

## بررسی پتانسیل حرکتی گسل شمال تبریز

احد نوری مخوری<sup>۱</sup>، بهزاد زمانی<sup>۲</sup> و محسن مؤید<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۷/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۹/۰۲

### چکیده

گسل تبریز، از مهم‌ترین گسل‌های ایران است که در منطقه شمال باختر ایران و در آذربایجان مرکزی (ایران) قرار گرفته است. این گسل دارای پیشینه لرزه‌خیزی است و به لحاظ قرارگیری شهر تبریز با جمعیت حدود دو میلیون نفر در مجاورت آن یک عامل خطر لرزه‌ای مهم به‌شمار می‌آید. در این پژوهش با بررسی داده‌های لرزه‌ای دستگاهی، تحلیل تصاویر دورسنجی و داده‌های صحرائی در پهنه گسل تبریز، از حوالی شمال شهر میانه تا باختر شهر مرند، سه پاره عمده برای گسل شمال تبریز متمایز شده است. پتانسیل حرکتی گسل رابطه نزدیک با تنش زمین‌ساختی در محدوده آن گسل دارد و از این رو برای برآورد توان حرکتی گسل تبریز در پاره‌های مختلف آن، وضعیت تنش‌های زمین‌ساختی در هر پاره گسل به روش وارون مستقیم تحلیل شده است. بررسی نتایج به دست آمده در این پژوهش نشان می‌دهد که برای پاره میانی و جنوبی گسل تبریز مقدار FMP (Fault Movement Potential) حدود ۰/۷۳ تا ۰/۶۷ است بنابراین نشانگر پتانسیل بالای این گسل برای فعالیت دوباره و ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ و مخرب است که تاریخچه زمین‌لرزه‌های فشرده تاریخی این گسل نیز این مورد را تأیید می‌کند. از این رو نتایج این پژوهش احتمال حرکت برای گسل شمال تبریز را ۷۰ درصد برآورد می‌کند. ولی مقدار متغیر FMP در پاره شمالی (بخش باختر و محدوده شهر مرند) گسل تبریز ۰/۳۷ تا ۰/۳ و از این رو این بخش دارای توان لرزه‌خیزی پایین‌تری نسبت به پاره‌های میانی و جنوبی است که با تاریخچه لرزه‌خیزی محدودتر این بخش همخوانی دارد.

**کلیدواژه‌ها:** پتانسیل حرکتی گسل، گسل تبریز، تنش، پاره گسلی، دیرینه لرزه‌خیزی.

\*نویسنده مسئول: احد نوری مخوری

E-mail: ahad.nouri64@gmail.com

### ۱- پیش‌نوشتار

با وجود گستردگی کم آذربایجان در مقایسه با دیگر بخش‌های ایران، از لحاظ روندهای ساختاری پیچیدگی‌های ویژه‌ای در آن دیده می‌شود. مطالعات و اندازه‌گیری‌های ژئودزی (Masson et al., 2006)، تاریخچه لرزه‌خیزی منطقه (Berberian & Arshadi, 1976)، شواهد ساختاری آن و آثار ریخت‌شناختی گسل تبریز (نوری مخوری، ۱۳۹۲) نشانگر زمین‌ساخت فعال منطقه هستند. در محدوده مورد مطالعه (شکل ۱)، سازوکار گسل‌های درون فلات آذربایجان بیشتر از نوع راندگی است (Berberian, 1997؛ زمانی قره چمنی، ۱۳۹۲) و این در حالی است که در بخش‌های مرزی این فلات، سازوکار چیره گسل‌ها در منطقه امتدادلغزی است (زمانی قره چمنی، ۱۳۹۲) و این موضوع از اهمیت زیادی برخوردار است زیرا گسل‌های امتدادلغز یکی از عناصر مهم ساختاری در مرز صفحات هستند. این گسل‌ها توانایی تولید زمین‌لرزه‌های بزرگ را دارند (Kurushin et al., 1997) و نقش عمده‌ای در دگرشکلی پوسته قاره‌ای داشته و گاهی نیز در یک سامانه چرخشی حول یک محور قائم مشارکت دارند (Berberian et al., 2000; England & Molnar, 1990).

### ۳- دیرینه‌لرزه‌خیزی

خاستگاه بیشتر زمین‌لرزه‌ها جنبش گسل‌هاست و زمین‌لرزه‌ها یکی از پدیده‌های حاصل از تکوین زمین‌شناسی یک ناحیه به‌شمار می‌آیند. گسل تبریز از گسل‌های لرزه‌خیز مهم در شمال باختر ایران به‌شمار می‌آید که مطالعات لرزه‌شناسی و زمین‌لرزه‌های تاریخی تعیین محل شده به خوبی بر فعالیت گسل تبریز دلالت داشته و به آن مربوط می‌شوند (شکل ۲). این گسل از مهم‌ترین روندهای لرزه‌زا و نیز جنباترین روندهای کوتاه‌تری در ایران به‌شمار می‌آید که دارای پیشینه لرزه‌خیزی طولانی بوده است و بارها موجب ایجاد زمین‌لرزه‌های مخرب شده است (Ambraseys & Melville, 1982; Berberian & Arshadi, 1976).

### ۲- موقعیت زمین‌ساختی شمال باختر کشور

منطقه شمال باختر ایران در روی کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا، در ناحیه‌ای میان کوه‌های تالش، جنوب کوهزاد قفقاز، خاور آناتولی و شمال کوهزاد زاگرس قرار گرفته و شاخه‌های فرعی بسیاری از گسل‌های عمده و بزرگ از جمله گسل تبریز، گسل آناتولی شمالی، گسل خاور آناتولی، شاخه‌های گسل جوان اصلی (زاگرس) (Berberian, 1976) و گسل‌های البرز باختری در این ناحیه تأثیر گذار هستند (Berberian & Yeats, 1999). بنابراین کینماتیک این گسل‌ها نسبت به هم در آذربایجان و تأثیر متقابل پایانه‌های گسلی آنها این منطقه را تحت تأثیر خود خواهند داشت (Copley & Jackson, 2006) و از نگاه زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی آن را به منطقه‌ای ناآرام و پرتکاپو تبدیل کرده است.

روابط نباید به عواملی مانند فراوانی تجمعی گسل‌ها، سیمای هندسی گسل، موقعیت زمین‌ساختی منطقه و ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی هر منطقه کم توجهی کرد. در این پژوهش امکان حرکت این گسل در آینده به روش Lee et al. (1997) بر پایه ارتباط میان محور بیشینه تنش اصلی نوتنش‌های زمین‌ساختی در محدوده گسل و هندسه گسل و سپس برآورد متغیر FMP (Fault Movement Potential)، احتمال لرزه‌خیزی این گسل مورد ارزیابی قرار گرفته است.

#### ۵-۱. مدل نظری برای تجزیه و تحلیل پتانسیل حرکت گسل

پتانسیل حرکتی گسل، بر پایه رابطه میان ویژگی‌های هندسی گسل و رژیم تنش زمین‌ساختی یک منطقه ارزیابی می‌شود. سوگیری سطوح گسلی در سامانه گسلی مزدوج، به وسیله محورهای تنش تعیین می‌شود (Angelier, 1979) زیرا عامل تشکیل گسل‌ها و حرکت در امتداد آنها، حرکات زمین‌ساختی است که متأثر از سوگیری تنش‌هاست. پتانسیل حرکتی گسل رابطه نزدیک با تنش زمین‌ساختی ( $\sigma$ )، هندسه صفحه گسل (G) و ویژگی‌های فیزیکی محیط درونی دو بلوک گسل (P) دارد.

