

بررسی گسلش فعال و خطر گسترش شهرها در پیرامون گسل‌های زمین لرزه‌ای (مطالعه موردی: حوضه‌های شمال تبریز)

فریبا کریمی: استناد ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران*

مریم بیاتی‌خطیبی: استناد ژئومورفولوژی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

وصول: ۱۳۹۱/۳/۱۶ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۲۱، صص ۲۰-۱

چکیده

شهر تبریز یکی از چهار شهر بزرگ ایران و بزرگترین پایگاه جمعیتی منطقه شمال غرب کشور می‌باشد. این شهر روی یک گسل فعال تکتونیکی قرار دارد. لرزه‌خیزی این منطقه از همگرایی پوسته‌های قاره‌ای عربستان و اوراسیا ناشی می‌شود. نتیجه این حرکات وقوع زمین‌لرزه‌های بزرگ تا متوسط است. بطوری‌که شهرهای مستقر در این منطقه (مانند شهر تبریز) بارها بوسیله زمین‌لرزه‌های قوی ویران شده‌اند. این پژوهش سعی دارد ضمن مرور وضعیت لرزه‌خیزی و ساینموتکتونیکی منطقه، به ارزیابی تکتونیک فعال با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک در حوضه‌های زهکشی و رکش‌چای، گماناب چای و نهندچای که در شمال شهر تبریز قرار دارند، پردازد و خطر گسترش شهر را در پیرامون گسل‌های زمین لرزه‌ای (مانند گسل تبریز) یادآوری نماید. برای این منظور از داده‌های زمین‌لرزه‌ای تاریخی و لرزه‌نگاری دستگاهی شمال‌غرب کشور استفاده شد. برای ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی نیز از ۶ شاخص‌های ژئومورفیک شامل نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (Vf) نسبت شکل حوضه (Bs)، شاخص شیب طولی رودخانه (SL)، عدم تقارن حوضه (AF)، عامل تقارن توپوگرافی (T) و شاخص سینوسی رودخانه (S) استفاده شد. ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی نیز با استفاده از شاخص (Iat) انجام شد. بررسی وضعیت لرزه‌خیزی گسل تبریز نشان می‌دهد که میزان لغزش راستگرد این گسل می‌تواند زمین‌لرزه‌های به بزرگی ۷/۳ - ۷ ریشتر با دوره برگشت ۳۰۰-۲۵۰ سال را به همراه داشته باشد. نتیجه تحلیل شاخص‌های ژئومورفیک در حوضه‌های شمال تبریز، فعالیت تکتونیکی زیاد منطقه را نشان می‌دهد. به این ترتیب، شهر تبریز در یک منطقه مخاطره‌آمیزی از نظر حرکات تکتونیکی واقع شده است. این امر می‌بایست در مباحث برنامه‌ریزی و توسعه شهری و اجرای برنامه‌های عمرانی مورد توجه مسئولین شهری قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: گسلش فعال، شاخص‌های ژئومورفیک، گسل‌های زمین لرزه‌ای، حوضه‌های شمال تبریز

مقدمه

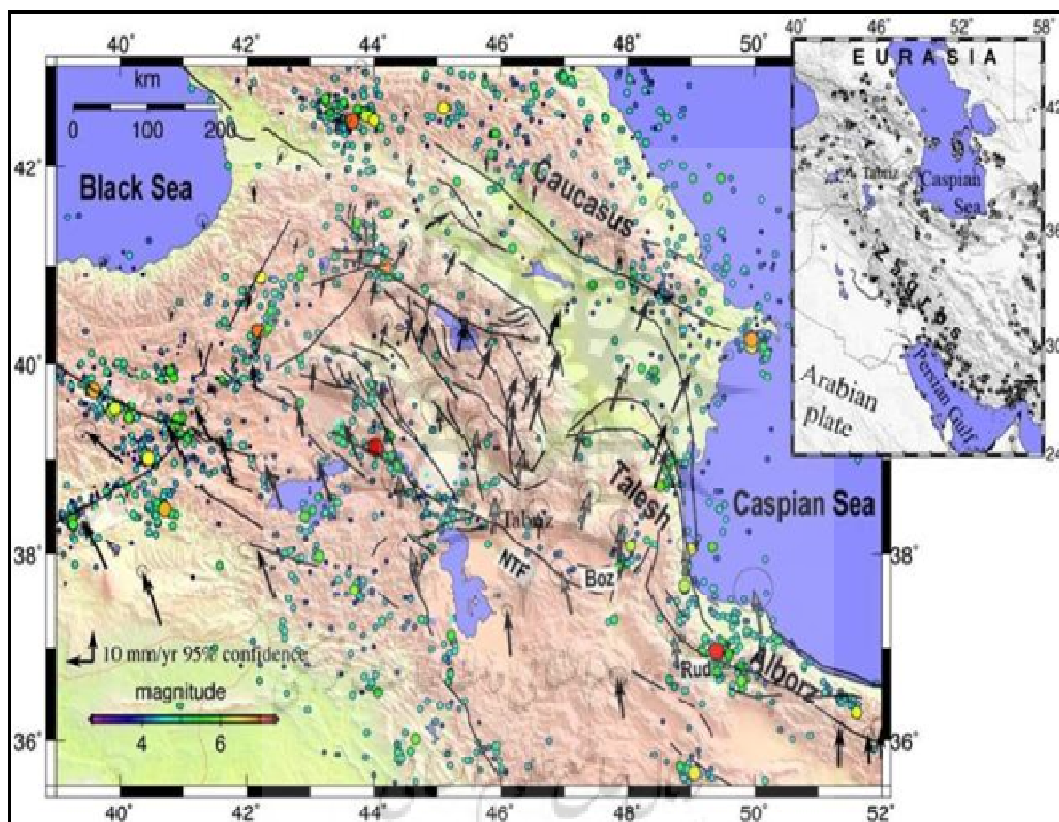
دارد که امتداد آن از فلات آناتولی ترکیه تا سیستم البرز کشیده شده است (سیاهکلی مرادی و همکاران، ۲۰۱۱، ۲۲)

تکتونیک فعال در ایران و منطقه شمال غرب کشور (آذربایجان) از همگرایی پوسته‌های قاره‌ای عربستان و

شهر تبریز یکی از چهار شهر بزرگ ایران با جمعیتی بیش از ۱/۵ میلیون نفر، بزرگترین پایگاه جمعیتی منطقه شمال غرب کشور محسوب می‌شود. در نزدیکی شهر تبریز، یک گسل فعال تکتونیکی قرار

برآورد کرده‌اند. بدلیل ویژگی‌های فوق، منطقه یاد شده از پهنه‌های بسیار لرزه‌خیز می‌باشند. در این زمینه آقانباتی (۱۳۸۷، ۲۵) معتقد است که در بیشتر نقاط ایران زلزله‌خیزی پیوندی بارز با تجدید فعالیت گسل‌ها دارد و بیشترین تکاپوی لرزه‌خیزی ایران، مدیون رها شدن انرژی‌های متمرکز در امتداد گسل‌هاست.

اوراسیا ناشی می‌شود (شکل ۱). این همگرایی باعث حرکت روبه شمال صفحه عربستان به سمت پوسته اوراسیا و فشردگی سپر فلات ایران بین دو صفحه می‌شود (مارتینی (Martini) و همکاران، ۱۹۹۸، ۱۸۷). ریلینجر و همکاران (۲۰۰۶) و جامور (Djamour) و همکاران (۲۰۱۱) حرکت روبه شمال صفحه عربستان به سمت سپر اوراسیا را به میزان ۱۷ میلی‌متر در سال



شکل ۱- حرکت روبه شمال سپر عربستان و اثر آن در شمال غرب کشور ایران (جامور و همکاران، ۲۰۱۱)

در شمال غرب کشور، گسل‌های مهمی وجود دارند که از دیدگاه تکتونیکی اهمیت بسیار زیادی دارند. از مهمترین گسل‌های آذربایجان که در تکامل ساختاری آن نقش اساسی ایفا کرده است، گسل شمال تبریز

منطقه شمال غرب ایران (آذربایجان)، شرق ترکیه و قفقاز یکی از پیچیده ترین مناطق برخورد سپرهای عربی - اوراسیا هستند. بطوری که شهرهای مستقر در این منطقه (مانند شهر تبریز، خوی و غیره) بارها بوسیله زمین‌لرزه‌های قوی ویران شده‌اند.

امتداد این گسل انجام شده است. برای مثال، بربریان (۱۹۹۷) و کارخانیان و همکاران (۲۰۰۲ و ۲۰۰۴)، نقشه گسل‌های فعال جنوب ارمنستان و شمال غرب ایران را کامل کردند و امتداد گسل‌های فعال اصلی را در این منطقه قطع‌بندی کردند. حسامی و جمالی (۲۰۰۶) در بررسی گسل‌های فعال اصلی ایران به ارزیابی گسل شمال تبریز به عنوان یکی از گسل‌های فعال در شمال غرب کشور پرداختند.

زارع (۱۳۸۰) در مطالعه‌ای در مورد ساخت و ساز در حریم گسل تبریز، با توجه به اهمیت شهر تبریز در شمال غرب ایران، سابقه لرزه‌خیزی آن و وجود نهشته‌های مارنی - رسی و پتانسیل وقوع زمین‌لغزش در منطقه، ساخت و ساز در حدود ۲۰۰۰ متری از محور پهنه گسل را مخاطره آمیز می‌داند.

پورکرمانی و صدیق (۱۳۸۲) شواهد ژئومورفولوژیکی متنوعی را در محدوده این گسل تبریز شناسایی کردند که حاصل تکتونیک فعال است. این شواهد شامل پشته‌های فشاری و مسدود کننده، جابجایی و قطع شدگی آبراهه‌ها، پرتگاه گسلی، دره‌های گسلی و غیره می‌شوند.

کریمی (۱۳۹۱) با استفاده از روش‌های مورفومتری به ارزیابی نسبی تکتونیک فعال در حوضه‌های شمالی و شرقی کوه سهند اقدام کرد. نتیجه مطالعه نشان داد فعالیت تکتونیک حوضه‌های شمالی سهند از گسل تبریز متأثر می‌شوند و حوضه‌های شرقی از گسل‌های فرعی منطقه تأثیر می‌پذیرند.

با وجود مطالعات متعدد و ارزشمند در این زمینه، مطالعه حاضر بررسی تحلیل‌های مورفومتری امتداد

(NTF)^۱ است. این گسل با وقوع حداقل ۱۶ زمین لرزه تاریخی، به عنوان گسلی زمین لرزه‌ای^۲ و فعال تلقی می‌شود (زارع، ۱۳۸۰، ۴۶).

با توجه به قدمت تاریخی شهر تبریز و تجربه زمین لرزه‌های تاریخی متعدد که دوازده بار به تخریب کامل آن منجر شده، این شهر در دهه‌های اخیر شتابزده در حال توسعه است و اکثراً توسعه فیزیکی شهر به سمت شمال (پیرامون گسل تبریز در پایکوه‌های ارتفاعات شمالی) هدایت می‌شود. این در حالی است که طبق اعلام مسئولین شهر، شهر تبریز دارای رتبه دوم بلندمرتبه‌سازی در کشور است (www.Farsnews.com/1389/6/25).

این پژوهش سعی دارد، با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک در حوضه‌های زهکشی ورکش‌چای، گماناب چای و نهندچای که در شمال شهر تبریز قرار دارند، ضمن ارزیابی تکتونیک فعال در منطقه، خطر گسترش شهر را در پیرامون گسل‌های زمین لرزه‌ای یادآوری نماید.

بدلیل اهمیت گسل تبریز در شمال غرب کشور و همچنین استقرار شهر تبریز و شهرها و روستاهای زیاد در پیرامون این گسل، مطالعات تکتونیک زیادی در

1-North Tabriz Fault

گسل زمین لرزه‌ای (Earthquake Faults): نوعی شکستگی زمین است که در اثر زمین‌لرزه کم ژرفا تولید شده باشد و بطور کلی با تجدید حرکت دوباره گسل‌های پیشین همراه است. گسیختگی‌های سطح زمین که در طی زمین‌لرزه‌های بزرگ ۵۰۰ ساله اخیر در مناطق مختلف ایران ایجاد شده‌اند به این گروه تعلق دارند. این واقعیت گویای آن است که این گسل‌های زمین لرزه‌ای پتانسیل فعالیت مجدد در آینده را دارند (حسامی و همکاران، ۱۳۸۲).

گسل تبریز را صرفاً به سه حوضه زهکشی در شمال شهر تبریز محدود کرده تا ضمن بررسی گسلش فعال در این منطقه، یکبار دیگر خطر گسترش شهر را پیرامون گسل تبریز یادآوری نماید. مشخصات جغرافیایی حوضه‌های زهکشی مورد مطالعه

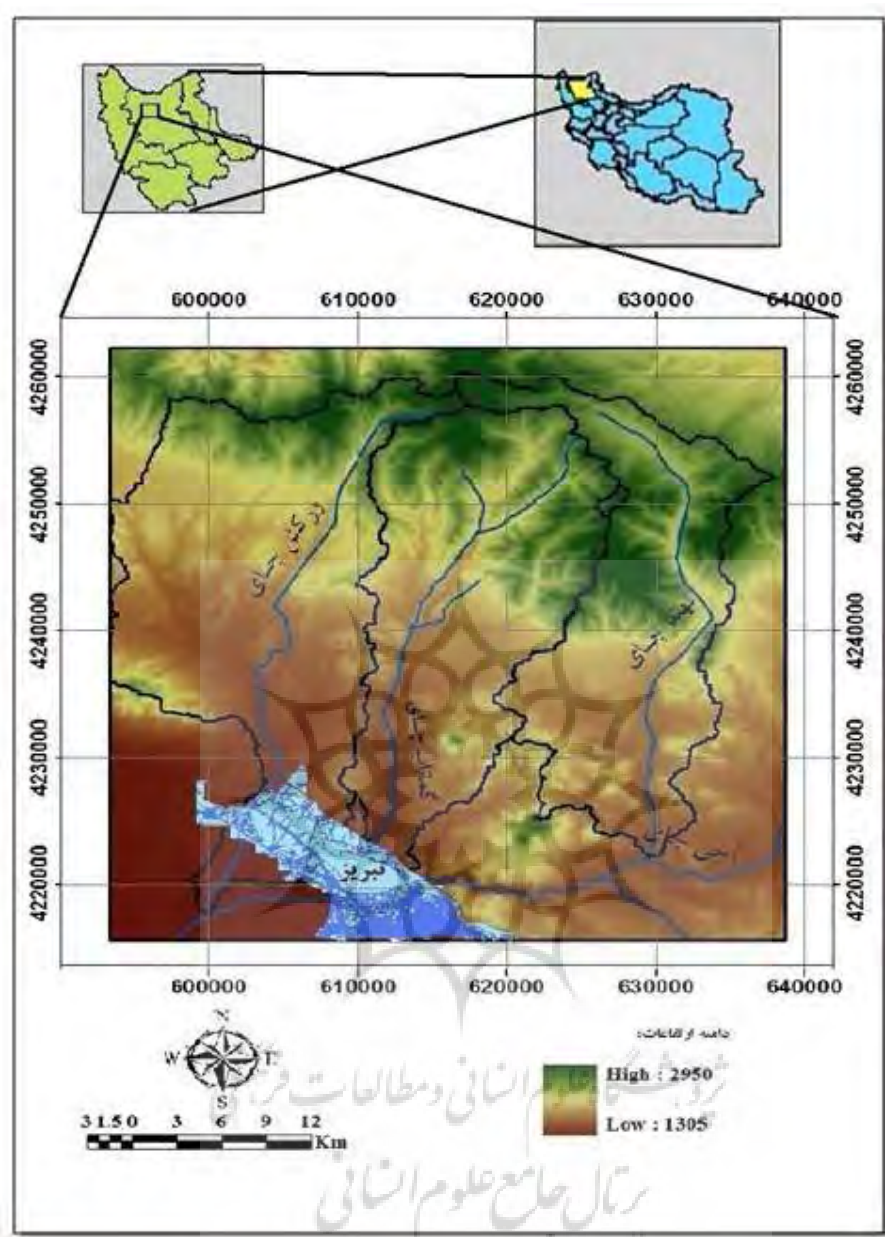
منطقه مورد مطالعه به وسعت ۱۲۵۸ کیلومترمربع در شمال شرقی دریاچه ارومیه و شمال شهر تبریز واقع شده است (شکل ۲). محدوده این منطقه در دامنه‌های جنوبی قره داغ (آذربایجان) قرار دارد. مختصات جغرافیایی این منطقه $38^{\circ} 29' 27'' - 38^{\circ} 07' 31''$ عرض شمالی و $46^{\circ} 21' 34'' - 46^{\circ} 01' 54''$ طول شرقی می‌باشد و شامل حوضه‌های زهکشی ورکش-چای، گماناب چای و نهندچای می‌شود که هر سه در شمال تبریز به آبی‌چای می‌پیوندند. شهر تبریز در جنوب این حوضه‌ها قرار دارد.

گسل شمال تبریز با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی از جنوب حوضه‌های مورد مطالعه و شمال شهر تبریز عبور می‌کند (شکل ۳). حرکات این گسل در گذشته باعث پایین افتادگی بخش جنوبی (دشت تبریز) و بالا آمدگی بخش شمالی (ارتفاعات شمال تبریز) شده

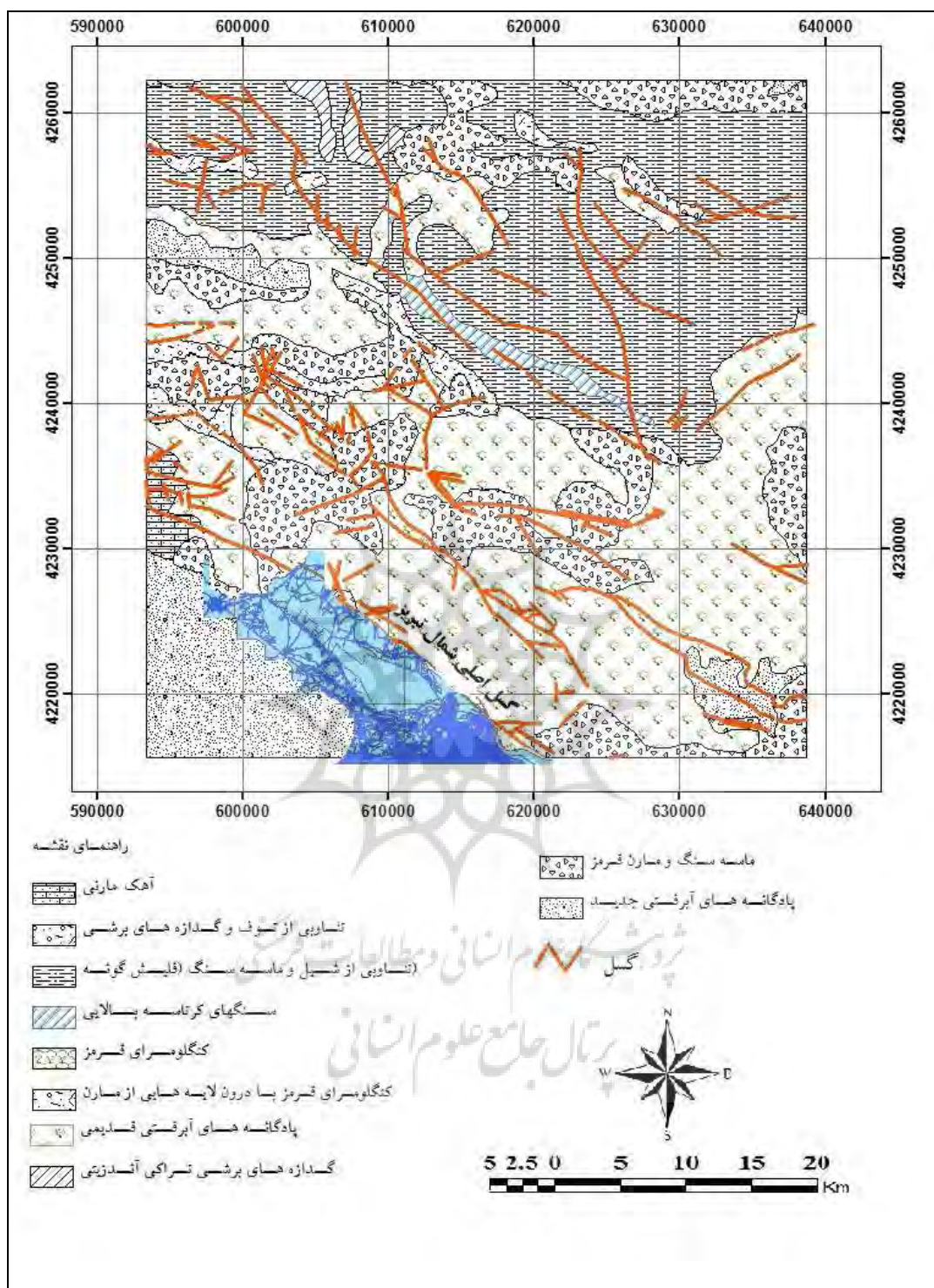
است (شکل ۴). در امتداد گسل تبریز گسل‌های دیگری از آن منشعب شده‌اند. گسل‌های فرعی منشعب از گسل تبریز در رسوبات جوان کواترنری آشکارا دیده می‌شوند، جابجایی این گسل‌ها در رسوبات جوان کواترنری از ۹-۱/۵ متر دیده شده است (سازمان زمین‌شناسی، ۱۳۷۲). همچنین بیشتر گسل‌های منطقه از راستای گسل تبریز پیروی می‌کنند. واحدهای لیتولوژی شمال منطقه از سنگ‌های کرتاسه بویژه تناوبی از شیل، مارن، ماسه سنگ (فلیش گونه) تشکیل شده است و در جنوب منطقه اغلب سازندهای میوسن (ماسه سنگ و مارن قرمز) و کواترنر گسترش دارند (شکل ۳).

مواد و روش‌ها

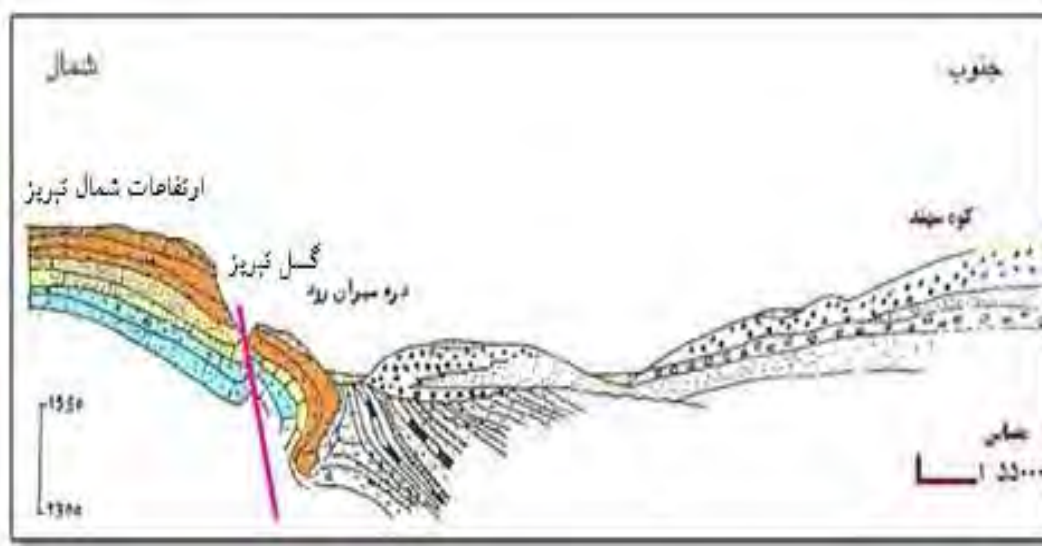
برای انجام پژوهش مدل رقومی ارتفاع (DEM) منطقه تهیه شد. از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز و خوجا برای مطالعه ساختار زمین‌شناسی و لیتولوژی استفاده شد. داده‌های مه‌لرزه‌ای و لرزه‌نگاری دستگاهی شمال غرب کشور (شبکه لرزه‌نگاری سازمان ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۲۰۱۱) نیز برای بررسی وضعیت لرزه خیزی منطقه مورد بررسی قرار گرفت.



شکل ۲- نقشه موقعیت جغرافیایی حوضه‌های زهکشی شمال تبریز، ماخذ نگارندگان



شکل ۳- نقشه زمین شناسی حوضه های شمال تبریز (با تغییراتی از سازمان زمین شناسی، ۱۳۷۲)



شکل ۴- مقطع زمین شناسی از دشت تبریز (سوگرا، ۱۳۵۲)

در این پژوهش برای ارزیابی فعالیت‌های نئوتکتونیک از شاخص‌های ژئومورفیک استفاده شد. شاخص‌های هر یک از شاخص‌ها را از نظر فعالیت تکتونیک ارائه کرده است.

ژئومورفیک ابزاری برای تحلیل اشکال زمینی و ارزیابی میزان فعالیت‌های تکتونیک در یک منطقه می‌باشند (مالیک و موهنتی^۱، ۲۰۰۷، ۶۰۷).

در این پژوهش ۶ شاخص ژئومورفیک شامل نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (Vf) نسبت شکل حوضه (Bs)، شاخص شیب طولی رودخانه (SL)، عدم تقارن

حوضه (AF)، عامل تقارن توپوگرافی (T) و شاخص

سینوسی رودخانه (S) استفاده شد. چون اکثر این شاخص‌ها برای حوضه‌های زهکشی محاسبه می‌شوند به همین دلیل، پس از برآورد شاخص‌های ژئومورفیک در منطقه مورد مطالعه و تعیین کلاس آنها، ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیک با استفاده از شاخص (Iat) انجام شد. جدول (۱) شاخص‌های مورد استفاده در این مطالعه را معرفی می‌کند. جدول (۲) نیز طبقات

مجموع کلاس‌های شاخص‌های ژئومورفیک محاسبه شده، N = تعداد شاخص‌های محاسبه شده است. طبقات مختلف شاخص (Iat) در

جدول (۳) ارائه شده است. پس از محاسبه شاخص (Iat)، وضعیت نسبی فعالیت تکتونیک هر یک از حوضه‌های زهکشی منطقه مورد مطالعه مشخص می‌شود.

رابطه (۱) $Iat = S / n$

$Iat = S$ = شاخص فعالیت نسبی تکتونیک، $n =$ مجموع کلاس‌های شاخص‌های ژئومورفیک محاسبه شده، $N =$ تعداد شاخص‌های محاسبه شده است. ارائه شده است. پس از محاسبه شاخص (Iat)، وضعیت نسبی فعالیت تکتونیک هر یک از حوضه‌های زهکشی منطقه مورد مطالعه مشخص می‌شود.

جدول ۱- شاخص‌های مورد استفاده برای ارزیابی تکتونیک فعال در حوضه‌های شمال تبریز (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸).

