

ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی با استفاده از تحلیل‌های شکل‌سنجی (مورد نمونه: حوضه اوجان‌چای، شمال شرقی کوهستان سهند)

فریبا کرمی، استادیار گروه پژوهشی جغرافیا، دانشگاه تبریز*

چکیده

ارزیابی تکتونیک فعال در هر منطقه دارای اهمیت زیادی است. عبور گسل شمال تبریز از بخش میانی حوضه اوجان-چای و تمرکز تعداد زیادی از مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های سده بیستم در آن، زمینه مناسبی را برای بررسی فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه اوجان‌چای فراهم کرده است. در این راستا، هدف این مطالعه ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی با استفاده از تحلیل‌های شکل‌سنجی و داده‌های لرزه‌زمین‌ساختی در حوضه اوجان‌چای است. داده‌های مورد نیاز برای این پژوهش، نقشه‌های توپوگرافی، زمین‌شناسی، تصاویر ماهواره‌ای، داده‌های لرزه‌نگاری دستگاهی و تاریخی و سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) شامل نرم‌افزارهای Arc/View و Arc/GIS هستند. برای دستیابی به نتایج دقیق، حوضه اوجان‌چای به چهار زیرحوضه تقسیم شده است. نتایج تحلیل‌های شکل‌سنجی نشان می‌دهند که کل حوضه اوجان‌چای دارای فعالیت‌های تکتونیکی زیاد است. در تأیید این تحلیل‌ها، ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی حوضه و تمرکز کانون زمین‌لرزه‌های پیرامون گسل‌های منطقه، تکتونیک فعال را در حوضه اوجان‌چای آشکار می‌سازند.

واژه‌های کلیدی: ژئومورفولوژی تکتونیکی، تحلیل‌های شکل‌سنجی، حوضه اوجان‌چای، شمال شرقی کوهستان سهند

مقدمه

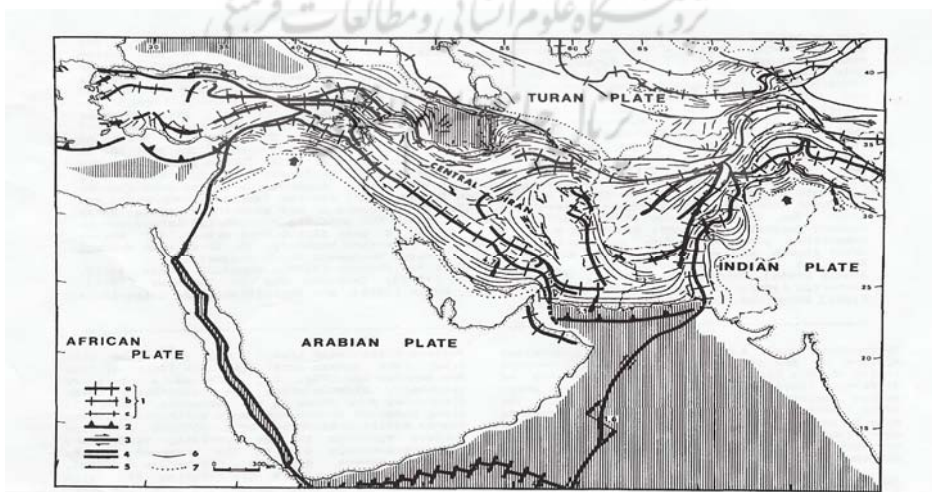
(درویش‌زاده، ۱۳۸۲: ۸۰۲). ایران به دلیل قرارگیری

در این کمربند زلزله‌خیز، از نواحی بسیار فعال و لرزه‌خیز جهان محسوب می‌شود (Martini et al, 1998, 87).

کشور ایران در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا واقع شده است و مورفولوژی کنونی آن بر اثر همین کوهزایی به ویژه آلپ پایانی شکل گرفته است

سپر اوراسیا و عربستان، کوتاه‌شدگی شمالی-جنوبی و بازشدگی شرقی-غربی (شکل ۱) را با گسلش شدید، زمین‌لرزه‌های قوی و ولکانیسم فعال تجربه می‌کند (Karkhanian et al, 2004,109). وقوع زلزله‌های با بزرگی $7/5-7/7$ ریشتر در فواصل زمانی چند صد ساله را به فعالیت گسل‌های این منطقه نسبت می‌دهند. با این که تعدادی از تحقیقات مانند (Berberian, 1997) و (Karkhanian et al, 2002) و غیره ویژگی‌های گسل‌های اصلی واقع در محل برخورد سپرهای مذکور را بیان کردند، ولی به علت پیچیدگی‌هایی که در ژئودینامیک و فعالیت لرزه‌خیزی شمال‌غرب ایران، شرق ترکیه و ارمنستان وجود دارد، هنوز تخمین درستی از حداکثر بزرگی و فواصل زمانی زمین‌لرزه‌ها در گسل‌های امتداد لغز و رانده فعال در این منطقه وجود ندارد و بسیاری از جنبه‌های ژئومتری، جنبانی و میزان لغزش آنها به طور دقیق معلوم نشده است (Karkhanian et al, 2004,109)

براساس مدل جهانی تکتونیک صفحه‌ای، زلزله خیزی ایران از همگرایی پوسته‌های قاره‌ای اوراسیا و عربستان ناشی می‌شود (شکل ۱). این همگرایی باعث حرکت رو به شمال صفحه عربستان به سمت پوسته اوراسیا و فشردگی سپر فلات ایران بین دو صفحه می‌شود (Walker, 2006,655). نتیجه فشردگی موجب تجمع انرژی در گسل‌های پوسته ایران و ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ و کوچک در نقاط مختلف کشور می‌شود (شکل ۲). به این ترتیب، 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 (آقانباتی، ۱۳۸۷: ۲۵). در حال حاضر، شمال‌غرب ایران به همراه شرق ترکیه و ارمنستان به علت استقرار در بخش میانی برخورد دو

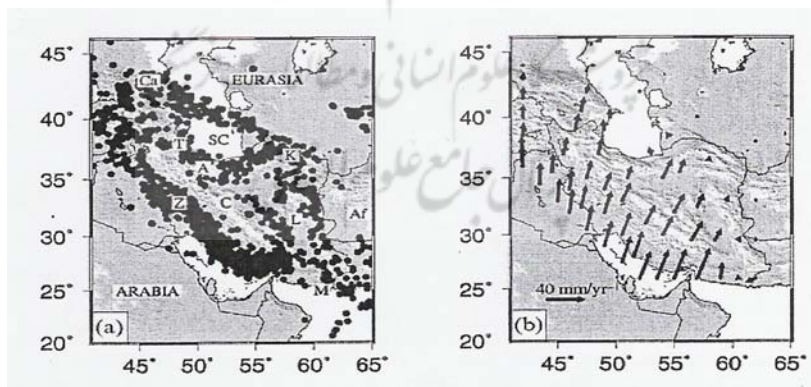


شکل ۱- نقشه استقرار ایران در کمربند آلپ هیمالیا (Berberian, 1983, 38).

این نقشه محبوس شدن ایران در بین دو سپر قدیمی را نشان می‌دهد.

۱. رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی (بیش از سده بیستم در جایی از طول گسل)؛
 ۲. تعیین کانون سطحی زمین‌لرزه‌های بزرگ با خطای کم در سده بیستم در نقطه‌ای از طول گسل؛
 ۳. وجود شواهد زمین‌شناسی مانند جا به جایی در لایه‌ها و ساختارهای سنگی و تشکیل سطوح گسلی؛
 ۴. وجود شواهد ژئومورفولوژی مانند پرتگاه‌های گسلی، پیشانی کوهستانی سنگی، سطوح ژئومورفیک یا تغییرات غیر عادی در رودخانه‌ها و مخروط افکنه‌ها؛
 ۵. گسلش در نهشته‌های کواترنری پسین.
- به این ترتیب، فعالیت گسل‌ها را می‌توان با استناد به داده‌ها و شواهد زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی (مانند تحلیل‌های ژئومورفیک)، زلزله‌شناختی (مانند لرزه‌شناسی باستانی، لرزه‌شناسی دیرینه، لرزه‌نگاری دستگاهی و غیره) تعیین کرد (Similox – Tohon et al, 2006, 371).

از آنجایی که اکثر زمین‌لرزه‌های رخ داده در ایران و جهان سازوکار گسلی دارند، بنابراین، شناسایی گسل‌های فعال به عنوان سرچشمه‌های اصلی لرزه‌زا از اهمیت زیادی برخوردارند. اغلب زمین‌شناسان گسلی را فعال می‌نامند که در ۱۰ هزار سال گذشته (هلوسن)، جا به جایی داشته است. کلر و پیتر (Keller and 2002, 80) نیز گسلی را که هیچ گونه جا به جایی در کواترنر نداشته باشد، گسل غیرفعال می‌نامند. از نظر مهندسی، گسل‌هایی که حداقل در حدود ۳۵ هزار سال گذشته حرکتی نشان داده‌اند یا در ۵۰۰ هزار سال گذشته دو حرکت یا بیشتر داشته‌اند، جزو گسل‌های فعال محسوب می‌شوند (برگی، ۱۳۷۹: ۱۱۰). پورکرمانی و آرین (۱۳۷۶: ۲۱۵) گسل‌هایی را فعال یا گسل با توانایی جنبش در روی زمین به شمار می‌آورند که دارای ویژگی‌های زیر باشند:



شکل ۲ (a): کانون سطحی زلزله‌ها دستگاهی ایران (b): حرکت رو به شمال سپر عربی

به طرف اوراسیا (Walker, 2006, 656)

طول تاریخ دارای سابقه لرزه‌خیزی فراوانی است. عبور این گسل از بخش میانی حوضه اوجان‌چای و تمرکز

گسل شمال تبریز یکی از بنیادترین ساخت‌های زمین‌شناسی موجود در شمال غرب کشور است که در

در مورد مبانی زمین‌ساختی ایران، به ویژه نحوه برخورد سپرهای عربستان و اوراسیا، مطالعات زیادی از سوی دانشمندان متعددی مانند:

Gutenberg and Richter (1954)
Shtoklin (1984), Niazi and Besford (1968)
Nowrozzi (1971, 1976), Shoja – Taheri (1981)
BerBerian and Niazi (1976, 1981), Jackson (1984)
Mckenzie and and غیره صورت گرفته است
Hamzehloo, 2005, 671). همچنین پژوهشگران زیادی
مانند:

Trifonov et al (1996), Priestley et al (1994) و
Hesami; et al (2003) الگوها و ویژگی‌های گسل‌های
فعال منطقه شمال غرب ایران، آذربایجان، قفقاز و
ارمنستان را بررسی کرده‌اند. (Karakhanian et al,
, 324, 2002).

در سال‌های اخیر برخی از مطالعات مانند تقی‌پور و
همکاران (۱۳۸۲)، رفاقی و یساقی (۱۳۸۲)، پورکرمانی و
صدیق (۱۳۸۲)، قیطانچی و شعبانی (۱۳۸۴) وضعیت
لرزه‌زمین‌ساختی، شواهد تکتونیکی فعال و پدیده‌های
ژئومورفولوژیک گسل تبریز را بررسی کردند و برخی
تحقیقات از قبیل جمالی و همکاران (۱۳۷۴)، نجف زاده
نوبری و همکاران (۱۳۸۲) برای ارزیابی مناطق با زمین
ساخت فعال، به محاسبه شاخص‌های زمین ریخت‌شناسی
در بخش‌هایی از گسل تبریز پرداختند. در ادامه این

تعداد زیادی از مراکز سطحی زمین‌لرزه‌های سده بیستم،
زمینه مناسبی را برای بررسی فعالیت گسل‌ها در حوضه
اوجان‌چای فراهم کرده است. این پژوهش سعی دارد
همانند چن و دیگران (Chen et al, 2003, 263-290)،
گوارنیری و پیروتا (Guarnieri and Pirrotta,
2008, 260-273) و گارچا تورتوسا و دیگران (Garcia-
Tortosa and et al, 2008, 374-391) با استفاده از تحلیل-
های شکل‌سنجی و داده‌های لرزه‌نگاری تاریخی و
دستگاهی، مانند سیلوا و دیگران (Silva et al,
2003, 203-225) و (Malik and Mohanty, 2007, 605)
به ارزیابی فعالیت نسبی تکتونیک در این حوضه اقدام
نماید.

پیشینه پژوهش

استفاده از شاخص‌های مورفومتری در مطالعات
فعالیت‌های تکتونیکی به وسیله بال و مکفادن (1977)
Bull and Mcfadden آغاز شد. سپس در نواحی
مختلف دنیا مانند جنوب غرب آمریکا (Rockwell
etal., 1985)، سواحل کاستاریکا (Wells et al., 1988)،
سواحل مدیترانه‌ای اسپانیا (Silva et al., 2003)،
1994)، گرابن آکامبی مکزیک (Ramirez-Herra, 1998)،
شمال شرقی سیسیلی (Guarnieri and Pirrotta, 2008)
و غیره مورد آزمون قرار گرفته و تأیید شده است.

(۲۹۶۵ متر)، قباقداغ (۲۹۰۴ متر)، چناق‌داغ و آروان‌داغ (۲۹۴۵ متر) را نام برد.

گسل شمال تبریز از بخش میانی این حوضه عبور می‌کند. سازوکار حاکم بر این گسل امتداد لغز راستگرد گزارش شده است و به سبب ساز و کار و مکانیسم آن فرونشست فشاری دشت تبریز و بستان‌آباد پدید آمده است. این گسل را می‌توان از پایکوه‌های میشو و موروداغ، کوه‌های عون بن علی تا پایکوه‌های تک‌آلتی داغ دنبال نمود. روند گسل شمال‌غربی- جنوب‌شرقی است و شیب قائم دارد (شکل ۴). این گسل نهشته‌های جوان پلیوکواترنر را قطع کرده و دارای لرزه‌خیزی طولانی است (قنبری، ۱۳۷۶، ۱۷۰). جدول (۱) نمونه‌هایی از زلزله‌های تاریخی گسل شمال تبریز را بیان می‌کند.

تحقیقات، پژوهش حاضر با استفاده از تحلیل‌های مورفومتری به بررسی تکتونیک فعال در بخشی از قطعه جنوب‌شرقی گسل تبریز (حوضه اوجان‌چای) می‌پردازد.

مشخصات جغرافیایی حوضه زهکشی اوجان‌چای

حوضه اوجان‌چای در دامنه شمال‌شرقی توده کوهستانی سهند قرار دارد و از چندین زیرحوضه متعدد مانند اوجان‌چای علیا، اوجان‌چای سفلی، صبری‌چای و اسب‌آبادچای تشکیل شده است (شکل ۳). سرشاخه‌های این رودها از قله شمال‌شرقی و شرق کوهستان سهند سرچشمه گرفته و با روند جنوب‌غرب- شمال‌شرق تا دشت بستان‌آباد و سپس با جهتی شمالی تا پیوستن به آجی‌چای جریان دارند. حداکثر ارتفاع این حوضه در کوهستان جنوب‌غربی بوزداغ، با ارتفاع ۳۵۴۰ متر است و از قله منفرد و مرتفع این حوضه می‌توان بیوک‌داغ

جدول ۱- نمونه‌هایی از زمین‌لرزه‌های تاریخی گسل فشاری تبریز (آقاناتی، ۱۳۸۷)

بزرگی (ریشتر)	تاریخ	شیب	امتداد	درازا (کیلومتر)	موقعیت	گسل
۶/۲	۸۵۸ میلادی					گسل فشاری شمال تبریز
۷/۶	۱۰۲۴/۱۱/۴			۱۱۰	بلافاصل شمالی	
۷/۷	۱۷۲۱/۴/۲۶	NE	NW-SE		شهرهای تبریز و	
۷/۷	۱۷۸۰/۱/۸				بستان‌آباد	
۵/۱	۱۹۶۵/۲/۱۰					

طرز کار و مطالعه

روش‌ها

جمع‌آوری داده‌های مورد نیاز شامل موارد زیر است:

۱- کتب، مقالات و گزارش‌های منتشر شده در مورد موضوع و مکان مورد پژوهش؛

۲- تصاویر ماهواره‌ای برای شناسایی منطقه، تشخیص گسل‌ها و غیره؛

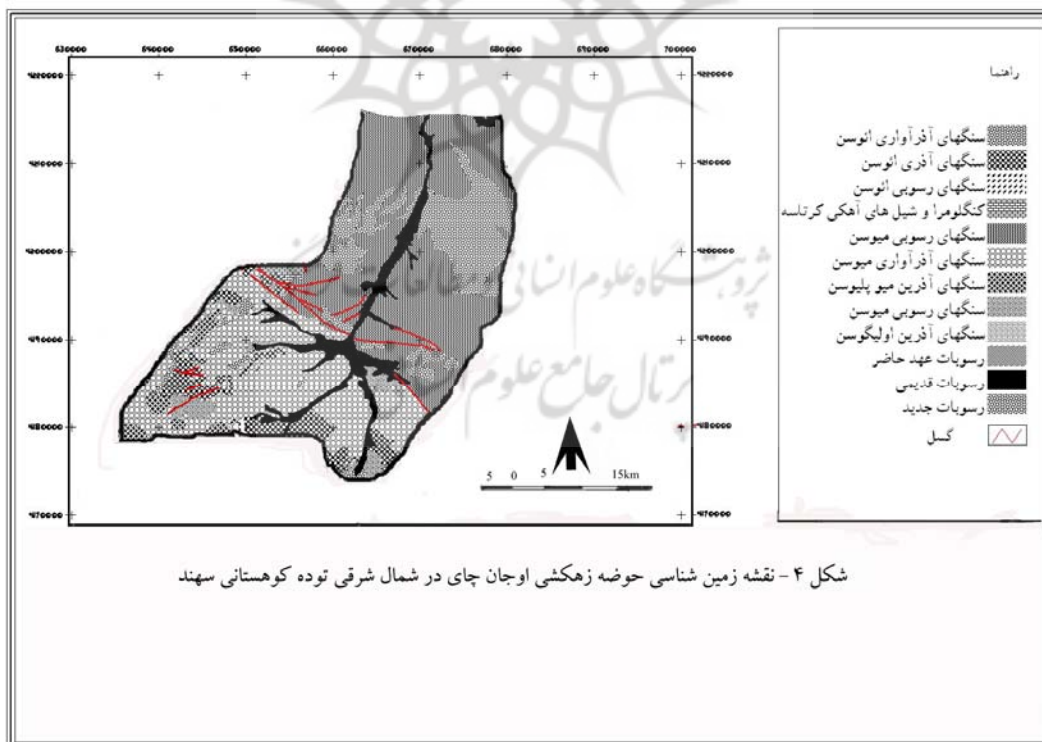
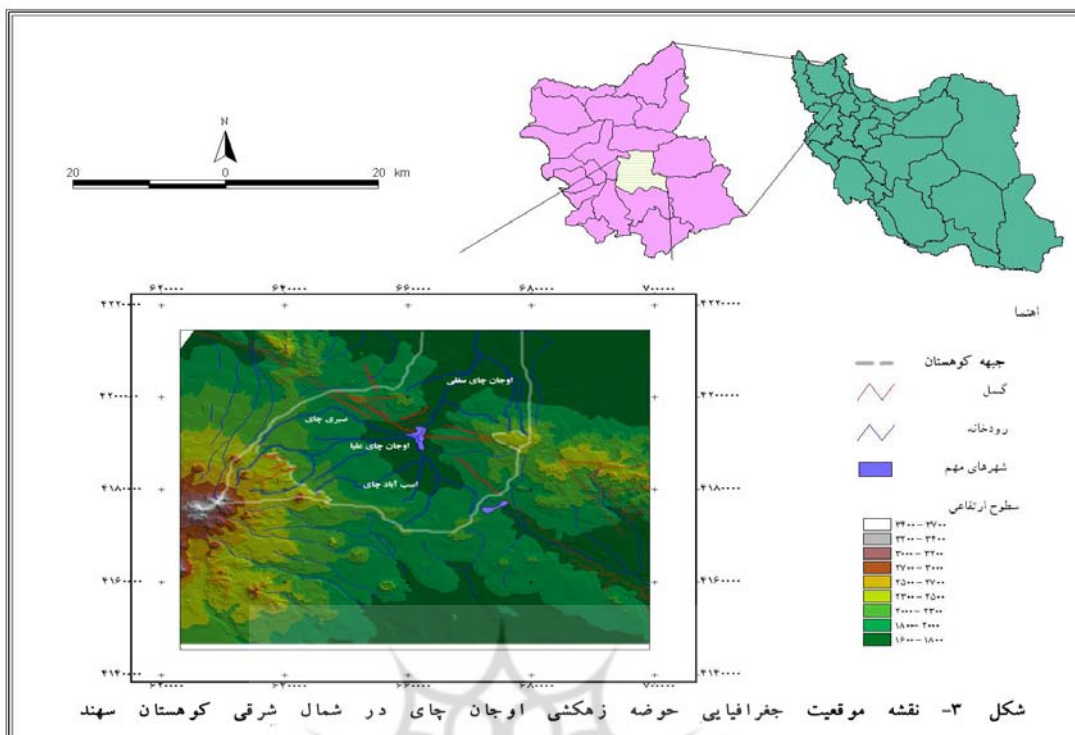
۳- نقشه‌های توپوگرافی (۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰) و زمین‌شناسی (۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰) به منظور مطالعه عوارض سطح زمین، ساختار زمین‌شناسی و لیتولوژی و غیره؛

۴- داده‌های مهلزهای و لرزه نگاری دستگاهی سده بیستم برای استان آذربایجان شرقی به منظور تهیه و ترسیم نقشه توزیع مکانی کانون زمین‌لرزه‌های منطقه. این داده‌ها از شبکه لرزه‌نگاری سازمان ژئوفیزیک دانشگاه تهران،

پایگاه داده‌های علوم زمین، سایت پژوهشکده زلزله شناسی و مهندسی زلزله و سایر موسسه‌ها از قبیل USGA NEIC جمع‌آوری شدند؛

۵- استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی و بهره‌گیری از نرم‌افزارهای اتوکدمپ ۲۰۰۴، آرکویو و آرک. جی.آی.اس در ترسیم کلیه نقشه‌ها.

در این پژوهش ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی براساس تحلیل‌های شکل‌سنجی^۱ و داده‌های لرزه‌نگاری انجام می‌شود. یکی از پارامترهای شکل‌سنجی که در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته است، شاخص‌های ژئومورفیک است (جدول ۲). شاخص‌های ژئومورفیک ابزاری برای تحلیل اشکال زمینی و ارزیابی میزان فعالیت‌های تکتونیکی در یک منطقه می‌باشند (Malik and Mohanty, 2007, 605). این شاخص‌ها معمولاً با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی و مدل رقومی ارتفاع (DEM) محاسبه و برآورد می‌شوند. شاخص‌های ذکر شده در مورد مناطقی که به دلیل فعالیت‌های تکتونیکی تغییرات تند و یا حتی آرامی را تجربه می‌کنند، بطور سریع اطلاعات مطمئن و ارزشمندی ارائه می‌دهند (Ramirez-Herrera, 1998, 317).