پتانسیل حرکتی گسل یا FMP با متغیرهای زیر بیان می‌شود:

$$FMP = f(\sigma, G, P) \quad (1)$$

اگر چه محیط زمین‌شناسی به‌طور کلی غیرهمگن و بسیار پیچیده است، ولی مطالعات آماری می‌تواند به‌صورت همگن و مشابه در نظر گرفته شود. با این فرض و به‌منظور سادگی محاسبات، محیط زمین‌شناسی پیرامون گسل مانند یک محیط همگن، مشابه و الاستیک (کشسان) در نظر گرفته می‌شود. بنابراین FMP به‌صورت زیر قابل بیان است (Lee et al., 1997):

$$FMP = f(\sigma, G) \quad (2)$$

تغییر در زاویه شیب گسل، منجر به تغییرات قابل توجه در فاصله زمان بازگشت میان رویدادهای لرزه‌ای جداگانه و مقدار انرژی لرزه‌ای می‌شود؛ در برخی از زوایای شیب، فعالیت لرزه‌ای گسل از بین می‌رود یا بسیار اندک می‌شود (Lokajicek et al., 1988). این در حالی است که اگر زاویه میان بیشینه تنش فشارشی اصلی و امتداد گسل میان  $20^\circ$  و  $70^\circ$  درجه باشد، گسل‌ها توانایی بالایی برای لغزش پیدا می‌کنند (Lokajicek et al., 1988) به نقل از Lee et al., 1997).

#### ۵-۲. مدل نظری

از دیدی مکانیکی مهم‌ترین عامل‌هایی که حرکت گسل از پیش موجود را تحت تأثیر قرار می‌دهند (با فرض این که تنش فشارشی مثبت است) عبارتند از:

(۱) اختلاف میان بیشینه تنش اصلی ( $\sigma_1$ ) و کمینه تنش اصلی ( $\sigma_3$ ): ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) که قطر دایره مور را مشخص می‌کند.

(۲) مجموع بیشینه تنش اصلی ( $\sigma_1$ ) و کمینه تنش اصلی ( $\sigma_3$ ): ( $\sigma_1 + \sigma_3$ ) که موقعیت دایره مور را مشخص می‌کند.

زاویه میان خط عمود وارد بر صفحه گسل و  $\sigma_1$  به‌صورت  $\theta$  تعریف می‌شود. اگر جهت عمود وارد بر صفحه گسل ( $\gamma_1$ ) و زاویه شیب آن ( $\beta_1$ ) و جهت گیری ( $\gamma_2$ ) بیشینه تنش اصلی و زاویه میل آن ( $\beta_2$ ) باشد، می‌توان  $\theta$  را از رابطه زیر حساب کرد.

$$\cos \theta = \cos \beta_1 \cos \beta_2 \cos(\gamma_1 - \gamma_2) + \sin \beta_1 \sin \beta_2 \quad (3)$$

اگر  $30^\circ < \theta < 90^\circ$  باشد، گسل می‌تواند بلغزد و اگر که  $\theta = 60^\circ$  باشد، لغزش گسل راحت‌تر صورت می‌گیرد. اگر  $\theta \leq 30^\circ$  یا  $\theta \geq 90^\circ$  باشد، گسل نمی‌تواند بلغزد (Lee et al., 1997).

برای بیان رابطه میان پتانسیل حرکتی گسل و زاویه  $\theta$ ، پتانسیل حرکتی گسل، به عنوان یک عامل مرتبط با فاکتور یاد شده به‌صورت زیر بیان می‌شود (Lee et al., 1997):

$$FMP = \begin{cases} 0^\circ, & \theta \in [0^\circ, 30^\circ] \\ \frac{\theta - 30^\circ}{30^\circ}, & \theta \in (30^\circ, 60^\circ] \\ 1 - \frac{\theta - 60^\circ}{30^\circ}, & \theta \in (60^\circ, 90^\circ] \end{cases} \quad (4)$$

Hessami et al., 2003) که می‌توان از زمین‌لرزه‌های بزرگ آن، زمین‌لرزه‌های زیر را نام برد: (۱۲۷۳ (۶/۵)، ۱۰۴۲ (۷/۳)، ۱۶۴۱ (۶/۸)، ۱۷۸۰ (۷/۴) و ۱۷۲۱ (۷/۳). اگرچه، این گسل بیش از دو قرن از دید لرزه‌ای (زمین‌لرزه‌های بزرگ) غیر فعال بوده ولی دارای پیشینه لرزه‌خیزی کهن و طولانی است و زمین‌لرزه‌هایی با دوره بازگشت بیش از این مقدار (دو قرن) نیز دارد و با توجه به دوره بازگشت آن مستعدترین گسل برای فعالیت در آینده نزدیک و ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ نیز به‌شمار می‌آید.

زمین‌لرزه‌های تاریخی این گسل که سبب گسیختگی‌های سطحی قابل توجهی در منطقه مورد مطالعه شده است که گاه به‌طور فشرده در زمان بسیار کوتاهی رخ داده‌اند. زمین‌لرزه ۱۷۲۱ شبیلی (۷/۳ - M)، با شکستگی سطحی بیش از ۳۵ کیلومتر (گزارش از Brydges, 1834 به نقل از Berberian & Yeats, 1999) و زمین‌لرزه ۱۷۸۰ تبریز (۷/۴ - M) با شکستگی سطحی بیش از ۴۲ کیلومتر و ۲ تا ۴ متر جدایش عمودی (گزارش از Al - Omari, 1795; Drouville, 1825 به نقل از Berberian & Yeats, 1999) در تاریخ نقل شده‌اند.

#### ۴-پاره‌های گسل تبریز

پاره‌بندی گسل‌ها امکان بررسی پتانسیل لرزه‌خیزی هر بخش از گسل را به‌طور جداگانه فراهم می‌سازد. به این ترتیب امکان بررسی ویژگی‌های ساختاری و لرزه‌ای هر پاره به‌طور جداگانه امکان‌پذیر می‌شود. با بررسی داده‌های لرزه‌ای، شواهد ساختاری صحرایی و تصاویر دورسنجی برگرفته از سنجنده SPOT-5 برای محدوده گسل تبریز، از حوالی شمال شهر میانه تا باختر شهر مرند، می‌توان سه پاره عمده برای گسل تبریز متمایز کرد (نوری مخوری، ۱۳۹۲). پاره جنوبی که به نام پاره بستان‌آباد معرفی می‌شود از حدود محدوده جغرافیایی  $37^\circ 7'$  تا  $47^\circ 5'$  و  $37^\circ 96'$  و  $46^\circ 7'$  (حوالی بستان‌آباد) قابل تعریف است که محدوده گسل وارون جنوب بزقوش با شیب به سوی شمال با امتداد خاوری-باختری را شامل می‌شود. ادامه این گسل (پاره جنوبی) به طرف باختر با تغییر در سازوکار (وارون) و امتداد (خاوری-باختری) به گسل راست‌الغز راست‌گرد شمال تبریز با شیب به سوی شمال خاور و امتداد شمال باختر-جنوب خاور که به نام پاره تبریز معرفی می‌شود متصل می‌شود که از حوالی شهر بستان‌آباد تا محدوده جغرافیایی  $38^\circ 3'$  و  $46^\circ$  قابل تعریف است (شکل ۱) و از این محدوده به سوی باختر مرند، گسل شمال تبریز با تغییر در سوی شیب گسل به گسل راست‌الغز راست‌گرد شمال میشو با شیب به سوی جنوب-جنوب باختر ادامه می‌یابد که به‌عنوان پاره مرند (پاره شمالی) معرفی می‌شود (شکل ۳). همچنین پس از رسم موقعیت رومرکز زمین‌لرزه‌های دستگاهی (زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت شده از تاریخ ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱ در ایستگاه‌های محلی مرکز لرزه‌نگاری کشور) روی نقشه، سه چشمه لرزه‌زای پهنه‌ای مشخص شده است که هر کدام با یکی از پاره‌های عمده گسل تبریز مرتبط است (شکل ۴) (نوری مخوری، ۱۳۹۲).

#### ۵- پتانسیل حرکت گسل (FMP)

برای ارزیابی میزان فعالیت یک گسل از نظر لرزه‌خیزی معیارهای متفاوتی ارائه شده است. در بررسی‌های تجربی انجام شده، برآوردهای گوناگونی برای انتخاب درازای بخشی از گسل که جنبش دوباره می‌یابد برای هر پهنه لرزه‌زمین‌ساختی وجود دارد. مشکلات موجود در این برآوردها، نبود داده‌های کافی موجود برای ایالت‌های مختلف لرزه‌زمین‌ساختی ایران است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱). معادله‌های تجربی گوناگونی نیز برای ارتباط میان گسلش زمین‌لرزه‌ای و درازای گسل وجود دارد. یکی از ایرادهای این معادله‌های تجربی، توجه نکردن به سازوکار گسل‌های بررسی شده است. بنابراین رابطه ایجاد شده میانگینی برای یک منطقه گسترده است که این سبب بروز خطا در محاسبات توان لرزه‌زایی گسل می‌شود. این نکته‌ها در برخی از معادلات به کار گرفته شده‌اند (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱). همچنین در این

## ۶- برآورد سوگیری تنش‌های اصلی

حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه یکی از روش‌هایی است که برای مطالعه نزدیک‌ترین موقعیت محورهای اصلی تنش به موقعیت تنش‌های زمین‌ساختی معاصر استفاده می‌شود. بنابراین برای پیشینه تنش اصلی فشارشی از حل سازوکار کانونی یک زمین‌لرزه بزرگ، نشانگر ویژگی‌های زمین‌ساختی منطقه‌ای است (Lanzhou Institute of Seismology, State Seismological Bureau of China.)

1992 به نقل از (Lee et al., 1997). برخی از سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌های بزرگ ویژگی‌های تنش و شرایط ساختاری ژرف بسیار پیچیده را نشان می‌دهند. حل سازوکار کانونی یک زمین‌لرزه منفرد کوچک، ویژگی‌های اتفاقی (random) دارد. خوشبختانه حل سازوکار کانونی بسیاری از زمین‌لرزه‌های کوچک ممکن است یک موقعیت برای تنش‌های زمین‌ساختی منطقه را نشان دهند. بنابراین بهتر است در تحلیل‌ها، به منظور پیکربندی کلی موقعیت تنش‌های زمین‌ساختی، هم حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های بزرگ و هم میانگین حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های کوچک به کار برده شود (Lee et al., 1997).

زمانی که نسبت به گستردگی منطقه مورد مطالعه به حد کافی سازوکار کانونی زمین‌لرزه وجود نداشته باشد، خش‌لغزها تنها کلید بازسازی محورهای اصلی تنش‌های زمین‌ساختی در درون چهارچوب معین از سطوح گسلی هستند (Angelier, 1979). می‌توان با استفاده از آنچه که در تعیین سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها (focal mechanism) به صورت دو وجهی و با جدایش پلاریته امواج برشی یا طولی متداول است، محدوده تنش‌های اصلی منطقه را با رسم خش‌لغز و دو صفحه کمکی (Auxiliary plane) یکی موازی گسل و دیگری عمود بر آن تعیین و تنش‌های دیرین منطقه را تحلیل کرد (Pfiffner & Burkhard, 1987).

## ۶-۱. برآورد تنش برای گسل شمال تبریز (پاره میانی) با داده‌های لرزه‌ای

روش‌های متفاوتی برای جدایش و تحلیل تنسور تنش وجود دارد (مانند; Angelier, 2002; Yamaji, 2000; Reches, 1987; Fry, 1999; Nemcok & Lisle, 1995; Lisle, 1988; Delvaux & Sperner, 2003). ولی به واسطه فرضیه‌هایی که این روش‌ها روی آنها بنا شده‌اند، در به‌کارگیری این روش‌ها و ارزیابی نتایج حاصل محدودیت‌های خاصی وجود دارد (Nieto-Samaniego & Alaniz-Alvarez, 1997). افزون بر این تنها برخی از روش‌های وارون‌سازی را می‌توان هم در مورد داده‌های صحرایی خط‌خش گسل‌ها و هم در مورد داده‌های سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها به کار برد. برای تعیین رژیم تنش‌های زمین‌ساختی، روش دووجهی مستقیم، یک روش گرافیکی است که برای تعیین میزان احتمال سوگیری محورهای تنش استفاده می‌شود و مستقل از انتخاب صفحه گرهی است (Angelier & Mechler, 1977). به منظور تعیین سامانه تنش در امتداد گسل شمال تبریز، تحلیل وارون تنش به روش Angelier (2002) روی سازوکار سطحی زمین‌لرزه‌ها در امتداد این گسل (سیاهکالی مرادی و همکاران، ۱۳۸۷؛ جدول ۱) اعمال شد. در جدول ۲ و شکل ۵، مهم‌ترین متغیرهای حاصل از این تحلیل آورده شده است.

## ۶-۲. برآورد تنش برای پاره‌های گسل تبریز با داده‌های صحرایی

با توجه به این که داده‌های لرزه‌ای و سازوکار کانونی برای برآورد سوگیری تنش‌ها در پاره‌های شمالی و جنوبی گسل تبریز موجود نبود، با انجام بررسی‌های صحرایی و اندازه‌گیری صفحات گسلی و خش‌لغزهای مربوط در بخش‌های مختلف پاره شمالی و جنوبی گسل تبریز، اطلاعات لازم برای تحلیل تنش در آنها فراهم و تحلیل تنش‌ها انجام شد. نتایج این تحلیل در جدول ۳ و شکل‌های ۶، ۷ و ۸ و نمونه‌ای از تصاویر صحرایی اندازه‌گیری شده گسل - خش‌لغز برای هر پاره در شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۱ نمایش داده شده است.

تحلیل داده‌های صحرایی هر ایستگاه در پاره میانی گسل، نشانگر انیزوتروپی تنش

در این پاره از گسل است. بنابراین پس از جداسازی داده‌های ایستگاه‌های با رژیم تنش مشابه و اعمال دوباره روش وارون روی آنها دو رژیم تنش تحلیل شد. یک رژیم تنش امتدادلغزی که با حرکات امتدادلغزی این گسل همخوان است و دیگری رژیم تنش فشارشی که با مؤلفه فشاری این گسل همخوان است (جدول‌های ۴ و ۵ و شکل‌های ۱۲ و ۱۳).

## ۷- تحلیل متغیر FMP برای گسل تبریز

با برآورد سوگیری تنش‌های زمین‌ساختی برای بخش‌های مختلف گسل تبریز، امکان تحلیل متغیر "توان حرکتی گسل" امکان‌پذیر شده است. برای این منظور با محاسبه زاویه  $\theta$  و موقعیت فضایی عمود وارد بر صفحه گسل در پاره‌های مختلف گسل تبریز، متغیر FMP محاسبه شده است. نتایج این محاسبات در جدول ۶ با سوی تنش محاسبه شده از داده‌های لرزه‌ای و در جدول‌های ۷ و ۸ با سوی تنش تحلیل شده از داده‌های صحرایی لغزش گسل‌ها نشان داده شده است.

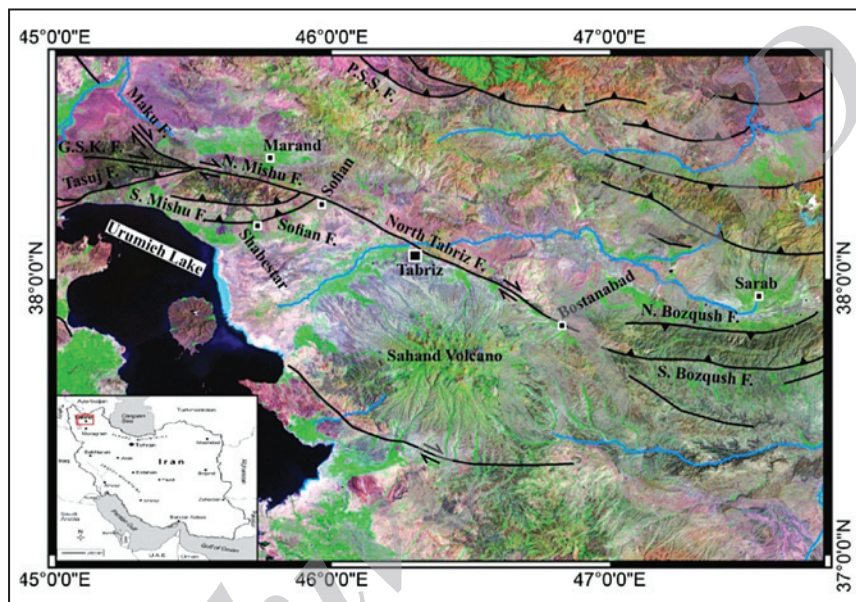
## ۸- بحث و نتیجه‌گیری

بررسی نتایج به‌دست آمده در این پژوهش نشان می‌دهد که تحت تأثیر سامانه تنش محاسبه شده برای پاره میانی گسل تبریز (از روی داده‌های لرزه‌ای) در این پاره عمود وارد بر صفحه گسل و بیشینه تنش اصلی ( $\sigma_1$ ) زاویه تقریباً متوسطی می‌سازند. نتایج تحلیل FMP برای این پاره از گسل (که ۰/۷ به‌دست آمده) در محدوده مورد مطالعه نشانگر پتانسیل بالای این گسل برای ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ و مخرب است که با زمین‌لرزه‌های فشرده تاریخی این گسل همخوان است. این در حالی است که نتایج تحلیل FMP برای پاره میانی گسل تبریز با داده‌های حاصل از بررسی‌های صحرایی (که ۰/۰۷ تا ۰/۲۳ به‌دست آمده است) نشانگر پتانسیل پایین حرکتی این گسل است که با نتایج حاصل از تحلیل لرزه‌ای در تضاد است. این مسئله تنها در پاره میانی و با داده‌های صحرایی نمود یافته است و با رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی بزرگ در این منطقه همخوانی ندارد. از سوی دیگر با توجه به تضاد به وجود آمده با جداسازی سامانه‌های تنش در ۶ ایستگاه اندازه‌گیری شده به دو دسته و انجام تحلیل دوباره برای ایستگاه‌های با تنسور تنش فشارشی به‌عنوان یک سامانه تنش و برای ایستگاه‌های با تنسور تنش امتدادلغز به‌عنوان یک سامانه تنش دیگر دوباره نتیجه حاصل مقادیر کم برای FMP بود. این موضوع یا به دلیل این است که گسل‌هایی که در رخنمون دیده می‌شوند، تقریباً گستره‌ای (مجموعه) از تنش‌ها را نشان می‌دهند که در گذر زمان در اثر عواملی مانند چرخش تحول یافته‌اند و احتمالاً نشان‌دهنده دگرریختی‌های بسیاری هستند و خش‌لغزهای اندازه‌گیری شده (چون به دلیل هزینه‌های زیاد سن‌سنجی نشده‌اند و امکان سن‌سنجی نسبی نیز با توجه به شرایط زمین‌شناسی منطقه وجود نداشت) نمایانگر جابه‌جایی‌های جوان گسل تبریز نیستند و یا احتمالاً حرکات لرزه‌زای گسل تبریز در ژرفا متمرکز است و زمین‌لرزه‌های بزرگ تاریخی با حرکات پی‌سنگی گسل تبریز ارتباط می‌یابد که در سطح زمین نمود ندارد ولی با داده‌های لرزه‌ای امکان پیدایش آنها به وجود آمده است که FMP بالای به‌دست آمده از تحلیل داده‌های لرزه‌ای پاره میانی می‌تواند تأیید کننده این موضوع باشد. همچنین در پاره جنوبی نیز، مقدار زاویه میان عمود وارد بر صفحه گسل و بیشینه تنش اصلی ( $\sigma_1$ ) و مقدار FMP (۰/۳۳ تا ۰/۶۷) نشانگر توان به نسبت بالای این گسل برای حرکت است. نتایج تحلیل FMP در این پژوهش (۰/۳۷ تا ۰/۴۳) نشان می‌دهد که این گسل در بخش باختری منطقه مورد مطالعه (پاره شمالی) توان لرزه‌خیزی پایین‌تری نسبت به پاره‌های میانی و جنوبی دارد.

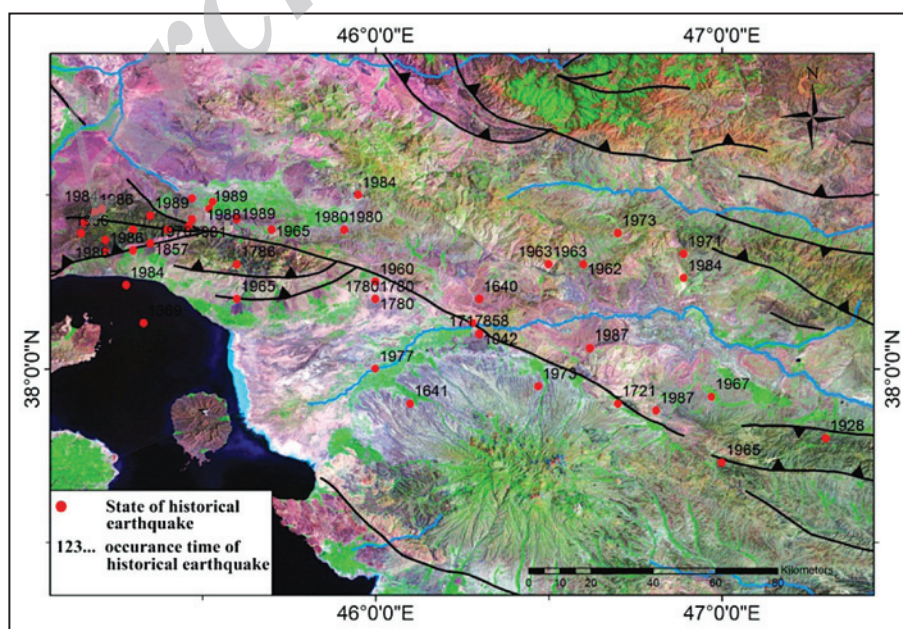
نتایج کار Hessami et al. (2003) با بررسی دیرینه‌لرزه‌خیزی گسل تبریز دوره بازگشت میانگین  $176 \pm 821$  سال برای زمین‌لرزه‌های بزرگ بخش باختری گسل شمال تبریز و عدم پتانسیل این گسل در این محدوده برای ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ

از آنجا که گسل‌هایی که ضمن حرکات خود موجب ایجاد خش می‌شوند، همه مراحل دگرریختی را در طول دگرریختی پیشرونده ثبت می‌کنند، مناسب‌ترین عوارض برای برداشت و تحلیل تنش دیرین هستند؛ در حالی که تعیین میدان تنش امروزی بر پایه داده‌های لرزه‌زمین ساخت است (Delvaux & Barth, 2010). بنابراین کاربرد آنها در مورد سازوکار کنونی زمین لرزه‌ها به نتایج بهتری می‌انجامد. از این رو بر پایه ارتباط میان میدان تنش و متغیر FMP، مقایسه مقادیر محاسبه شده این متغیر تحت سامانه تنش محاسبه شده از داده‌های لرزه‌ای و برداشت‌های صحرایی می‌تواند به عنوان متغیری در جدایش تنش دیرین (Paleostress) از تنش امروزی (Neostress) استفاده شود.

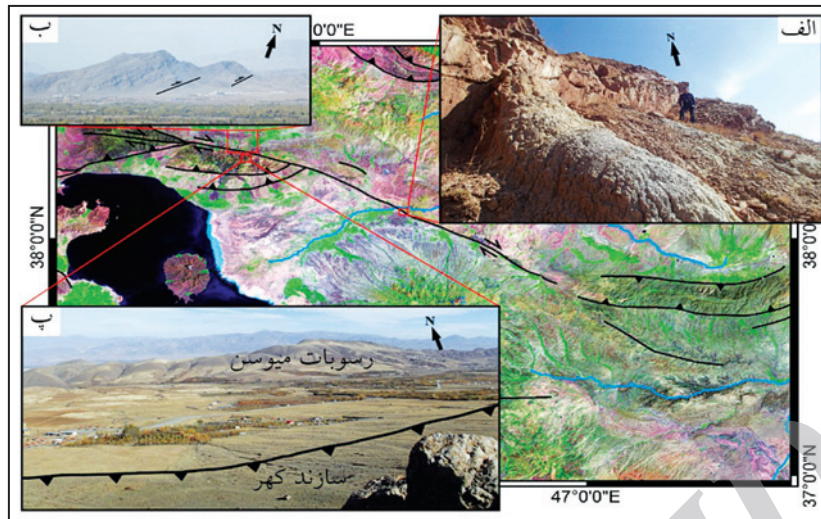
را نشان داده است. ولی به باور Masson et al. (2006) دوره بازگشت زمین لرزه‌های گسل تبریز ۲۵۰ تا ۳۰۰ سال از داده‌های لرزه‌ای تاریخی گسل تبریز است که با میزان جابه‌جایی در امتداد این گسل بر پایه اندازه‌گیری‌های GPS منطبق است. در مقایسه نتایج دو پژوهشگر یادشده نتایج تحلیل متغیر FMP محاسبه شده در این پژوهش برای گسل شمال تبریز که احتمال حرکت آن را ۷۰ درصد برآورد می‌کند از یک سو و از سوی دیگر سکوت لرزه‌ای چند قرن اخیر، نبود شواهد صحرایی خزش بزرگ در طول گسل (به باور Berberian & Arshadi, 1976) و طول زیاد پاره‌های گسل نشان‌دهنده آن است که این گسل از نظر لرزه‌ای و زمین‌ساختی بسیار فعال است و رخداد زمین لرزه‌ای بزرگ در آینده نزدیک محتمل است.



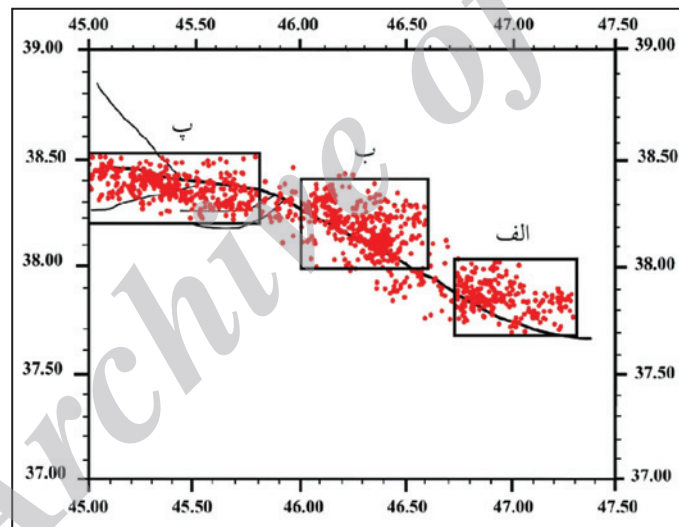
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در شمال باختر ایران و خطواره‌های منطقه.



شکل ۲- نقشه رومرکز زمین لرزه‌های تاریخی گسل تبریز (موقعیت رومرکز زمین لرزه‌ها برگرفته از معین‌فر و همکاران، ۱۳۷۰ و سایت‌های NEIS, ISC, MOS, USGS).

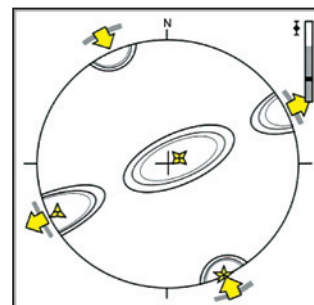


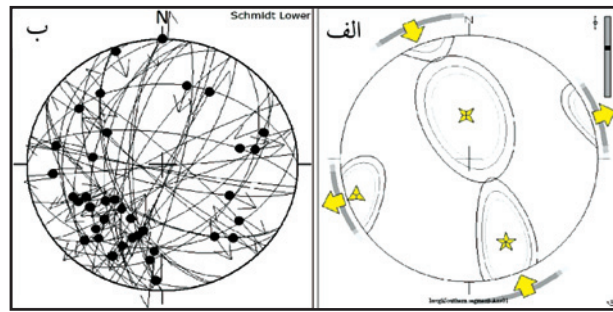
شکل ۳- نمونه‌ای از تصاویر صحرایی از تغییر سوی شیب از شمال- شمال خاور در گسل شمال تبریز به جنوب- جنوب باختر در گسل شمال میشو. الف) تصویر صحرایی از گسل شمال تبریز با شیب به سمت شمال- شمال خاور؛ ب و پ) تصاویر صحرایی از گسل شمال میشو با شیب به سوی جنوب- جنوب باختر.