(۱۶۹)

شاخص‌ها	معادله	اجزا معادله	روش اندازه‌گیری
نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن ^۱ (V_f)	$= 2 V_{fw} / [(E_{fd} - V_f E_{sc}) + (E_{fd} - E_{sc})]$	V_{fw} = پهنای کف دره E_{fd} , E_{fd} = ارتفاع متوسط خط تقسیم آب در سمت چپ و راست دره E_{sc} = ارتفاع متوسط کف دره از سطح آب‌های آزاد	
شاخص شیب طولی رودخانه ^۲ (SI)	$SI = (\Delta H / \Delta L) L$	ΔH = اختلاف ارتفاع قطعه مورد نظر ΔL = طول شاخه مورد نظر L = مجموع طول آبراه از نقطه‌ای که شاخص محاسبه می‌شود	
نسبت شکل حوضه زهکشی ^۳ (B_s)	$B_s = B_l / B_w$	B_l = اندازه طول حوضه از انتهایی ترین مقسم آب تا خروجی حوضه B_w = پهنای حوضه در پهن ترین قسمت	
شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی ^۴ (AF)	$AF = 100(A_r / A_t)$	A_r = مساحت حوضه در سمت راست آبراه اصلی (بطرف پایین دست حوضه) A_t = مساحت کل حوضه	
عامل تقارن توپوگرافی ^۵ (T)	$T = D_a / D_d$	T = عامل تقارن توپوگرافی D_a = فاصله نوار (کیلومتر) مابین خط میانی حوضه تا خط میانی رودپیچ فعال D_d = فاصله خط میانی حوضه تا مرز حوضه (کیلومتر).	
شاخص سینوسی رودخانه (S)	$S = C / V$	S = شاخص پیچ و خم رودخانه اصلی C = طول رودخانه (کیلومتر) V = طول دره به خط مستقیم (کیلومتر)	

کلاس ۱) = فعال، کلاس ۲) = نسبتاً فعال و کلاس ۳) فعالیت کم

- 1- Ratio of valley – floor with to vally height (vf)
- 2- Stream Length Gradient Index(SL)
- 3- Drainage Basin Shape Ratio(Bs)
- 4- Asymmetry Factor(AF)
- 5- Topographic Symmetry Factor (T)

جدول ۲- طبقات شاخص‌های ژئومورفیک از نظر فعالیت‌های تکتونیکی (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۶۹)

کلاس ۱: (فعال)	کلاس ۲: (نسبتاً فعال)	کلاس ۳: (کم فعال)
$V_f < 0.5$ $SI \geq 500$ $[Af - 50] > 15$ $T = 1$ $S < 1.5$ $Bs > 4$	$V_f 0.5 - 1$ $SI: 300-500$ $[Af - 50]: 7-15$ $T = 0.5$ - $Bs : 3-4$	$V_f > 1$ $SI < 300$ $[Af - 50] < 7$ $T = 0$ $S > 1.5$ $Bs < 3$

جدول ۳ - طبقات شاخص Iat و فعالیت هر کلاس (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸، ۱۶۶)

کلاس ۱	کلاس ۲	کلاس ۳	کلاس ۴
۱-۱/۵	۱/۵-۲	۲-۲/۵	> ۲/۵
فعالیت تکتونیکی خیلی زیاد	فعالیت تکتونیکی زیاد	فعالیت تکتونیکی متوسط	فعالیت تکتونیکی کم

بحث و تحلیل

لرزه خیزی منطقه شمال غرب

گسل تبریز با جهت NW-SE یک گسل امتداد لغز است که لغزش راستگرد آن 1 ± 7 میلی‌متر در سال بوسیله ایستگاه‌های GPS نصب شده از سال ۲۰۰۵ میلادی بدست آمده است. این میزان لغزش می‌تواند زمین‌لرزه‌های به بزرگی $7/3 - 7$ ریشتر با دوره برگشت ۲۵۰-۳۰۰ سال را به همراه داشته باشد (جامور و همکاران، ۲۰۱۱، ۲۷). مطالعات GPS قبلی مانند نیلوفروشان و همکاران (۲۰۰۳)، ورنانت^۱ و همکاران (۲۰۰۴)، ماسون^۲ و همکاران (۲۰۰۶) و ماسون و همکاران (۲۰۰۷) هم حرکت امتداد لغز راستگرد گسل تبریز را ۸ میلی‌متر در سال محاسبه کردند.

به نظر می‌رسد مقادیر محاسبه‌ای با زمین‌لرزه‌های تاریخی گسل تبریز در سال‌های ۸۵۸، ۱۰۴۲، ۱۲۷۳، ۱۷۸۰، ۱۷۲۱، ۱۶۴۱، ۱۳۰۴، و ۱۷۸۶ میلادی مطابقت داشته باشند. آخرین زمین‌لرزه‌های بزرگی که شهر

تبریز را لرزاندند در ۱۷۸۰ و ۱۷۸۶ میلادی به ترتیب با بزرگی $7/3$ و $6/3$ ریشتر بودند (بربریان و ییتس^۳، ۱۹۹۹)، این وضعیت پتانسیل رخداد زمین‌لرزه مهمی را در گسل تبریز در ۵۰ سال آینده نشان می‌دهد (جامور و همکاران، ۲۰۱۱، ۳۳).

نقشه توزیع کانون زمین‌لرزه‌های منطقه ارتباط زلزله‌ها را با گسل‌های فعال منطقه نشان می‌دهد (شکل ۵). طبق این نقشه، محل وقوع اغلب زلزله‌ها در نزدیکی گسل تبریز می‌باشند. همچنین تراکم کانون زمین‌لرزه‌ها بصورت خوشه در دو انتهای گسل بیشتر است. یک خوشه متراکم دیگر نیز در نزدیکی شهر تبریز دیده می‌شود.

مقاطع B نیز بخش میانی گسل تبریز را در شمال شهر تبریز از نظر عمق زمین‌لرزه‌ها نمایش می‌دهد، قابل ذکر است مقطع B2'-B2 دقیقاً از منطقه مورد مطالعه عبور می‌کند. براساس این مقاطع، عمق بیشتر زمین‌لرزه‌های منطقه در حدود ۲۰ کیلومتری سطح زمین می‌باشد که در ردیف زمین‌لرزه‌های کم ژرفا (کمتر از ۷۰ کیلومتر) قرار می‌گیرند. قرارگیری فلات ایران و

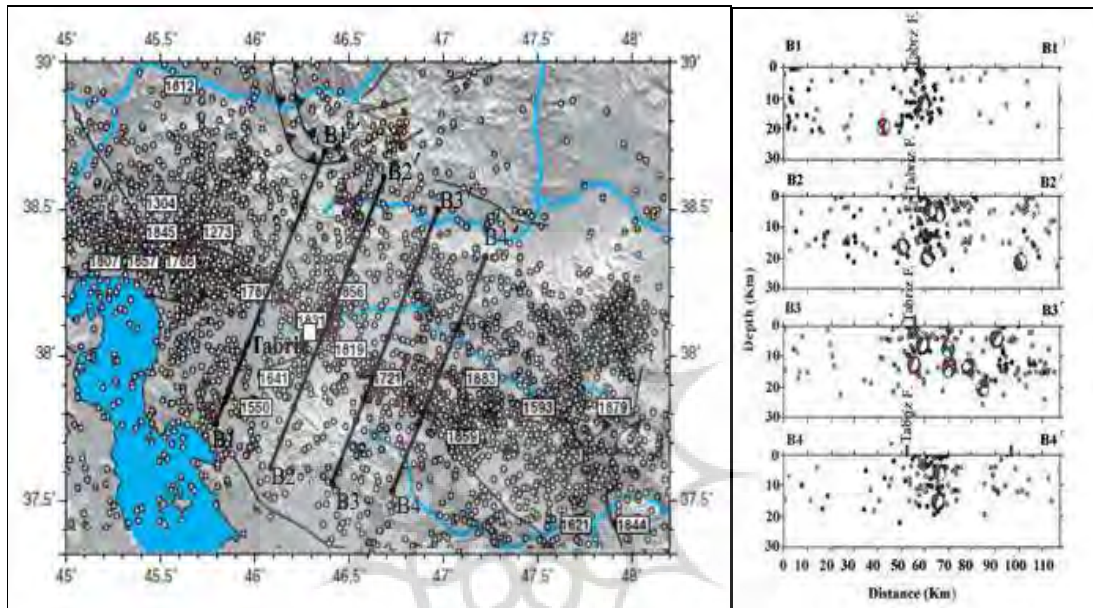
1- Vernant

2- Masson

3 -Berberian and Yeats

همچنین از نتایج آزمایشات اطراف تهران هم خیلی متفاوت نیست (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵). اما عمق زلزله‌های تبریز خیلی عمیق‌تر از زمین‌لرزه‌های مشاهده شده در زاگرس هستند (یمانی فرد و همکاران، ۲۰۰۶).

پهنه آذربایجان در نواحی درون پلیتی و دور از لبه‌های صفحات تکتونیکی می‌تواند توجیه کننده عمق زمین‌لرزه‌ها در این منطقه باشد. این عمق به زمین‌لرزه‌های منطقه رودبار خیلی شبیه است (تاتار و هتزفلد (Tatar and Hatzfeld)، ۲۰۰۹).



شکل ۵- نقشه تراکم کانون زمین‌لرزه‌ها در شمال غرب ایران و پیرامون گسل تبریز (سمت راست) و محل مقاطع ترسیمی در امتداد گسل (سمت چپ) با تغییراتی از سیاهکلی مرادی و همکاران (۲۰۱۱)

تحلیل شاخص‌های ژئومورفیک در منطقه (شکل ۷) متفاوت است. معمولاً مقادیر زیاد شاخص (Vf) در دره‌های با کف پهن، پایداری سطح اساس و میزان کم بالا آمدگی جبهه کوهستان را مشخص می‌کند. در این وضعیت، رود پهنای بستر خود را فرسایش داده و بطور گسترده پهنای بستر دره افزایش پیدا می‌کند.

جدول (۴) مقادیر شاخص (Vf) را برای حوضه‌های زهکشی ورکش‌چای، گماناب‌چای و نهندچای نشان می‌دهد. شاخص (Vf) در یک کیلومتری بالادست جبهه کوهستان قطعه شمال تبریز، دره‌های U شکلی را ارائه می‌دهد که پهنای کف آنها زیاد است و

در حوضه‌های مورد مطالعه، اندازه‌گیری کمی چشم-اندازها براساس محاسبه شاخص‌های ژئومورفیک و با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات میدانی انجام شد. به این ترتیب، نتایج چندین شاخص می‌تواند در تعیین فعالیت تکتونیکی مشارکت کرده و ارزیابی نسبی از میزان فعالیت تکتونیکی در منطقه ارائه دهد.

نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن

میزان این شاخص در دره‌های با بستر پهن و دیوارهای مرتفع (U شکل) نسبت به دره‌های شیبدار

دیواره‌های شیب‌داری دارد. از اینرو حوضه‌های آبریز ورکش‌چای، گماناب‌چای و نهندچای، براساس شاخص (Vf) در طبقه ۳ از نظر فعالیت‌های تکتونیکی قرار می‌گیرند.

جدول ۴- مقادیر شاخص (Vf) در حوضه‌های شمال تبریز و طبقات آنها از نظر فعالیت‌های تکتونیکی

ردیف	حوضه‌ها	$V_{fw}(m)$	$E_{sc}(m)$	$E_{rd}(m)$	$E_{ld}(m)$	Vf	کلاس
۱	ورکش‌چای	۲۵۰	۱۴۰	۱۴۴۵	۱۴۳۵	۶/۲	۳
۲	گماناب‌چای	۱۰۰	۱۴۰۰	۱۴۳۶	۱۴۷۴	۱/۸	۳
۳	نهندچای	۱۵۰	۱۵۰۰	۱۶۰۵	۱۶۱۰	۱/۴	۳

ماخذ: نگارندگان

شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی

نتایج نشان می‌دهند حوضه نهندچای ($AF=15/7$) [50] در کلاس یک فعالیت تکتونیکی قرار می‌گیرد. به این ترتیب، شاخص مزبور کج شدگی نهندچای را در منطقه آشکار می‌سازد. حوضه ورکش‌چای ($14/4 = [AF-50]$) و حوضه گماناب‌چای ($7/13 = [AF-50]$) از نظر فعالیت تکتونیکی در کلاس ۲ طبقه بندی می‌شوند. در حوضه نهندچای و حوضه ورکش‌چای آبراهه‌های کشیده‌تر در طرف چپ رودخانه اصلی جریان دارند.

عامل عدم تقارن شاخصی است که برای ارزیابی کج‌شدگی تکتونیکی حوضه‌های زهکشی مورد استفاده قرار می‌گیرد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲، ۱۲۶). مقادیر کمتر یا بیشتر از ۵۰ عدم تقارن رودخانه را نشان می‌دهند. این وضعیت یا از ساختار لیتولوژی حوضه ناشی می‌شود و یا به دلیل تکتونیک فعال در منطقه می‌باشد. جدول (۵) مقادیر شاخص (AF) را با در نظر گرفتن شاخه اصلی رودخانه‌ها در حوضه‌های زهکشی ورکش‌چای، گماناب‌چای و نهندچای ارائه داده است.

ج

دول ۵- مقادیر شاخص (AF) در حوضه‌های شمال تبریز و طبقات آنها از نظر فعالیت تکتونیکی

ردیف	حوضه‌ها	$A_r(Km^2)$	$A_t(Km^2)$	[AF-50]	کلاس
۱	ورکش‌چای	۱۸۱/۸	۵۱۰	۱۴/۴	۲
۲	گماناب‌چای	۲۲۹/۷	۴۰۲	۷/۱۳	۲
۳	نهندچای	۱۱۸/۶	۳۴۶	۱۵/۷	۱

ماخذ: نگارندگان

شاخص تقارن توپوگرافی معکوس

پارامترهای مورد نیاز شاخص تقارن توپوگرافی معکوس، مقادیر Dd و Da در ۷ مقطع در طول رودخانه‌های اصلی حوضه‌های زهکشی ورکش‌چای، گماناب‌چای و نهندچای محاسبه شدند. جدول (۶) مقادیر شاخص (T) را در حوضه‌های مورد مطالعه ارائه داده است.

شاخص کمی دیگر برای ارزیابی عدم تقارن حوضه، عامل تقارن توپوگرافی معکوس (T) است. میزان این شاخص برای حوضه‌های کاملاً متقارن $T = 0$ می‌باشد. با افزایش عدم تقارن، شاخص (T) افزایش یافته و در نهایت به ۱ نزدیک می‌شود. برای برآورد

و از اینجایی که مقادیر محاسبه شده به عدد ۱ نزدیکتر هستند، از اینرو از نظر حرکات تکتونیکی، فعال می‌باشند.

مقادیر شاخص (T) در حوضه‌های شمال تبریز، با نزدیکی به عدد ۱ بیانگر عدم تقارن رودخانه‌های منطقه هستند. براساس این شاخص، حالت عدم تقارن نهندچای ($T=0/7$) بیشتر از سایر رودخانه‌ها می‌باشد

جدول ۶- محاسبه شاخص (T) در حوضه‌های شمال تبریز و طبقات آنها از نظر فعالیت تکتونیکی

ردیف	حوضه‌ها	Da(Km)	Dd (Km)	T	کلاس
۱	ورکش چای	۳/۵	۹	۰/۳۸	۱
		۴	۸/۵	۰/۴۷	
		۵	۸/۷۵	۰/۵۷	
		۵/۵	۷/۵	۰/۷۳	
		۷	۸	۰/۸۸	
		۳/۷	۵/۷	۰/۶۵	
		۶/۵	۸/۶	۰/۷۵	
		میانگین			
۲	گماناب چای	۱/۱	۱/۶	۰/۶۸	۱
		۱	۱/۵	۰/۶۶	
		۱/۷۵	۴	۰/۴۴	
		۳/۷۵	۶	۰/۶۳	
		۲/۲۵	۶	۰/۳۸	
		۳/۵	۶/۵	۰/۵۴	
		۴/۳	۵/۷	۰/۷۵	
		میانگین			
۳	نهندچای	۱/۳۶	۲	۰/۶۸	۱
		۰/۹۵	۳	۰/۳۱	
		۲/۷	۴/۷۵	۰/۵۳	
		۴/۷۵	۵	۰/۹۵	
		۳/۶	۵	۰/۷۲	
		۳/۹	۱/۵	۰/۶۶	
		۳/۹	۵	۰/۷۸	
		میانگین			

ماخذ: نگارندگان

انرژی رودخانه به پهن‌شدگی و توسعه حوضه‌ها در بالادست جبهه کوهستان منجر می‌شود. در این پژوهش، شکل پلانیمتری حوضه‌ها بوسیله نسبت کشیدگی توصیف می‌شود. جدول (۷) مقادیر شاخص (BS) را در حوضه‌های زهکشی ورکش چای، گماناب چای و نهندچای ارائه داده است. از نظر شاخص نسبت کشیدگی حوضه‌ها،

نسبت شکل حوضه

حوضه‌های زهکشی نسبتاً جوان در نواحی فعال تکتونیکی تمایل دارند شکل کشیده‌ای داشته باشند. البته بعد از توقف بالآمدگی، شکل حوضه در طی زمان سریعاً دایره می‌شود (رامیرز-هررا، ۱۹۹۸، ۳۲۵). در این حوضه‌ها انرژی رودخانه به حفر معطوف می‌شود و در صورت قطع شدن بالآمدگی،

در بین حوضه‌های زهکشی شمال تبریز، حوضه آبریز نهندچای ($Bs = 3/6$) شکل کشیده‌تری دارد. از اینرو این حوضه در کلاس ۲ از نظر فعالیت تکونیکي قرار دارد. حوضه آبریز گمانابچای ($Bs = 2/5$) و ورکش - چای ($Bs = 1/7$) در کلاس ۳ قرار می‌گیرند.

جدول ۷- مقادیر شاخص (Bs) در حوضه‌های شمال تبریز و طبقات آنها از نظر فعالیت تکونیکي

ردیف	حوضه‌ها	Bl(Km)	Bw(Km)	Bs	کلاس
۱	ورکش چای	۳۵	۲۱	۱/۷	۳
۲	گمانابچای	۳۷/۵	۱۷	۲/۵	۳
۳	نهندچای	۴۰	۱۱	۳/۶	۲

ماخذ: نگارندگان

شاخص سینوسی رودخانه اصلی

جانبي مرتفع و در حال حفر بستر مشاهده می‌شود (سلیمانی، ۱۳۷۷، ۱۴).

در این پژوهش، برای شناسایی الگوی مئاندري حوضه‌های شمالی تبریز از شاخص سینوسی رودخانه اصلی (S) استفاده شد. نتایج محاسبه در جدول (۸) ارائه شده است. بر این اساس، مقادیر عددی کمتر از ۱/۵ شاخص (S)، نشان دهنده فعالیت تکونیکي منطقه است و بیانگر این است که حوضه‌های منطقه هنوز به حالت تعادل نرسیده‌اند.

الگوهای مئاندري در حال حفر بستر می‌توانند از نشانه‌های بالآمدگی زمین باشند. زیرا رودخانه‌ای با الگوی مئاندري نشانگر محلی است که رودخانه به سطح اساس خود نزدیک شده است. پس در نتیجه وقوع یک یا چند جابجایی قائم، منطقه بالا می‌آید و رودخانه در پاسخ به این تغییر ارتفاع و در نتیجه تغییر گرادیان، مجدد شروع به حفر بستر می‌کند و در اینجا است که رودخانه با الگوی مئاندري و دیواره‌های

جدول ۸- مقادیر شاخص (S) در حوضه‌های شمال تبریز و طبقات آنها از نظر فعالیت تکونیکي

ردیف	حوضه‌ها	C (Km)	V (Km)	S	کلاس
۱	ورکش چای	۴۱	۳۵	۱/۱۷	۱
۲	گمانابچای	۴۸	۴۰	۱/۲	۱
۳	نهندچای	۵۷	۴۰	۱/۴	۱

ماخذ: نگارندگان

شاخص شیب طولی رودخانه

نوع سنگ واحد، فعالیت‌های تکونیکي اخیر را آشکار نماید.

برای بررسی ارتباط شیب آبراهه با حرکات تکونیکي منطقه، مقادیر (SI) در طول رودخانه‌های مورد مطالعه و با استفاده از DEM منطقه برای قطعات با طول ۱۰۰ متر محاسبه شدند و نمودارهای آنها برای نشان

شاخص (SI) به تغییرات شیب آبراهه بسیار حساس است و ابزار ویژه‌ای برای اندازگیری آشفتگی نیمرخ طولی رودخانه محسوب می‌شود. این شاخص همبستگی خوبی با مقاومت سنگ نشان می‌دهد بعلاوه می‌تواند با تعریف بی‌نظمی‌های زیاد شاخص در یک

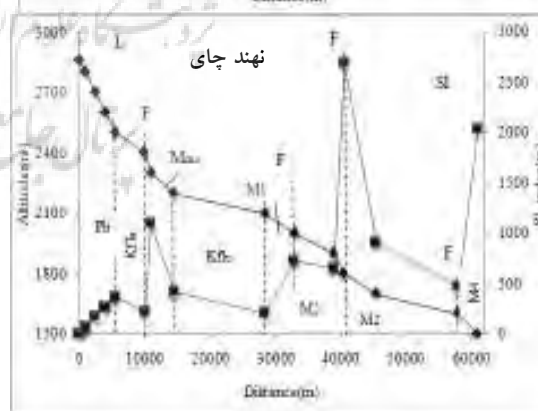
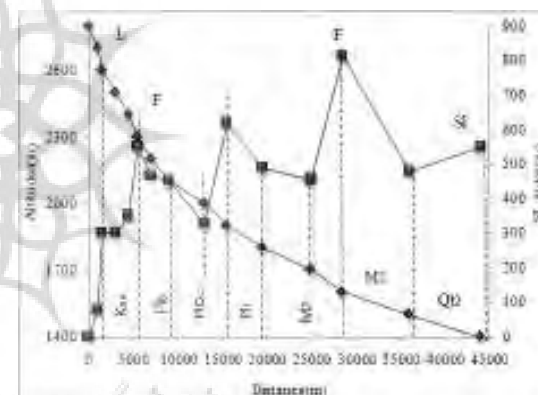
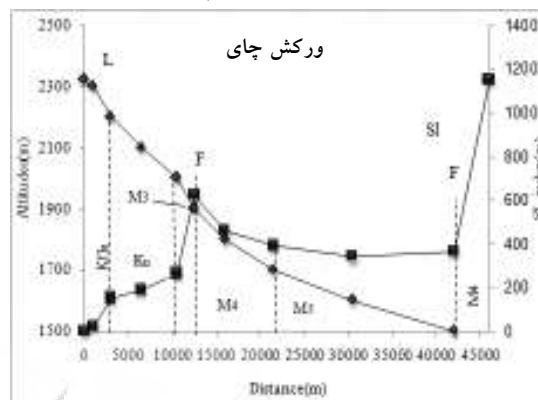
Kflu = تناوبی از شیل و ماسه سنگ کرتاسه (فلیش گونه) = Kus = کنگلومرا به‌همراه ماسه سنگ و شیل کرتاسه = Plb = گدازه‌های برشی تراکی آندزیتی پلیوسن M2 = تناوبی از مارنهای سبز خاکستری و قرمز با درون لایه‌هایی از مارنهای ماسه‌ای میوسن M3 = مارن به همراه ماسه سنگ میوسن = M4 مارن به همراه ماسه سنگ میوسن M5 = کنگلومرای قرمز با تناوبی از ماسه سنگ و مارن قرمز = PIQC = کنگلومرای نیمه سخت به‌همراه میان لایه‌هایی از ماسه سنگ، پومیس و سنگهای آذرآواری پلیوکواترنر = Plt = تناوبی از توف و گدازه‌های برشی پلیوسن = Qf = پادگانه‌های آبرفتی

نتایج مشخص می‌کند که مقادیر این شاخص در طول مسیر رودخانه‌ها با شیب یکسانی تداوم ندارد، بلکه در قسمت‌های مختلف مسیر با تغییراتی همراه است. این تغییرات بدلیل تغییر واحدهای لیتولوژی یا وجود گسل در مسیر رودخانه بوجود می‌آیند (شکل ۷).

بطوری‌که در ورکش‌چای بریدگی شیب در ۵/۵ کیلومتری رودخانه، بوسیله گسل کردکندی بوجود آمده‌است (شکل ۶). همچنین تغییر شیب موجود در ۲۸/۵ کیلومتری رودخانه از طریق گسل مزرعه ایجاد شده است. مقدار متوسط شاخص برای کل رودخانه ورکش‌چای $SI = 405/15$ متر محاسبه شده است که فعالیت متوسط حرکات تکتونیکی را نشان می‌دهد.

در گماناب چای، عملکرد گسل اصلی شمال تبریز در مسیر آبراهه اصلی در ۴۶ کیلومتری (خروجی) حوضه

دادن تاثیر لیتولوژی یا گسل در تغییرات شیب طولی رودخانه ترسیم شدند (شکل ۶). همچنین برای این منظور، مقادیر (SI) هریک از رودخانه‌های اصلی، بر روی نقشه مقاومت لیتولوژی ترسیم شدند (شکل ۷).



شکل ۶- نیمرخ و شیب طولی رودخانه‌های شمال تبریز (ماخذ: نگارندگان)

است. نتایج ارزیابی این شاخص براساس طبقه بندی جدول (۳) نشان می‌دهد که فعالیت‌های تکتونیکی حوضه‌های شمال تبریز در طبقه زیاد قرار می‌گیرند. همچنین حوضه زهکشی نهندچای ($Iat = 1/5$) دارای فعالیت تکتونیکی زیادتری نسبت به دو حوضه دیگر می‌باشد.

جدول ۹- ارزیابی شاخص (Iat) در حوضه‌های شمال

تبریز (ماخذ: نگارندگان)

حوضه‌ها	Vf	Bs	AF	T	S	SI	Iat
ورکش-چای	۳	۳	۲	۱	۱	۲	۲
گماناب-چای	۳	۳	۲	۱	۱	۲	۲
نهندچای	۳	۲	۱	۱	۱	۱	۱/۵

ساخت و ساز شهری پیرامون گسل زمین لرزه ای

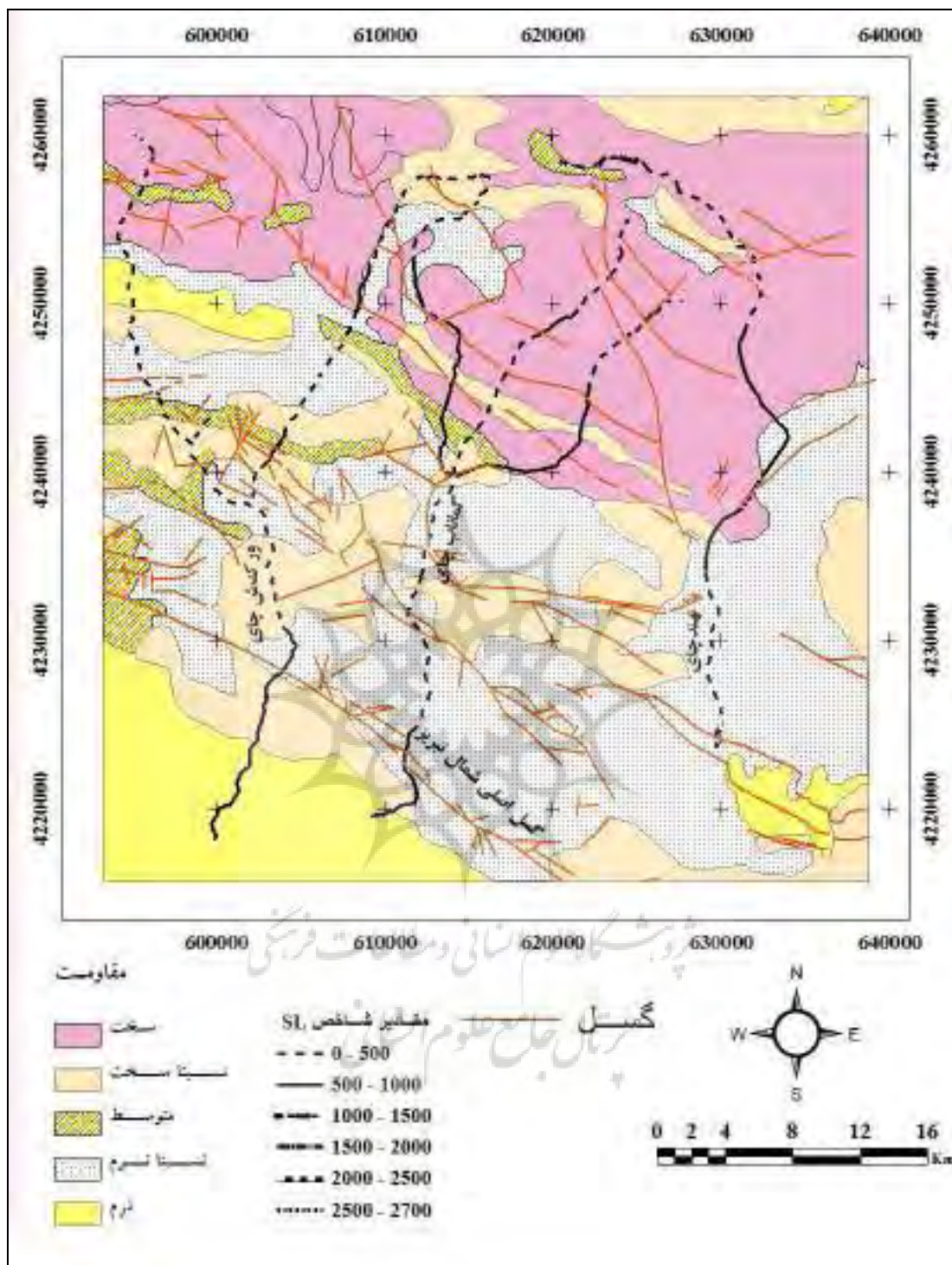
در دهه‌های اخیر، شهر تبریز بدون توجه به سابقه و پتانسیل لرزه‌خیزی (بزرگی $7/3-7$ ریشتر) گسل تبریز که زمین‌لرزه‌های تاریخی نیز آن را تایید می‌کنند و بدون در نظر گرفتن نتایج حاصل از تحلیل شاخص‌های ژئومورفیک که منطقه را از نظر حرکات تکتونیکی فعال نشان می‌دهد، به سمت گسل اصلی شمال تبریز در حال توسعه است.

گماناب‌چای دیده می‌شود. اثر گسل در روی ماسه سنگ و مارن قرمز میوسن تغییر شیب 1150 متری ایجاد کرده که در نمودار مشخص است. تاثیر گسل دیگری (گسل چراغعلی) در $12/5$ کیلومتری رودخانه، به همراه تغییر واحدهای سنگ شناسی از ماسه سنگ کرتاسه به سازند قرمز فوقانی میوسن دیده می‌شود که موجب ایجاد بی‌نظمی در نیمرخ طولی رودخانه شده است. میانگین شاخص در این حوضه $SI = 358/84$ متر بدست آمده که نیمه فعال بودن فعالیت‌های تکتونیکی را در این حوضه نشان می‌دهد.

در نهندچای متوسط شاخص $SI = 686/01$ متر برآورد شده است. حداکثر تغییر شیب در $40/5$ کیلومتری رودخانه بر گسل داش اسپران - تازه کند منطبق است. در محل تلاقی نهندچای با گسل سولوجه نیز میزان تغییر شیب زیادی ایجاد شده است (شکل ۷).

ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه‌های شمال تبریز

پس از محاسبه و تحلیل ۶ شاخص ژئومورفیک در منطقه، برای ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی از شاخص (Iat) استفاده شد. مقادیر شاخص (Iat) حوضه‌های شمال تبریز در جدول (۹) ارائه شده

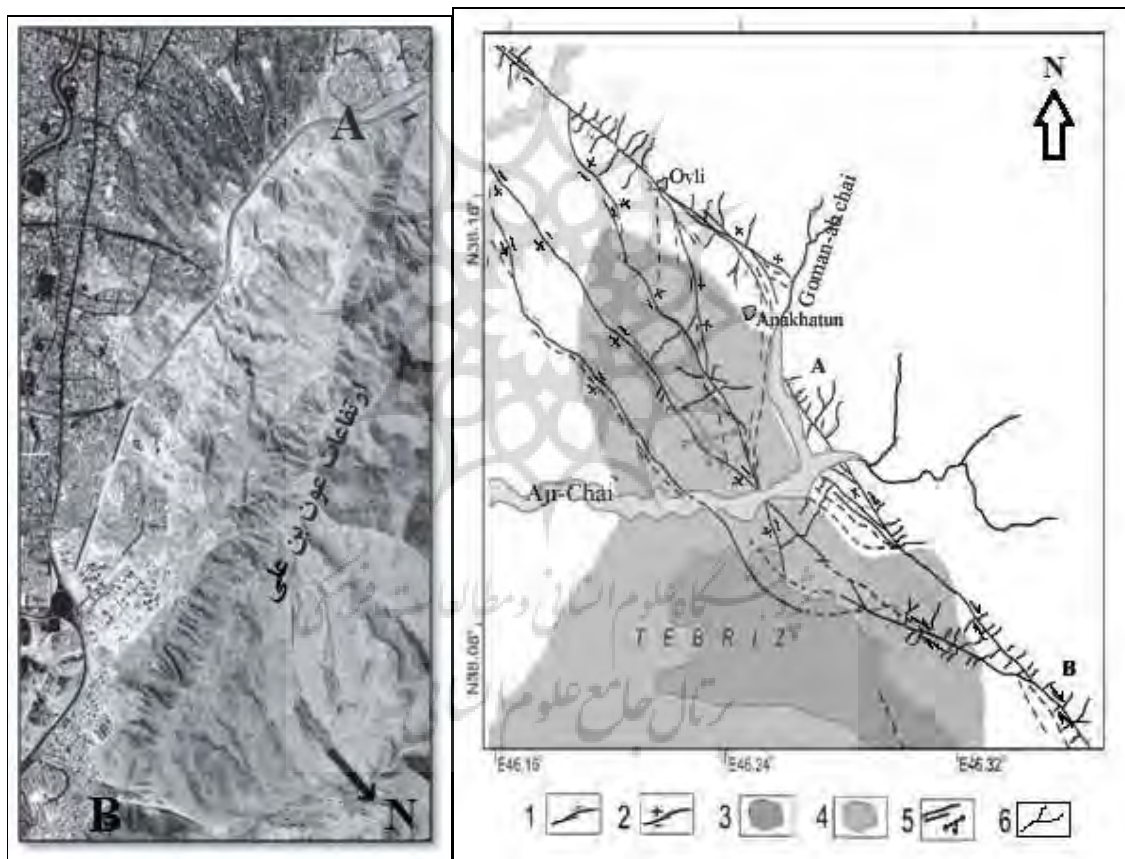


شکل ۷- نقشه مقاومت سنگ شناسی و شیب طولی رودخانه های شمال تبریز (ماخذ نگارندگان)

ایجاد شده‌اند. شکل‌گیری دریاچه ارومیه و فرونشست قوری گل در بستان آباد نیز متأثر از جنبش‌های این گسل می‌باشند.

کوه‌های عون بن علی در شمال شهر تبریز در برگیرنده سازندهای قرمز میوسن، چین خوردگی‌های نامتقارنی هستند که جهت یافتگی محور این چین‌ها نشانگر ارتباط آنها با گسل تبریز است. این چین خوردگی‌ها در فرادیواره این گسل ایجاد شده‌اند (شکل ۸).

گسل شمال تبریز را از دیدگاه جنبش‌های عهدحاضر می‌توان پویاترین عنصر ساختاری در زمین شناسی آذربایجان دانست. آزمون خط امتداد این گسل در شمال شهر تبریز ۱۳۰ (شمال غربی - جنوب شرقی) است. بررسی‌های روی زمین نشانگر این است که لغزش کل در این گسل برآیند مولفه‌های شیب لغز معکوس و امتداد لغز راستگرد می‌باشد. در راستای این سیستم امتداد لغز همگرا، اشکال توپوگرافیکی متعدد مانند رشته کوه‌های میشو، مورو، عون بن علی و شبلی



شکل ۸- گسل‌های فعال در شمال تبریز (با تغییراتی از کارخانیان و همکاران، ۲۰۰۴). مقطع AB تصویر ماهواره‌ای

بخشی از منطقه گسلی شمال تبریز. ۱- لغزش امتداد لغز گسل ۲- جابجایی‌های قائم ۳- پیرامون شهر تبریز در ۱۹۹۶ ۴- پیرامون شهر تبریز در ۱۹۵۰ ۵- فرودگاه قدیمی و جدید تبریز ۶- رودخانه

شهرنشینی موجب شده که شهر به سمت پای دامنه‌های کوه عون بن علی که محل عبور گسل تبریز

گسل شمال تبریز از بخش‌های شمال شرقی، شمال و شمال غربی شهر تبریز عبور می‌کند. گسترش

بخش‌های شمالی گسل رسیده به نحوی که این گسل اکنون از میان شهرک‌های در حال احداث و به سرعت رو به گسترش عبور می‌کند.

است، کشیده شود (شکل ۹). در شهرک‌های جدید احداث باغ‌میشه، ولی امر، الهیه، ارم در بسیاری از موارد پهنه ساخت و ساز با تسطیح ناحیه پای دامنه به



شکل ۹- نمایی از گسترش شهر به سمت ارتفاعات عون بن علی



در سال‌های اخیر توسعه ساخت و سازها و احداث ساختمان‌های بلند و برج‌ها در پهنه گسلی ثبات این منطقه را بیش از گذشته برهم زده و خطر گسیختگی و لرزش را دوچندان کرده است (شکل ۱۰).

این در حالی است که در محلات حاشیه شهر در امتداد پایکوه‌های عون بن علی (محل عبور گسل)، ساختمان‌هایی وجود دارند که با مصالح نامرغوب ساخته شده‌اند و نمی‌توانند در برابر زمین‌لرزه‌ای با بزرگی متوسط مقاومت کنند. سکونتگاه‌های غیراستاندارد روی دامنه‌های شیبدار، کوچه‌های باریک و شیبدار، تراکم خانه‌ها و جمعیت و نبود فضای باز، مخاطرات ناشی از وقوع زمین‌لرزه را در این منطقه به شدت افزایش داده است (شکل ۱۰).

لرزه‌ها، در پیرامون گسل تبریز در نزدیکی شهر تبریز و حوضه‌های مورد مطالعه وجود دارد. نتیجه تحلیل شاخص‌های ژئومورفیک در حوضه‌های شمال تبریز، فعالیت تکتونیکی زیاد منطقه را نشان می‌دهد.

به این ترتیب، شهر تبریز در یک منطقه مخاطره آمیزی از نظر حرکات تکتونیکی واقع شده است. این امر می‌بایست در مباحث برنامه ریزی و توسعه شهری و اجرای برنامه‌های عمرانی مورد توجه مسئولین شهری قرار گیرد. این در حالی است که شهر تبریز با جمعیتی بیش از ۱/۵ میلیون نفر هر روز به سمت پایکوه‌های ارتفاعات عون بن علی (محل عبور گسل) کشیده می‌شود. در سال‌های اخیر توسعه ساخت و سازها و احداث ساختمان‌های بلند و برج‌ها در پهنه گسلی ثابت منطقه را برهم زده و خطر گسیختگی و لرزش را دو چندان کرده است. از سویی دیگر در محلات حاشیه نشین شهر - در امتداد پایکوه‌های عون بن علی - ساختمان‌هایی وجود دارند که با مصالح نامرغوب ساخته شده‌اند و نمی‌توانند در برابر زمین-لرزه‌ای با بزرگی متوسط مقاومت کنند. این وضعیت مخاطرات ناشی از وقوع زمین‌لرزه را در این منطقه به شدت افزایش داده است.



شکل ۱۰- رواج برج‌سازی و بلندمرتبه‌سازی بر روی گسل در شهرک‌های جدید احداث تبریز (بالا و پایین سمت راست)، ساختمان‌های غیراستاندارد حاشیه شهر تبریز در پای کوه‌های عون بن علی (پایین سمت چپ) (خبرگزاری مهر، ۱۳۹۰)

نتیجه گیری

هدف این پژوهش ارزیابی گسلش فعال حوضه‌های زهکشی ورکش‌چای، گماناب چای و نهندچای در شمال شهر تبریز می‌باشد. بررسی وضعیت لرزه‌خیزی گسل تبریز نشان می‌دهد که میزان لغزش راستگرد این گسل می‌تواند زمین‌لرزه‌های به بزرگی $7/3 - 7$ ریشتر با دوره برگشت $250 - 300$ سال را به همراه داشته باشد. تحلیل نقشه سائیزموتکتونیکی، تراکم کانون زمین‌لرزه‌ها را بصورت خوشه در دو انتهای گسل تبریز نشان می‌دهد. یک خوشه مترکم از کانون زمین-

منابع

- آقائباتی، سیدعلی، (۱۳۸۷)، گسل‌ها و نقش آنها بر زمین-شناسی ایران، رشد زمین‌شناسی، شماره ۳، صص ۲۶-۲۰.
- پور کرمانی، محسن و حمید صدیق، (۱۳۸۲)، پدیده‌های ژئومورفولوژیکی گسل تبریز مجله جغرافیا و توسعه شماره ۳، صص ۴۴-۳۷.
- زارع، مهدی، (۱۳۸۰)، خطر زمین لرزه و ساخت و ساز در حریم گسل شمال تبریز و حریم گسلش گسل‌های

- Keller, E.A., Pinter, N., (2002), Active tectonics: Earthquake Uplift, and Landscape. Prentice Hall, Newjersey.
- Martini, P.M., Hessami, k., Pantosi, D., Addezio, G., Alinaghi, H., Ghafory-Ashtiani, M., (1998), A geologic contribution to the evaluation of seismic potential of the kahrizak fault (Tehra, Iran). *Tectonophysics*, 287, 187-199.
- Masson, F., Anvari,., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., Van Grops, 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 J. international* 170, 436-440.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Grops, S., Chery, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H., Varnant, P., (2006), Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin. *Earth Planetary Science Letters* 252, 180-188.
- Niloforoushan, F., Masson, F., Varnant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflingers, M., Collard, P., Chery, J., (2003), GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *J. Geodesy* 77, 411-422.
- Ramirez- Herrera, M.T., (1998), Geomorphic Assessment of active tectonic in the Acambay Graben, Mexican Volcamic belt, *Earth Surface and Landforms* 23, 317-322.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., et al., (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implication for the dynamics of plate interactions. *J. Geophys. Res.* 111, B05411. Doi: 10.1029/2005JB004051.
- Siahkali Moradi, A., Hatzfeld, D., Tatar, M., (2011), Microseismicity and seismotectonics of the North Tabriz fault (Iran), *Tectonophysics* 506 (4), 22-30.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., (2009), Microseismic evidence of slip partitioning for the Rudbar-Tarom earthquake of 1990 June in NW Iran, *Geophys. J. Int.* 176, 529-541.
- Vernant, P., Chery, J., (2006), Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone, *Earth Planet. Sci. Lett.* 246, 197-206.
- Yamini-fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M., Mokhtari, M., (2006), Microseismic at the intersection between the Kazerun fault and the Main Recent Fault (Zagros-Iran), *Geophys. J. Int.* 166, 186-196.
- زمین لرزه‌ای. پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله. شماره ۳۰۲. صص ۵۷-۴۶.
- سازمان زمین‌شناسی، (۱۳۷۲)، شرح نقشه زمین‌شناسی (۱:۱۰۰۰۰۰)، چهارگوش تبریز.
- سلیمانی، شهریار، (۱۳۷۸)، رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان، موسسه بین‌المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، صص ۵۵-۵۶.
- سوگرا، ---، (۱۳۵۲)، بررسی کوتاهی از زمین‌شناسی جلگه تبریز، ترجمه مقصود خیام، نشریه دانشکده ادبیات و علوم انسانی دانشگاه تبریز، شماره ۴-۱، صص ۳۹.
- کرمی، فریبا، (۱۳۹۱)، ارزیابی نسبی تکتونیک فعال با استفاده از روش‌های مورفومتری در حوضه‌های شمالی و شرقی کوه سهند، فضای جغرافیایی، شماره مولانا، یاسمین السادات، (۱۳۹۰)، زلزله ترکیه زنگ هشدار گسل تبریز را نواخت. گزارش خبرگزاری مهر
- Ashtari, M., Hatzfeld, D., Kamalian, N., (2005), Microseismicity in the region of Tehran, *Tectonophysics* 395, 193-208.
- Berberian, M. (1997), Seismic Sources of trancaucasian earthquake. In: Giardin, D., and Balassanian, S. (Eds), *Historical and Perhistorical earthquakes in the Caucasus*, pp. 233-311. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Djamour, Y., Vernant, Ph., Nankali, H.R., Tavakoli, F., (2011), NW Iran – eastern Turkey present – day kinematics: Results from the Iranian permanent GPS network, *Earth and Planetary Science Letters* 307 (1-2), 27-34.
- Hamdouni, R.E., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., Keller, E.A., (2008), Assessment of relative active tectonic, South west border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150-173.
- Hesami, k., Jamali, F., (2006), Explanatory notes to map of active faults of Iran, *JSEE: Spring*, Vol. 8, No 1, 1-11.
- Karakhianian, A., Trifonov, V., Philip, H., Hessami, kh., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Adilkhanyan, A., (2004), *Tectonophysics*, 380, 189-219.