic thickness of the lithosphere, the earthquakes recurrence time, the relaxation time of the asthenosphere, the elapsed time of earthquake and the locking depth of the fault. In this study, we utilize the geodetic data of the North Tabriz Fault (NTF) by using random Bootstrap sampling and conducting numerical modeling by code writing in the R and MATLAB softwares. In this concern, the fault slip-rate and elastic layer thickness are estimated to be $\sim 4-6.5 \pm 1$ mm/yr and $\sim 5-25$ km, respectively, for the NW segment of the NTF. Similarly, model results for the SE segment of the fault indicate a slip-rate of $\sim 3.5-5.5 \pm 1$ mm/yr and elastic layer thickness of $\sim 8-16$ km. For the NW segment of the NTF, the asthenosphere relaxation time, earthquake recurrence time and elapsed time are estimated to be $\sim 160-185$ years, $\sim 650-950$ years and $\sim 200-1400$ years, respectively. Model results for the SE segments of the NTF indicate an asthenosphere relaxation time of $\sim 220-340$ years, an earthquake recurrence time of $\sim 750-1050$ years and an elapsed time of $\sim 200-1500$ years, respectively. The results are well consistent with the other paleoseismological and geological results.

Keywords: Modeling earthquake cycle, Bootstrap, Bayesian method, GPS, North Tabriz Fault (NTF), NW Iran.

For Persian Version see pages 169 to 178

*Corresponding author: M. Shahpasand-Zadeh; E-mail: m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir