

## تحلیل تنش دیرین در امتداد گسل شمال تبریز

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

- ۱- کارشناسی ارشد تکتونیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.
- ۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.
- ۳- استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۳/۲/۲۶

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۳/۴/۱۱

### چکیده

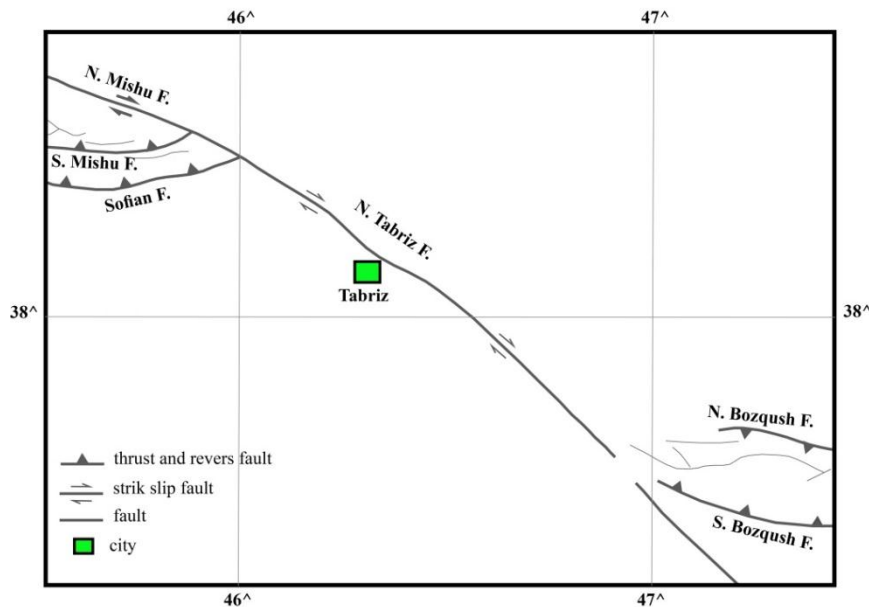
آثار فعالیت‌های نوزمین‌ساختی گسل شمال تبریز به صورت انواع مختلف نشانگرهای تکتونیک فعال در طول پرتگاههای آن قابل مشاهده است. در این پژوهش ابتدا گسل شمال تبریز به سه پاره اصلی و بر مبنای پارامترهای ساختاری و لرزه زمین‌ساختی پاره بندی شده است. سپس وضعیت تنش دیرین مورد بررسی قرار گرفته و میدان تنش دیرین بازسازی شده است. پس از گردآوری داده‌های گسل - خش لغزش تحلیل تنش دیرین با روش وارون‌سازی انجام شده است. برای این منظور اندازه‌گیری داده‌های گسل - خش در ۱۲ ایستگاه مختلف در امتداد این گسل و در پرتگاه‌های گسلی صورت گرفت. نتایج حاصل از این تحقیق در تطابق با حرکات امتدادلغز راستگردی این گسل در کواترنر، نشانگر حرکات مورب لغزی این گسل در گذشته و در طول فعالیت آن است.

**واژه‌های کلیدی:** تحلیل تنش، خش لغزش، گسل شمال تبریز.

مقدمه

این گسل اغلب قائم می‌باشد (میسون و همکاران، ۲۰۰۷ به نقل از سیاهکالی؛ مرادی و همکاران، ۲۰۰۳؛ بربریان و ارشدی ۱۹۷۶) و مطالعه عکس-های هوایی (بربریان، ۱۹۷۶ و ۱۹۹۷ به نقل از کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴)، ریزلرزه‌ای و لرزه-زمین‌ساختی (سیاهکالی مرادی و همکاران، ۲۰۰۳)، مورفولوژی و زمین‌ساخت فعال (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳؛ کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴) و GPS (جیمور و همکاران، ۲۰۱۱؛ میسون و همکاران، ۲۰۰۶) نشانگر حرکات راستالغز راستگرد این گسل است.

گستره آذربایجان بخش شمال غربی ایران را شامل می‌شود و بین دو کوهزاد بزرگ قفقاز در شمال و زاگرس در جنوب قرار گرفته است. گستره مورد مطالعه شکل ۱ به دلیل عملکرد گسل‌های بزرگ و کوچک با روندهای متفاوت که مهمترین آن‌ها گسل شمال تبریز است، دارای ساختار تکتونیکی پیچیده است. گسل شمال تبریز، از مهم‌ترین گسل‌های ایران است. این گسل یک ساختار بنیادی است که چین‌های حاشیه شمالی تبریز را بر روی رسوبات آبرفتی فروافتادگی تبریز قرار داده است (بربریان و ارشدی، ۱۹۷۶). شیب



شکل ۱: نقشه گسل‌های گستره مورد مطالعه.

گسل‌ها کلید قابل اعتمادی را برای فهم توزیع و تکامل میدان‌های تنش دیرینه فراهم می‌کند. با تحلیل گسل‌ها و محاسبه تنسور تنش می‌توان پارامترهای تنش را تعیین کرد. در این تحلیل‌ها چهار پارامتر معلوم تنسور تنش اصلی یعنی جهت و موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  و نسبت تنش تفاضلی (شکل میدان تنش) برای محاسبه میدان تنش استفاده  $(\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3})$

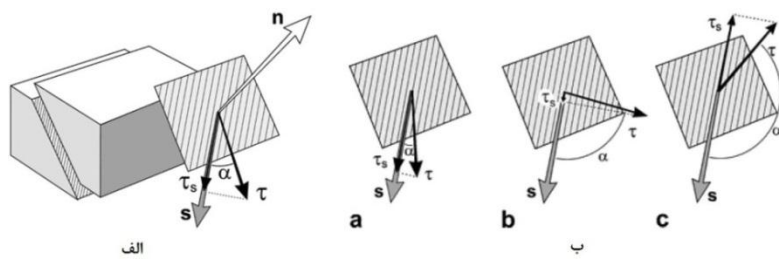
مواد و روش‌ها

امروزه تعیین میدان تنش امروزی فقط بر اساس داده‌های لرزه‌زمین‌ساخت می‌باشد (دلواکس و بارث، ۲۰۱۰). در حالی که ساختارهای مزوسکوپی (گسل و شکستگی) به عنوان معرف‌های دقیق جهت‌گیری تنش دیرین و واتنش مورد توجه هستند (دلواکس، ۱۹۹۵، ۱۹۹۷؛ آنجلیر، ۱۹۷۹، ۱۹۸۹، ۱۹۹۴). در این میان تحلیل کیفی و کمی

مورد یک مجموعه گسله را به کمینه برساند. موقعیت خش لغزش روی صفحه گسل، در واقع موقعیت بیشینه تنش برشی اعمال شده در اثر عملکرد یک تنسور تنش معلوم است و بهترین راهنما در رسیدن به مؤلفه‌های تنسور تنش تقلیل یافته محسوب می‌شود. تعداد و تیپ خش گسل‌ها نیز فاکتورهای محدود کننده کیفیت تنسور تنش هستند (مشیکی، ۲۰۰۸).

روش آنجلیر (۲۰۰۲) بر پایه مولفه لغزش تنش برشی (SSSC) استوار است. برای یک تنش برشی که زاویه میل کوچکی با جهت لغزش دارد، مقدار SSSC مثبت بوده و بزرگای آن نزدیک به تنش برشی ( $\tau$ ) و در زاویه صفر مساوی با آن خواهد بود (شکل ۲، a). همچنان که زاویه  $\alpha$  به زاویه ۹۰ درجه نزدیک می‌شود، مقدار SSSC کوچک و کوچکتر شده و در زاویه ۹۰ درجه، مقدار آن صفر می‌شود (شکل ۲، b). برای زوایای منفرجه، مقدار SSSC منفی تر بوده و نزدیک به بزرگای تنش برشی می‌باشد و در زاویه ۱۸۰ درجه به مقدار  $-\tau$  می‌رسد (شکل ۲، c).

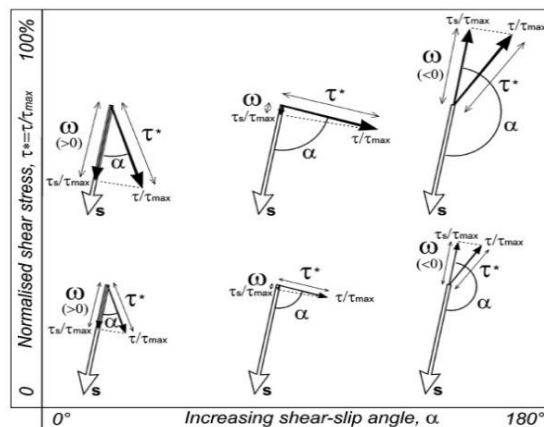
می‌شود. تنسوری که از این طریق محاسبه می‌شود و نزدیک‌ترین تنسور به تنسور تنش واقعی می‌باشد، تنسور تنش تقلیل یافته می‌گویند (آنجلیر، ۱۹۹۰). روش‌های متفاوتی برای جدایش و تحلیل تنسور تنش از داده‌های لغزش گسلی ناهمگن وجود دارد مانند: دلوکس و اسپرنر (۲۰۰۳)، لایل (۱۹۸۸) رشه (۱۹۸۷)، یامیچی (۲۰۰۰)، آنجلیر (۱۹۷۹). هرچند به واسطه فرضیه‌هایی که این روش‌ها روی آنها بنا شده‌اند، در بکارگیری این روش‌ها و ارزیابی نتایج حاصله، محدودیت‌های معینی وجود دارد (نایتو-سمنیتو و الانیزالورز، ۱۹۹۷)، اما فرضیه والاک (۱۹۵۱)، بات (۱۹۵۹)، (وجود توازی بین خش لغزش و بیشینه تنش برشی) مبنای روش‌های وارون است (یامیچی و سیتو، ۲۰۰۶). در تمام روش‌هایی که برای به دست آوردن تنش از روی خش‌های لغزش استفاده می‌شود، هدف آن است که تنسور تنشی (سه جهت تنش و یک مقدار  $\Phi$ ) به دست آید که مقدار اختلاف بین جهت‌های لغزش مشاهده شده و جهت لغزش پیش‌بینی شده در



شکل ۲: الف) مثالی از گسل چپگرد معکوس، برای نمایش SSSC.  $n$ ، عمود بر صفحه گسل،  $s$ ، بردار لغزش واحد. خط بندی بر روی صفحه گسلی، مطابق با امتداد لغزش صفحه گسل می‌باشد. پیکان‌های سیاه دلالت بر تنش برشی ( $\tau$ ) و بردار SSSC ( $\tau_s$ ) دارند.  $\alpha$ ، زاویه تنش برشی محاسبه شده و لغزش واقعی. ب) تغییر در ارزش SSSC، ( $\tau_s$ ) با تغییر در مقدار زاویه لغزشی- برشی ( $\alpha$ ). پیکان‌های تیره، بردار لغزش واحد،  $s$  و پیکان‌های سیاه تنش برشی،  $\tau$  و جهت SSSC، ( $\tau_s$ )، زاویه کوچک  $\alpha$ .  $\tau_s$  نزدیک به  $\tau$  و در نتیجه مقدار  $\tau_s$  و  $\tau$  نیز نزدیک به هم هستند. ب) زاویه  $\alpha$ ، نزدیک به ۹۰ درجه و مقدار SSSC کوچک. c) زاویه  $\alpha$  منفرجه بزرگتر، مقدار  $\tau_s$  نزدیک به  $\tau$  و مقدار SSSC، ( $\tau_s$ ) منفی و نزدیک به  $-\tau$ . زمانی که  $\alpha$  از صفر تا ۱۸۰ درجه تغییر کند، ناچوری به طور پیوسته افزایش می‌یابد (آنجلیر، ۲۰۰۲).

تا ۱۸۰ درجه متغیر است و نشان‌دهنده افزایش ناجوری است. بنابراین دومین ارزیاب کمکی، زاویه  $\alpha$  برای یک داده و  $\alpha_m$  ارزش متوسط) نشان دهنده زاویه لغزش بر حسب درجه است و از صفر درجه (بهترین سازگاری) تا ۱۸۰ درجه (بیشترین ناجوری) متغیر است. مفهوم و اهمیت این سه ارزیاب در شکل ۳ نشان داده شده است. نتایج نهایی تحلیل نیز در دسته‌های ۱-  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$ ، ۲- نسبت تنش تفاضلی اصلی  $(\Phi = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3})$  و ۳- ارزیاب میزان پایداری رژیم تنش، ارزیاب‌های تعیین درجه صحت تحلیل انجام گرفته و پایداری مکانیکی تنسورهای تنش ارائه می‌شوند.

برای تجزیه و تحلیل نتایج وارونگی در این روش، دقت به دو متغیر  $\tau$  و  $\alpha$  در مقدار SSSC قابل توجه است. زمانی که SSSC به مقدار بیشینه برسد در سطح گسل لغزش اتفاق می‌افتد. برای تنش برشی،  $\tau$ ، ارزیاب مناسبی است و برابر است با  $\tau / \tau_{max}$  که این تنش برشی بهنجار شده،  $\tau^*$  نامیده می‌شود و زمانی که ناجوری کاهش یابد از صفر تا ۱ افزایش می‌یابد (شکل ۳). لذا اولین ارزیاب کمکی،  $\tau$ ،  $\tau^*$  برای یک داده و  $\tau_m^*$  برای ارزش متوسط) تنش برشی به هنجار شده را نشان می‌دهد و دامنه آن از صفر درصد (فاقد تنش برشی) تا ۱۰۰ درصد (بیشترین مقدار تنش برشی) تغییر می‌کند. زاویه تنش برشی،  $\alpha$  از صفر



شکل ۳: تعریف سه ارزیاب پسین وارونگی تنش،  $\omega$ ،  $\tau$  و  $\alpha$  با نمونه‌های ناجوری مقدارهای خاص دو ارزیاب آخر. واحد بردار لغزش، S (پیکان‌های باز). پیکان‌های تیره نشان دهنده بردار تنش برشی بهنجار شده،  $\tau / \tau_{max}$  و بردار بهنجار شده SSSC،  $\tau_s / \tau_{max}$ . دو ارزیاب کمکی  $\tau$ ، بزرگای تنش برشی بهنجار شده،  $\tau^* = \tau / \tau_{max}$  از صفر تا ۱۰۰ درصد (مختصات) و زاویه  $\alpha$ ، زاویه لغزش برشی،  $\alpha$  از صفر تا ۱۸۰ درجه متغیر است، ارزیاب اصلی وارون سازی بر اساس مولفه لغزش تنش برشی،  $\omega$  است که از -۱۰۰ تا ۱۰۰ درصد (اگر  $\alpha$  بزرگتر از ۹۰ درجه باشد، منفی و اگر مثبت باشد به صورت دیگر) متغیر است. بهترین امکان سازگاری در گوشه بالایی سمت چپ ( $\alpha=0'$  و  $\tau = \tau_{max}$ ) بطوریکه  $\omega=100\%$ ، در حالی که بیشترین ناجوری در گوشه بالایی سمت راست ( $\alpha=180'$  و  $\tau = \tau_{max}$ ) بطوریکه  $\omega=100\%$  اتفاق افتاده است (آنجلیر، ۲۰۰۲).

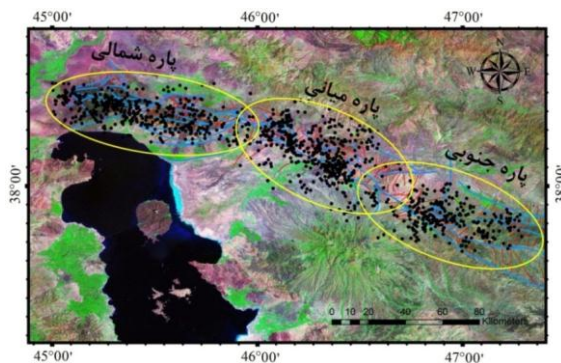
### نتایج

وسعت فاصله گسست، جهت امتداد، ریخت شناسی پرتگاه گسلی، توپوگرافی فرودپواره و هندسه فرادپواره از یکدیگر متمایز می‌شوند (ویلر، ۱۹۸۷؛ داج و گروز، ۱۹۸۰؛ تورکو و نوئفر، ۱۹۹۱؛ دیلو وهمکاران، ۱۹۹۱؛ اسورز و همکاران، ۱۹۸۲؛

تعیین جهت متوسط رژیم تنش دیرین زمین‌ساختی در گستره مورد مطالعه: پاره‌های گسلی با دارا بودن یک یا چند ویژگی فیزیکی متفاوت در هر پاره مثل خصوصیات لرزه‌ای، فراوانی گسیختگی‌ها،

مهم است (پیزی و گالدینی، ۲۰۰۹). گسل تبریز در گستره مورد مطالعه از سه پاره مختلف تشکیل شده و حاصل اتصال این پاره‌ها، گسل تبریز است (نوری، ۱۳۹۲) (شکل ۴).

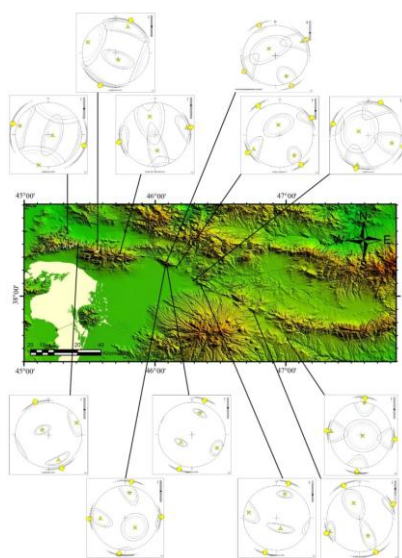
مکالپن، ۱۹۹۶). با وجود اینکه وضعیت امتداد و شیب گسل‌های متقاطع از پیش موجود، فاکتورهای مهم در تعیین مرز و گستره یک پاره گسلی محسوب می‌شوند، به نظر می‌رسد اندازه و مقدار امتداد و شیب ساختارهای مذکور نیز بسیار



شکل ۴: پاره‌های مختلف گسل شمال تبریز بر اساس تلفیق داده‌های تصاویر ماهواره‌ای و داده‌های لرزه‌ای (نوری، ۱۳۹۲).

خطاها سپس تلفیق آن‌ها، تحلیل تنش با استفاده از روش آنجلیر (۲۰۰۲) انجام شد که نتایج تحلیل وارون تنش در ایستگاه‌های مختلف گستره مورد مطالعه (شکل ۵)، غالباً بیانگر حرکات امتداد لغزی با مولفه شیب‌لغزی است.

اندازه‌گیری‌هایی که برای تحلیل سیستم تنش نیاز است شامل موقعیت صفحات گسلی و خش‌لغزهای مربوط به آن‌هاست. برداشت صفحات گسل - خش در ایستگاه‌های مختلف در امتداد گسل شمال تبریز در گستره مورد در بخش‌های مختلف گسل انجام گرفت. بعد از یکسان‌سازی داده‌ها و رفع



شکل ۵: نتایج تحلیل استریوگرافیک تنسور تنش در ایستگاه‌های مختلف. پیکان‌ها نشانگر روند تنش‌ها، مثلث ۵ پر، موقعیت تنش بیشینه، مثلث ۴ پر، موقعیت تنش متوسط و مثلث ۳ پر، موقعیت تنش کمینه را نشان می‌دهد.

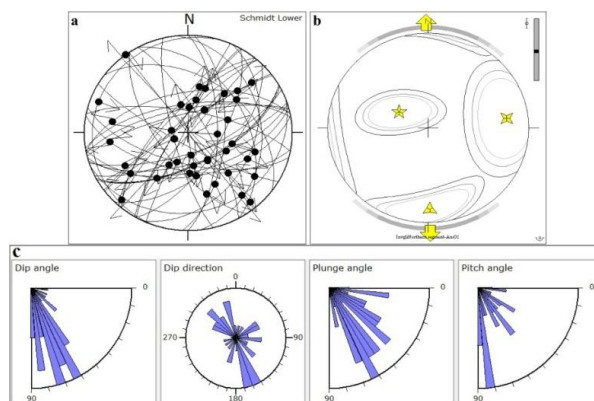
به سمت شمال شیب دارند. شمال آن را نیز راندگی شمال میشو با شیب به سمت جنوب مشخص می‌کند. برای تعیین سیستم تنش زمین-ساختی مسبب ساختارهای این گستره، برداشت و مطالعه در قسمت شمالی این کوه‌ها و در امتداد گسل شمال تبریز انجام گرفت و شامل چهار ایستگاه است. بعد از اعمال تحلیل وارون تنش روی داده‌های تلفیق شده تمام ایستگاه‌های این پاره، نتایج جدول ۱ و شکل ۶، نشانگر حرکات کششی در این گستره است.

برای دقت بیشتر نتایج تحلیل، برداشت‌ها از ریزپاره‌های مختلف انجام گرفت و برداشت‌های مربوط به هر ریزپاره ابتدا به صورت جداگانه مورد تحلیل قرار گرفت (شکل ۵). سپس با توجه به گستره پاره‌های اصلی گسل، در تحلیل سوگیری تنش‌های کل پاره و سپس کل گسل شرکت داده شد.

تعیین جهت متوسط رژیم تنش زمین‌ساختی دیرین در پاره شمالی: این پاره از کوه‌های میشو شروع و تا غرب گستره مورد مطالعه ادامه دارد. کوه‌های میشو در جنوب محدود به راندگی‌هایی است که

جدول ۱: نتایج حاصل از تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی برای پاره شمالی.  $\omega_{acc}\%$  آستانه پذیرفتنی برای مولفه لغزش تنش برشی بر حسب درصد،  $N_{acc}\%$  درصد داده‌های شرکت کننده در تنسور تنش به دست آمده، موقعیت محورهای اصلی تنش  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  با دو مولفه روند (DD) (سه رقم) و میل (D) (دو رقم) و بر حسب درجه بیان شده است،  $\phi$  نسبت شکلی تنش  $(\phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3))$ ،  $\omega_m\%$  متوسط آستانه پذیرفتنی برای مولفه لغزش تنش برشی بر حسب درصد،  $\tau_m^*$  متوسط نسبت تنش برشی به تنش برشی بیشینه و  $\alpha_m$  متوسط زاویه بین بردار تنش برشی و مولفه لغزش تنش برشی بوده و بر حسب درصد بیان می‌شود (آنجلیر، ۲۰۰۲).

Stat.	$\omega_{acc}\%$	$N_{acc}$	$N_{acc}\%$	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\Phi$	$\omega_m\%$	$\tau_m^*$	$\alpha_m$
				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.seg	40	14	35	300	63	083	22	179	15	0.47	69	78	24



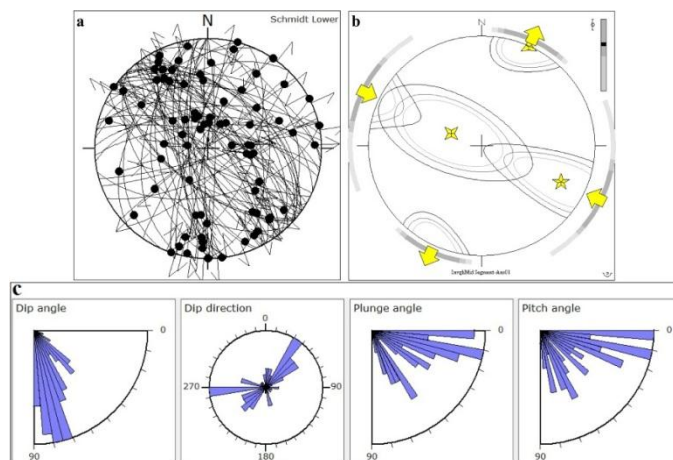
شکل ۶: نتایج تحلیل تنش روی داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی در پاره شمالی. (a) تصویر صفحات گسلی به همراه خطوط خش لغزش و سوی لغزش، روی شبکه اشمیت، (b) نتیجه تحلیل استریوگرافیکی تحلیل تنسور تنش به روش تحلیلی. پیکان‌ها نشانگر روند تنش‌ها، مثلث ۵ پر، موقعیت تنش بیشینه، مثلث ۴ پر، موقعیت تنش متوسط و مثلث ۳ پر، موقعیت تنش کمینه را نشان می‌دهد. (c) رزدياگرام‌های مربوط به برداشت‌های صحرایی. از سمت چپ به راست به ترتیب نشانگر رزدياگرام‌های مربوط به زاویه شیب، جهت شیب، زاویه پلانژ و زاویه ریک.

نشان از پایدار بودن سیستم تنش حاصل از تحلیل وارون تنش روی داده‌های صحرایی دارد. تعیین جهت متوسط رژیم زمین‌ساختی دیرین در پاره میانی: این پاره از نزدیکی گستره قوری گوئل شروع می‌شود و تا کوه‌های میشو ادامه می‌یابد. شهر تبریز در داخل این پاره قرار گرفته است. مطالعه و برداشت‌ها در این پاره در ۶ ایستگاه انجام گرفت. نتایج وارون تنش‌های زمین‌ساختی این گستره در جدول ۲ و تصاویر استریوگرافیک داده‌های صحرایی اندازه‌گیری شده و تنسور تنش در شکل ۷ نشان داده شده است.

میل بیشینه تنش اصلی زمین‌ساختی ۶۳ درجه و با روند ۳۰۰ درجه از شمال به دست آمده است. یکسان بودن تقریبی روند متوسط تنش تکتونیکی با امتداد گسل شمال میشو، می‌تواند دلالت بر حرکات امتداد لغزی آن داشته باشد که با حرکات امتداد لغزی راستگرد این گسل هم‌خوان است. در این گستره کشش با روند ۱۷۹ درجه از شمال در توافق با کشش مشاهده شده توسط میسون و همکاران (۲۰۰۶) و جیمور و همکاران، (۲۰۱۱) در گستره شمال غرب می‌باشد. مقادیر  $\alpha_m$  و  $\tau_m^*$

جدول ۲: نتایج حاصل از تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی در پاره میانی. پارامترها و توضیحات این جدول با جدول ۱ یکسان است.

Stat.	$\omega_{acc\%}$	$N_{acc}$	$N_{acc\%}$	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\Phi$	$\omega_{m\%}$	$\tau_m^*$	$\alpha_m$
				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	35	32	42	115	24	292	66	025	01	0.65	69	77	21



شکل ۷: نتایج تحلیل استریوگرافیک داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی در پاره میانی. پارامترها و توضیحات این شکل با شکل ۶ یکسان است.

کمینه تنش تکتونیکی با میل ۰۱ درجه و روند ۰۲۵ درجه از شمال در این گستره عمل می‌کنند که مطابق با نتایج کارهای میسون و همکاران (۲۰۰۶) و جیمور و همکاران (۲۰۱۱) می‌باشد. مقادیر پایین  $\alpha_m$  و بالای  $\tau_m^*$  نشانگر پایدار بودن سیستم تنش حاصل از تحلیل داده‌هاست.

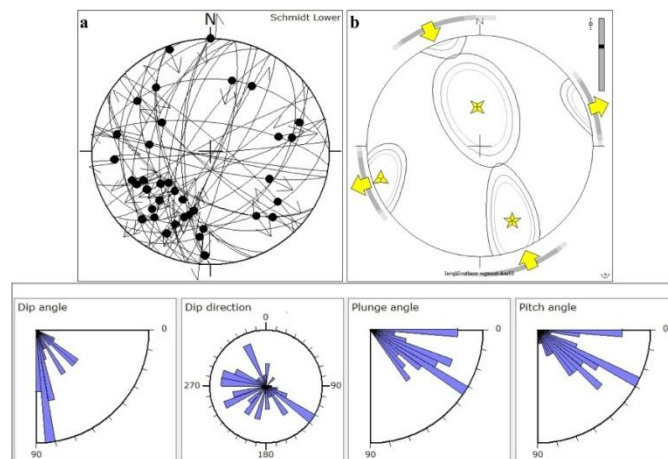
نتایج تحلیل نشان می‌دهد، متوسط تنش تکتونیکی ( $\sigma_2$ ) با بیشترین میل (۶۶ درجه) و با روند ۲۹۲ درجه از شمال به این پاره اعمال می‌شود که در توافق با حرکات امتداد لغزی گسل شمال تبریز است. بیشینه تنش تکتونیکی ( $\sigma_1$ ) با میل ۲۴ درجه و با روند ۱۱۵ درجه از شمال و

جنوب است. ایستگاه‌هایی که در آن‌ها برداشت‌ها صورت گرفت در قسمت جنوبی این کوه‌ها قرار دارند. نتیجه تحلیل جدول ۳ و شکل ۸ نشان می‌دهد، متوسط تنش تکتونیکی ( $\sigma_2$ ) با بیشترین میل (۶۱ درجه) و با روند ۳۵۰ درجه از شمال به این پاره اعمال می‌شود که در توافق با حرکات امتدادلغزی گسل شمال تبریز است.

تعیین جهت متوسط رژیم زمین‌ساختی دیرین در پاره جنوبی: این پاره از بخش شرقی گستره مورد مطالعه شروع می‌شود و تا گستره غرب قوری‌گوئل ادامه دارد. برداشت‌ها در این پاره در دو ایستگاه صورت گرفت. این پاره در گستره مورد مطالعه قسمت‌هایی از کوه‌های بزقوش را شامل می‌شود. ساختار این کوه‌ها در شمال شامل راندگی‌هایی به سوی شمال و در جنوب نیز راندگی‌هایی به سمت

جدول ۳: نتایج حاصل از تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی در پاره جنوبی. پارامترها و توضیحات این جدول با جدول ۱ یکسان است.

Stat.	$\omega_{acc\%}$	$N_{acc}$	$N_{acc\%}$	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\Phi$	$\omega_m\%$	$\tau_m^*$	$\alpha_m$
				$DD_1$	$D_1$	$DD_2$	$D_2$	$DD_3$	$D_3$				
S.seg	45	23	43	157	27	350	61	251	08	0.61	72	81	22



شکل ۸: نتایج تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی در پاره جنوبی. توضیحات این شکل با شکل ۶ یکسان است.

متوسط تنش زمین‌ساختی دیرین در امتداد گسل تبریز در گستره مورد مطالعه، برداشت‌های گسل-خس در تمام ایستگاه باهم تلفیق شد و سپس تحلیل وارون تنش به روش آنجلیر (۲۰۰۲) بر روی آن‌ها اعمال شد. نتایج تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی بر روی تمام داده‌ها بیانگر حرکات مورب‌لغزی این گسل در گستره مورد مطالعه است. متوسط تنش اصلی زمین-ساختی با روند ۲۹۲ و میل ۶۶ درجه به قائم

بیشینه تنش تکتونیکی ( $\sigma_1$ ) با میل ۲۷ درجه و با روند ۱۵۷ درجه از شمال و کمینه تنش تکتونیکی با میل ۸ درجه و روند ۲۵۱ درجه از شمال در این گستره عمل می‌کنند. جهت فشارش با گسل معکوس جنوب بزقوش هم‌خوان است. مقادیر کم  $\alpha_m$  و بالای  $\tau_m^*$  نشان می‌دهند که سیستم تنش حاصل از تحلیل داده‌ها پایدار هستند. تعیین سوی متوسط تنش زمین‌ساختی دیرین در امتداد گسل شمال تبریز: به منظور تعیین جهت

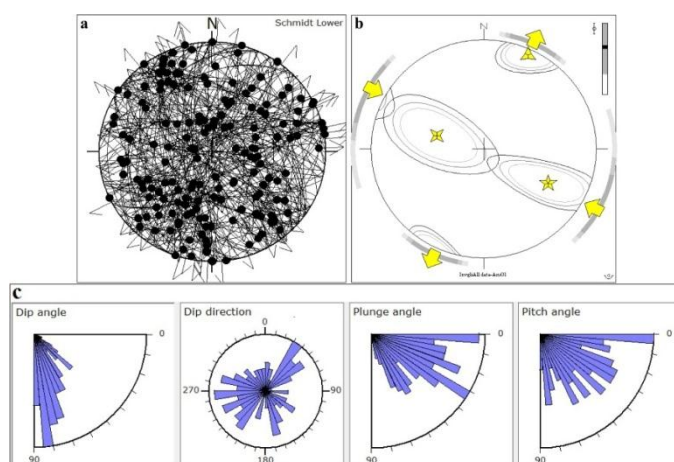


با مشاهدات حاصل از اندازه گیری GPS (میسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ جیمور و همکاران، ۲۰۱۱) همخوان است. مقدار کم  $\alpha_m$  و مقدار بالای  $\alpha_m^*$  حاکی از پایدار بودن تنش زمین ساختی حاصل از تحلیل وارون تنش بر روی داده‌ها دارد (جدول ۴ و شکل ۹).

نزدیک است که طبق قانون اندرسون نشان از حرکات امتدادلغزی این گسل دارد و با حرکات امتدادلغزی راستگرد این گسل قابل قیاس است. بیشینه تنش تکتونیکی با روند ۱۱۹ و میل ۳۵ درجه اعمال می‌شود. محور کمینه تنش زمین ساختی با روند ۰۲۵ درجه از شمال و تقریباً افقی (میل ۰۶ درجه) بر این گستره اعمال می‌شود که

جدول ۴: نتایج حاصل از تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی در امتداد گسل شمال تبریز. پارامترها و توضیحات این جدول با جدول ۱ یکسان است.

Stat.	$\omega_{acc\%}$	$N_{acc}$	$N_{acc\%}$	$\sigma_1$		$\sigma_2$		$\sigma_3$		$\Phi$	$\omega_m\%$	$\tau_m^*$	$\alpha_m$
				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	50	49	29	119	35	292	66	025	06	0.67	72	80	20



شکل ۹: نتایج تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده صحرایی در امتداد گسل تبریز. توضیحات این شکل با شکل ۶ یکسان است.