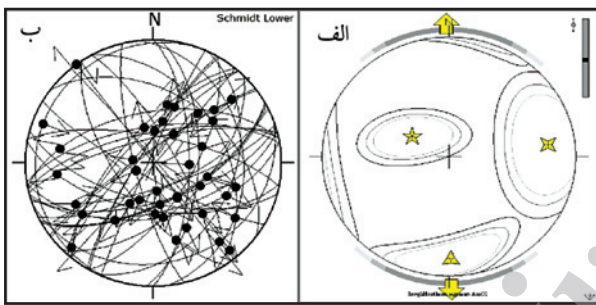
شکل ۴- چشمه‌های لرزه‌زای پهنه‌ای مشخص شده در امتداد گسل تبریز در محدوده مورد مطالعه بر پایه موقعیت رومرکز زمین لرزه‌های دستگاهی (زمین لرزه‌های دستگاهی ثبت شده از تاریخ ۱۹۹۶ تا ۲۰۱۱ در ایستگاه‌های محلی مرکز لرزه‌نگاری کشور) که با حروف الف، ب و پ مشخص شده‌اند.

شکل ۵- تصویر تحلیل استریوگرافیک سیستم تنش برای گسل شمال تبریز بر پایه داده‌های لرزه‌ای. پیکان‌ها نشانگر روند تنش‌ها هستند. مثلث ۵ پر، موقعیت تنش بیشینه، مثلث ۴ پر، موقعیت تنش متوسط و مثلث ۳ پر، موقعیت تنش کمینه را نشان می‌دهند. بیضی‌ها نشانگر ۶۰، ۷۰ و ۹۰ درصد اطمینان برای موقعیت محورهای تنش هستند.

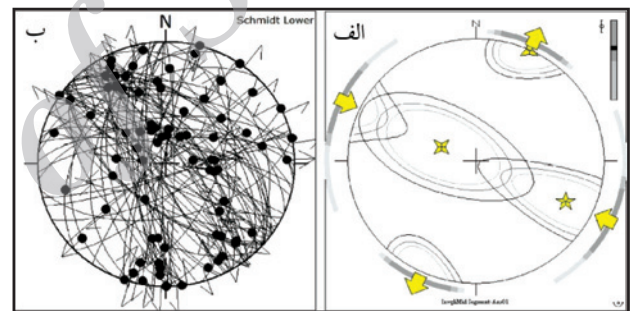




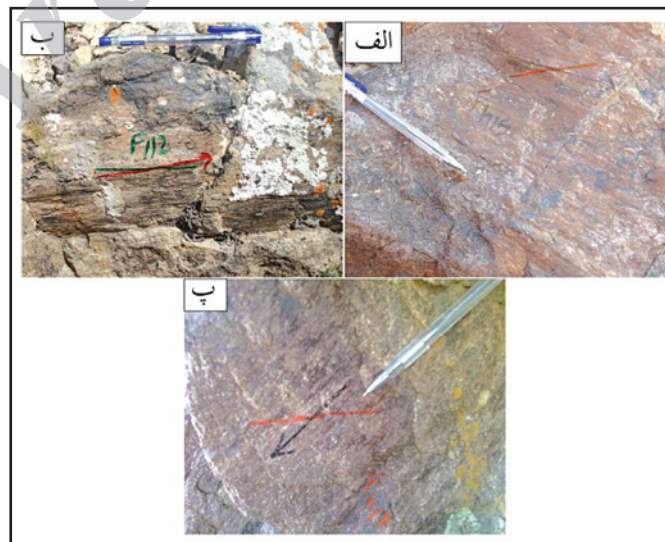
شکل ۶- نتایج تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی درپاره جنوبی. الف) نتیجه تحلیل استریوگرافیکی تحلیل تنسور تنش. پیکان‌ها نشانگر روند تنش‌ها هستند. مثلث ۵ پر، موقعیت تنش بیشینه، مثلث ۴ پر، موقعیت تنش متوسط و مثلث ۳ پر، موقعیت تنش کمینه را نشان می‌دهند. بیضی‌ها نشانگر ۶۰، ۷۰ و ۹۰ درصد اطمینان برای موقعیت محورهای تنش هستند؛ ب) صفحات گسلی به همراه خطوط خش لغزش و سوی لغزش روی شبکه اشیمیت.



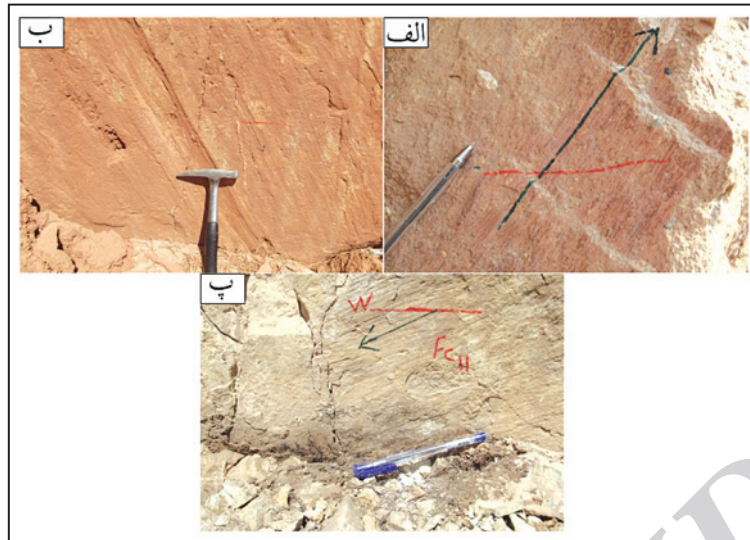
شکل ۸- نتایج تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی درپاره شمالی. توضیحات این شکل با شکل ۶ یکسان است.



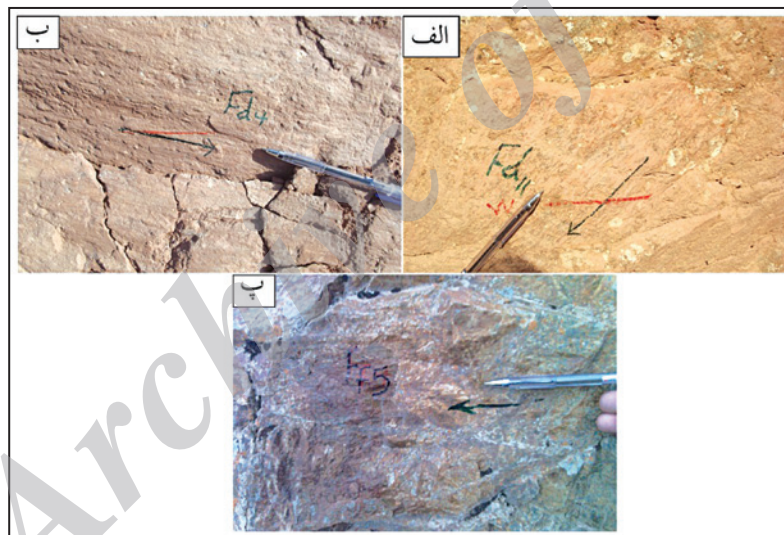
شکل ۷- نتایج تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی درپاره میانی. توضیحات این شکل با شکل ۶ یکسان است.



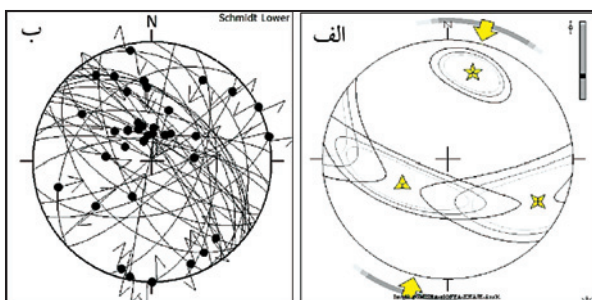
شکل ۹- نمونه‌ای از تصاویر صحرایی اندازه‌گیری شده گسل - خش در پاره جنوبی. موقعیت صفحه و خش در هر یک از صفحات الف، ب و پ به ترتیب عبارتند از: الف) 26/219, 75/301؛ ب) 41/077, 69/007؛ پ) 09/058, 79/330



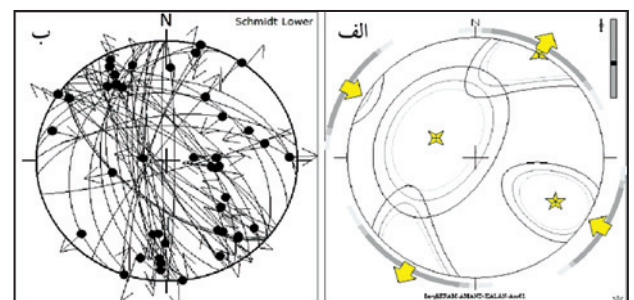
شکل ۱۰- نمونه‌ای از تصاویر صحرایی اندازه‌گیری شده گسل - خش در پاره میانی. موقعیت صفحه و خش در هر یک از صفحات الف، ب و پ به ترتیب عبارتند از: الف) 59/35, 43/049؛ ب) 68/045, 57/098؛ پ) 57/012, 30/304.



شکل ۱۱- نمونه‌ای از تصاویر صحرایی اندازه‌گیری شده گسل - خش در پاره شمالی. موقعیت صفحه و خش در هر یک از صفحات الف، ب و پ به ترتیب عبارتند از: الف) 63/046, 38/340؛ ب) 72/224, 18/140؛ پ) 90/053, 00/323.



شکل ۱۳- نتایج تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی مربوط به رژیم تنش فشاری در پاره میانی، توضیحات این شکل با شکل ۶ یکسان است.



شکل ۱۲- نتایج تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی مربوط به رژیم تنش امتدادلغزی در پاره میانی، توضیحات این شکل با شکل ۶ یکسان است.

جدول ۱- سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های گسل شمال تبریز (سیاهکالی مرادی و همکاران، ۱۳۸۷).

DATE (y/m/d)	Time (h:m:s)	.Lat (Deg)	.Long (Deg)	Depth (km)	.Mag	Strike1	Dip1	Rake1	Strike2	Dip2	Rake2
2004/05/01	23:40:33	38.155	45.896	17.26	1.4	255.24	41.41	40.89	132.23	64.34	123.69
2004/05/05	06:32:35	37.99	46.797	13.2	2.8	107.19	61.12	-171.5	13.06	82.56	-29.15
2004/05/07	00:11:42	38.438	45.645	7.86	2.9	287.47	63.22	82.15	124.47	27.83	105.13
2004/05/07	17:58:29	38.436	46.646	18.21	2.5	288.27	50.48	164.45	28.31	78.07	40.57
2004/05/07	20:22:42	37.880	46.937	16.31	2.0	188.77	73.33	25.31	91.04	65.82	161.68
2004/06/21	21:49:52	38.141	46.432	16.99	1.7	292.91	60	144.74	42.38	60	35.26
2004/06/22	23:39:40	38.154	46.385	13.92	1.3	294.43	85.95	170.85	25.08	80.87	4.1
2004/07/08	11:21:20	38.377	45.758	15.87	2.0	280.03	60.18	148.93	26.71	63.4	33.79
2004/07/10	21:17:23	37.923	46.625	7.54	1.3	100	75	-180	190	90	15
2004/07/13	02:26:12	38.339	45.671	18.32	2.7	265.98	58.68	60.35	133.58	42.06	129.11

جدول ۲- نتایج حاصل از تحلیل وارون تنش روی داده‌های لرزه‌ای در امتداد گسل شمال تبریز.  $\omega_{acc}$  % آستانه پذیرفتنی برای مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درصد و  $N_{acc}$  % درصد داده‌های شرکت کننده در تنسور تنش به دست آمده است. موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  با دو مؤلفه روند (DD) (سه رقم) و میل (D) (دو رقم) و بر حسب درجه بیان شده است.  $\varphi$  نسبت شکلی تنش  $(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ ،  $\omega_m$  % میانگین آستانه پذیرفتنی برای مؤلفه لغزش تنش برشی بر حسب درصد،  $T_m^*$  متوسط نسبت تنش برشی به تنش برشی بیشینه و  $\alpha_m$  میانگین زاویه بین بردار تنش برشی و مؤلفه لغزش تنش برشی است و بر حسب درصد بیان می‌شود (Angelier, 2002).

Stat.	$\omega_{acc}$ %	$N_{acc}$	$N_{acc}$ %	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\varphi$	$\omega_m$ %	$T_m^*$	$\alpha_m$
				DD <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>	DD <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	DD <sub>3</sub>	D <sub>3</sub>				
N.T.F	30	14	78	154	00	063	82	245	08	0.28	86	91	15

جدول ۳- نتایج حاصل از تحلیل وارون تنش روی صفحات گسلی برداشت شده و خش لغزهای مربوط به آن در امتداد گسل شمال تبریز در سه پاره مشخص شده در محدوده مورد مطالعه. توضیحات این جدول با جدول ۲ یکسان است.

Stat.	$\omega_{acc}$ %	$N_{acc}$	$N_{acc}$ %	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\varphi$	$\omega_m$ %	$T_m^*$	$\alpha_m$
				DD <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>	DD <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	DD <sub>3</sub>	D <sub>3</sub>				
S.seg	45	23	43	157	27	350	61	251	08	0.61	72	81	22
M.seg	35	32	42	115	24	292	66	025	01	0.65	69	77	21
N.seg	40	14	35	300	63	083	22	179	15	0.47	69	78	24

جدول ۴- نتایج تحلیل داده‌های صحرایی مربوط به رژیم تنش امتدادلغزی در پاره میانی. متغیرها و توضیحات این جدول با جدول ۲ یکسان است

Stat.	$\omega_{acc}$ %	$N_{acc}$	$N_{acc}$ %	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\varphi$	$\omega_m$ %	$T_m^*$	$\alpha_m$
				DD <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>	DD <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	DD <sub>3</sub>	D <sub>3</sub>				
M.seg	5	26	60	120	29	298	61	030	01	0.44	69	76	21

جدول ۵- نتایج تحلیل داده‌های صحرایی مربوط به رژیم تنش فشاری در پاره میانی. متغیرها و توضیحات این جدول با جدول ۲ یکسان است.