### بحث و نتیجه‌گیری

به شناخت هرچه بیشتر ویژگی‌های ساختاری آن گستره می‌کند. ساختارهای شکنا (گسل‌ها و شکستگی‌ها) به عنوان معرف‌های جنبشی در بازسازی تنش دیرین هستند (دلواکس و اسپرنر، ۲۰۰۳)، اما از آنجا که گسل‌های خش‌دار، تمام مراحل دگرریختی را در طول دگرریختی پیش-رونده ثبت می‌کنند مناسب‌ترین عوارض برای برداشت و تحلیل تنش دیرین می‌باشند (دلواکس

به طور کلی دگرشکلی فعال در این گستره به وسیله گسل‌های امتدادلغز جایگیر شده است که به طور مایل نسبت به جهت همگرایی پهنه برخوردی عربی-اوراسیا قرار دارند و اطلاع از جزئیات ساختاری پهنه‌های گسلی امتدادلغز و تکامل آن‌ها، اساس موضوع در فهم دگرشکلی امروزی این گستره است. شناخت جهت‌گیری تنش‌های زمین‌ساختی یک گستره کمک فراوانی

تنش نیز بی‌تأثیر هستند (آنجلیر، ۱۹۸۹) اما الگوی گسل‌خوردگی می‌تواند به وسیله حوادث دگرشکلی بعدی پیچیده شود و دگرریختی‌های بعدی، پس از لغزش، در ناحیه رخ داده باشد و سبب تغییر وضعیت گسل‌ها گردد. به علاوه موقعیت صفحه گسل در میدان تنش که باعث چرخش صفحات گسلی می‌شود. در شرایط یکسان بسته به موقعیت صفحه گسل نسبت به محورهای اصلی تنش میزان چرخش گسل‌ها متفاوت خواهد بود. لذا در وارون سازی داده‌های گسل - خش لغزش تنسور تنش همگن نادر است (دلواکس و اسپرنر، ۲۰۰۳) بنابراین تنسور تنش تقلیل یافته از تنسور تنش واقعی مقداری انحراف خواهد داشت.

عامل بیشتر فعالیت‌های تکتونیکی در ایران با برخورد صفحه عربی به ایران و فشرده شدن ایران بین صفحات عربی و اوراسیا مرتبط است. آهنگ همگرایی صفحه عربی نسبت به اوراسیا با استفاده از اندازه‌گیری‌های ژئودزی با GPS در ایستگاه عمان حدود ۲۲ میلی‌متر بر سال ارزیابی شده است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). همچنین این هم‌گرایی ۳۵ میلی‌متر بر سال براساس مدل NUVEL-1، میلی‌متر بر سال توسط دمتس و همکاران (۱۹۹۰) برآورد شده است. این همگرایی در شمال غرب ایران و جنوب شرق ترکیه در طول گسل‌های امتدادلغز راستگرد مستهلک می‌شود (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴) که گسل شمال تبریز یک قسمت از این کمپلکس بزرگ گسلی است. وقتی گسلی با این راستا نسبت به جهت فشارش قرار گیرد و مرز دو گستره سرعتی متفاوت با جهات متفاوت باشد، حرکات مورب‌لغزی دور از انتظار نیست.

و بارث، ۲۰۱۰). با تحلیل تنش بر پایه سطوح گسلی واجد خش لغزش در منطقه مورد مطالعه وضعیت تنش دیرین مورد بررسی قرار گرفت. نتایج تحلیل وارون تنش روی تمام داده‌های صحرائی اندازه‌گیری شده (صفحات گسل - خش) در قسمت‌های مختلف در امتداد این گسل، نشانگر حرکات امتدادلغز با مولفه کشش در امتداد این گسل در گستره مورد مطالعه است. حرکات امتدادلغزی در طول این گسل، با شواهد لغزش-های کواترنری راستگرد و نشانگرهای ساختاری ثبت شده در مخروطه‌افکنه‌ها و آبراهه‌ها، حرکات راستالغز راستگرد نتیجه شده از مطالعات GPS (میسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ میسون و همکاران، ۲۰۰۷؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ نیلفروشان و همکاران، ۲۰۰۳؛ کوپلی و جکسون، ۲۰۰۳؛ جیمور و همکاران، ۲۰۱۱) و مشاهدات ژئومورفولوژیکی (حسامی و همکاران، ۲۰۰۳؛ کاراخینان و همکاران، ۲۰۰۴) موافق است. مولفه کشش محاسبه شده با جهت شمال شمال خاور - جنوب جنوب غرب در امتداد آن با جهت کشش مشخص شده در امتداد آن با مطالعات GPS (ریلینگر و همکاران، ۲۰۰۶؛ میسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ جیمور و همکاران، ۲۰۱۱) هم‌خوان می‌باشد.

در نتایج تحلیل تنش‌های دیرین موثر بر این گسل در گستره مورد مطالعه، همه برداشت‌های گسل - خش لغزش شرکت نکرده‌اند. این موضوع می‌تواند در ارتباط با عوامل زیر باشد: با ایجاد یک واقعه گسلش، صفحات با جهت‌یابی‌های مختلف، همگی تحت تأثیر یک میدان تنش و با یک تنسور معلوم خواهند لغزید (لایل، ۱۹۸۹). از طرفی دیگر تنش‌های همگن تأثیری روی مقدار و موقعیت تنش برشی حداکثر نداشته و روی شکل میدان

## منابع

آباد تا مرند) و برآورد تنش‌های تکتونیکی مرتبه سوم، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.

- نوری مخوری، ا.، ۱۳۹۲. مطالعه ساختار و سائزمو تکتونیک گسل شمال تبریز (فاصله بستان-

-Angelier, J., 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, v. 56, p. 17- 26.

-Angelier, J., 1984. Tectonic analyses of fault slip data sets, *Journal of Geophysical Research*, v. 89(B7), p. 5835-5848.

-Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data, *Journal of Structural Geology*, v. 11(1,2), p. 37-50.

-Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress, III, A new rapid direct inversion method by analytical means, *Geophys, Geophysical Journal International*, v. 103, p. 363- 376.

-Angelier, J., 1994. Paleostress determinations, In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*, Pergamon Press, Tarrytown, NY, p. 53-100.

-Angelier, J., 2002. Inversion of earthquake focal mechanisms to obtain the seismotectonic stress (a new method free of choice among nodal planes) IV, *Geophys, Journal International*, v.150, p. 588-609.

-Berberian, M., 1976. Contribution to the Seismotectonics of Iran, 1st edn., *Geological Survey of Iran*, v. 39, 518 p.

-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, p. 233-311.

-Berberian, M. and Arshadi, S., 1976. On the evidence of the youngest activity of the North Tabriz Fault and the seismicity of Tabriz city, *Geophysical Survey of Iran*, v. 39, p. 397-418.

-Bott, M.H.P., 1959. The mechanisms of oblique slip faulting, *Geological Magazine*, v. 96, p. 109-117.

-Copley, A. and Jackson, J., 2006. Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics*, DOI: 10.1029/2005TC001906. v. 25.

-Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A. and Ermikov, V., 1995. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part I. Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution, *Tectonophysics*, v. 252, p. 61-101.

-Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. and San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting, *Tectonophysics*, v. 282, p. 1-38.

-Delvaux, D. and Barth, A., 2010. African stress pattern from formal inversion of focal mechanism data, *Tectonophysics*, v. 482, p. 105-128.

-Delvaux, D. and Sperner, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 212, p.75-100.

-DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1990. Current plate

- motions, *Geophys, Geophysical Journal International*, v. 101, p. 425 – 478.
- DePolo, C. M., Clark, D.G. D., Slemmons, B. and Ramelli, A.R., 1991. Historical surface faulting in the Basin and Range province, western North America: implications for fault segmentation *Journal of Structural Geology*, v. 13(2), p. 123-136.
- Djamour, Y., Vernant, Ph., Nankali, H. and Tavakoli, F., 2011. NW Iran-eastern Turkey present-day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 307, p. 27–34.
- Dodge, R.L. and Grose, L.T., 1980. Tectonic and geomorphic evolution of the black rock fault, northwestern Nevada, *Proceeding of conference X; earthquake hazards along the Wasatch and Sierra Nevada frontal fault zone*, US Geology Survey open-file report 80-801, p. 494-508.
- Hessami, K., Pantosti, D., Tabassi, H., Shabanian, E., Abbassi, M. R., Feghhi, K. and Solaymani, S., 2003. Paleoequakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, *Annals of Geophysics*, v. 46, p. 903–915.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine - Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, *Geophys, J. R. astr.*, v. 77, p. 185-246.
- Karakhanian, A.S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V. and Adilkhanyan, A., 2004. Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran, *Tectonophysics*, v. 380, p. 189–219.
- Lisle, R.J., 1988. Romsa: a Basic program for palaeostress analysis using fault-striation data, *Computers and Geosciences*, v.14, p. 255–259.
- Lisle, R.J., 1989. Paleostress analysis from sheared dike sets, *Geological Society American*, v. 101, p. 968-972.
- Macheyeki. A. S., 2007-2008. Fault Segmentation, Paleostress and Paleoseismic Investigation in the Dodoma Area, Tanzania: Implications for Seismic Hazard Evaluation, Phd Thesis, Universiteit Gent, 272 p.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, N. and Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 252, p. 180–188.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H. and Van Gorp, S., 2007. Large - scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophysical Journal International*, v. 170, p. 436–440.
- McCalpin, J.P., 1996. Paleoseismology in extensional tectonic environments, *Paleoseismology, International Geophysics Series*, v. 62, p. 85-146.
- Nieto-Samaniego, A.F. and Alaniz-Alvarez, S.A., 1997. Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns, *Tectonophysics*, v. 270, p. 197–206.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, H., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignie`res, M., Collard, P. and Chéry, J., 2003. GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, *Journal of Geodesy*, v.77, p. 411 – 422.
- Pizzi, A. and Galadini, F., 2009. Pre-existing cross-structures and active fault segmentation in the northern-central Apennines (Italy), *Tectonophysics*, v. 476, p. 304–319.

- 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.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. and 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 Geophysical Research Solid Earth*, v. 111, DOI: 10.1029/2005JB004051.
- Sato, K. and Yamaji, A., 2006. Uniform distribution of points on a hypersphere for improving the resolution of stress tensor inversion, *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 972–979.
- Schwartz, D.P., Swan III.F.H. and Hanson, K.L., 1982. Fault zone segmentation based on geometry and recurrence; the Wasatch fault zone, Utah, *Seismology Society of America, Abstracts, Earthquake Notes*, P. 54- 60.
- Siahkali Moradi, A., Hatzfeld, D. and Tatar, M., 2011. Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran), *Tectonophysics*, v. 506, p. 22–30.
- Turko, J.M. and Knuepfer, P.L.K., 1991. Late Quaternary fault segmentation from analysis of scarp morphology, *Geology*, v. 19, p.718 - 721.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, M., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys, Geophysical Journal International*, v. 157, p. 381–398.
- Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting, *Journal of Structural Geology*, v. 59, p. 118–130.
- Wheeler, R.L., 1987. Boundaries between segments of normal faults; criteria for recognition and interpretation, In: *Proceedings of Conference XXXIX; Directions in Paleoseismology*, Open file report, US Geological Survey, p. 385-398.
- 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*, v. 22, p. 429–440.