Stat.	$\omega_{acc}$ %	$N_{acc}$	$N_{acc}$ %	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\varphi$	$\omega_m$ %	$T_m^*$	$\alpha_m$
				DD <sub>1</sub>	D <sub>1</sub>	DD <sub>2</sub>	D <sub>2</sub>	DD <sub>3</sub>	D <sub>3</sub>				
M.seg	45	19	56	015	26	116	21	240	56	0.30	78	83	16



جدول ۶- مقادیر FMP محاسبه شده برای گسل تبریز در محدوده مورد مطالعه بر پایه سامانه تنش محاسبه شده از داده‌های لرزه‌ای.

پاره	عمود وارد بر صفحه گسل		FMP
شمالی	015/02	41	0.37
میانی	205/05	51	0.7
جنوبی	224/04	70	0.67

جدول ۷- مقادیر FMP محاسبه شده برای گسل تبریز در محدوده مورد مطالعه بر پایه سامانه تنش محاسبه شده از داده‌های گسل - خش لغزش.

پاره	عمود وارد بر صفحه گسل		FMP
شمالی	015/02	81	0.3
میانی	205/05	88	0.07
جنوبی	224/04	68	0.73

جدول ۸- مقادیر FMP محاسبه شده برای پاره میانی گسل تبریز در محدوده مورد مطالعه بر پایه سامانه تنش امتدادلغزی و فشاری محاسبه شده از داده‌های صحرایی گسل‌ها.

رژیم تنش	عمود وارد بر صفحه گسل		FMP
امتدادلغزی	205/05	83	0.23
فشاری	205/05	32	0.07

## کتابنگاری

بربریان، م.، قرشی، م.، ارژنگ‌روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۷۱- پژوهش و بررسی نوزمین‌ساخت، لرزه‌زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش شماره ۶۱.

زمانی قره چمنی، ب.، ۱۳۹۲، مدل زمین ساختی فلات آذربایجان، فصلنامه علوم زمین.

سیاهکالی مرادی، ع.، تاتار، م.، هاتسفلد د. و آن، پ.، ۱۳۸۷- مطالعه ساختار سرعتی پوسته و ساز و کار گسلش در زون گسلی امتداد لغز تبریز، فصلنامه علوم زمین شماره ۷۰.

معین فر، ع.، مهدویان، ع. و مالکی، ا.، ۱۳۷۰- مجموعه اطلاعات پایه زلزله‌های ایران، مهندسین مشاور مهتاب‌قدس.

نوری مخوری، ا.، ۱۳۹۲- مطالعه ساختار و سیزمومزمین‌ساخت گسل شمال تبریز (فاصله بستان‌آباد تا مرند) و برآورد تنش‌های زمین‌ساختی مرتبه سوم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۱۲۱ صفحه.

## References

- Al-Omari, F., 1975- The Methodology of the Keen Observe Masalek al-Absar), mimeograph, The Parliament Library, Tehran.
- Ambraseys, N. N. & Melville, C. P, 1982- A History of Persian Earthquakes (Cambridge University Press,Cambridge), pp. 236.
- Angelier, J. & Mechler, P., 1977- Sur une m'ethode graphique de recherche des contraintes principales ´egalement utilisable en tectonique et en s'eismologie: la m'ethode des di'edres droits, Bull. Soc. g'eol. France, 7, XIX, 6, 1309-1318.
- Angelier, J., 1979- Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, Tectonophysics, v. 56, T17- T26.
- Angelier, J., 2002- Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain theseismotectonic stress (a new method free of choice among nodal planes) IV,Geophys. J. Int., 150,588-609.
- Berberian, M. & Arshadi, S., 1976- On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city. Geol. Surv. Iran Rep. 39, 397-418.
- Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of historical earthquake rupture in theIranian Plateau, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 120-139.
- Berberian, M., 1976- Contribution to the Seismotectonics of Iran, Istedn., Part 10, Rep. No. 39, pp.518, Geological Survey of Iran.
- Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, D., Balassanian, S. (Eds.), Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp. 233-311.

- Berberian, M., Jackson, J. A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M. M. & Priestley, K., 2000- The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone, *Geophys. J. Int.*, 142, 283-299.
- Brydges, H. J., 1834- An account of the transaction of His Majesty's mission to the court of Persia in the years 1807-1811, p. 306 London.
- Copley, A. & Jackson, J., 2006- Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics* 25. doi:10.1029/2005TC001906.
- Delvaux, D. & Barth, A., 2010- African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data. *Tectonophysics* 482, 105-128.
- Delvaux, D. & Sperner, B., 2003- New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. Geological Society, London, Special Publications, 212, 75-100. 0305-8719/03/\$15.
- Drouville, G., 1825- Voyage en Perse fait en 1812 et 1813, 2 vols., Paris.
- England, P. & Molnar, P., 1990- Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet, *Nature*, 344, 140-142.
- Fry, N., 1999- Striated faults: visual appreciation of their constraint on possible palaeostress tensors. *Journal of Structural Geology*, 21, 7-21.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M. R., Feghhi, K. & Solaymani, S., 2003- Paleoearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results. *Annals of Geophysics* 46, 903-915.
- Karakhani, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., 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. *Tectonophysics* 380, 189-219.
- Kurushin, R. A., Bayasgalan, A., Olziybat, M., Enhtuvshin, B., Molnar, P., Bayarsayhan, Ch., Hudnut, K. W. & Lin, J., 1997- The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake, *Geol. Soc. Am. Special Paper* 320.
- Lanzhou seismological Institute, State Seismological Bureau of China, 1992 - Changma active fault zone: Seismological Press of China, pp. 186-200.
- Lee, C. F., Hou, J. J. & Ye, H., 1997- The movement potential of the major faults in Hong Kong area, *Episodes*, Vol. 20, No. 4. pp: 227-231.
- Lisle, R. J., 1988- Romsa: a Basic program for palaeostress analysis using fault-striation data. *Computers, Geosciences*, 14, 255-259.
- Lokajicek, T., Spicak, A. & Wanek, L., 1988- Tectonic stress orientation and the seismic regime of a single fault: *Tectonophysics*. 152: pp 297-302.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, N. & Vernant, P., 2006- Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin, *Earth and Planetary Science Letters* 252, 180-188.
- Nemcok, M. & Lisle, R. G., 1995- A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, No. 10, pp. 1445 to 1453.
- Nieto-Samaniego, A. F. & Alaniz-Alvarez, S. A., 1997 - Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns. *Tectonophysics*, 270, 197-206.
- Pfiffner, O. A. & Burkhard, M., 1987- Determination of paleostress axes orientation from fault, twin and earthquake data, *Anales Tectoniae*, 8, 48-57.
- Reches, Z., 1987- Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition, *Tectonics*, v. 6, p. 849-861.
- Yamaji, A., 2000- The multiple inverse method applied to meso-scale faults in mid-Quaternary fore-arc sediments near the triple trench junction off central Japan. *Journal of Structural Geology*, 22, 429-440.