$2 > Iat > 1/5$ فعالیت‌های تکتونیکی زیاد

$2/5 > Iat > 2$ فعالیت‌های زمین‌ساختی متوسط

$Iat > 2/5$ فعالیت‌های کم و ناچیز

برای تأیید تکتونیک فعال در حوضه اوجان‌چای، با استفاده از داده‌های لرزه‌ای تاریخی و لرزه‌نگاری دستگاهی در سده بیستم، پراکنش کانون سطحی زمین-لرزه‌ها در پیرامون گسل‌های منطقه مشخص و با ترسیم نقشه لرزه زمین‌ساختی، رابطه میان مکان گسل‌ها و مراکز سطحی و کانون زمین‌لرزه‌ها بررسی شد.

پس از برآورد شاخص‌های ژئومورفیک در منطقه مورد مطالعه و تعیین کلاس آنها برپایه جدول (۳)، ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیکی حوضه اوجان‌چای از شاخص (Iat) به دست می‌آید:

$$Iat = S / n$$

Iat = شاخص فعالیت نسبی تکتونیک، S = مجموع کلاس‌های شاخص‌های ژئومورفیک محاسبه شده و N = تعداد شاخص‌های محاسبه شده. طبقه‌های مختلف شاخص (Iat) به صورت زیر است.

(Hamdouni et al, 2008, 171)

$Iat = 1-1/5$ فعالیت‌های زمین‌ساختی شدید

جدول ۳- طبقه‌های شاخص‌های ژئومورفیک از نظر فعالیت‌های تکتونیکی

طبقات	Bull and Mcfadden (1977)	Rockwell et al, (1989)	Silva et al, (2003)	Hamdouni et al, (2008)
کلاس ۱ (فعال)	$S_{mf}: 1.2-1.6$ $V_f: 0.055-0.5$	$S_{mf} < 1.4$ $V_f < 1$	$S_{mf} < 1.53$ $V_f < 0.6$	$S_{mf} < 1.1$ $V_f < 0.5$ SI: High anomalous values [Af - 50] > 15 Bs > 4
کلاس ۲ (نیمه فعال)	$S_{mf}: 1.8-3.4$ $V_f: 0.5-3.6$	-----	$S_{mf}: 1.8-2.3$ $V_f: 0.3-0.8$	$S_{mf}: 1.1-1.5$ $V_f: 0.5-1$ SI: low anomalous values [Af - 50]: 7-15 Bs: 4-3
کلاس ۳ (غیرفعال)	$S_{mf}: 2-7$ $V_f: 2-47$	$S_{mf} > 1.4$ $V_f > 1$	$S_{mf}: 2.8-3.5$ $V_f: 0.8-1.2$	$S_{mf} > 1.5$ $V_f > 1$ SI: No anomalies [Af - 50] < 7 Bs < 3

نتایج و تحلیل

یکی از شاخص‌هایی که با ارزیابی شکل‌سنجی، بررسی تغییرات مورفولوژی جبهه‌های کوهستانی و سپس تعیین میزان نسبی فعالیت تکتونیکی را امکان‌پذیر ساخته است شاخص سینوسی جبهه کوهستان (Smf) می‌باشد. مقادیر کم شاخص (Smf) در جبهه‌های کوهستانی با

تکتونیک فعال و بالاآمدگی در ارتباط است. جبهه‌های کوهستانی ممتد با میزان شاخص کم، فعالیت تکتونیکی منطقه را آشکار می‌سازد. اگر میزان بالاآمدگی کاهش یابد یا متوقف شود، فرآیندهای فرسایشی فرصت حفر کناری رودخانه‌هایی را که از جبهه کوهستان عبور می‌کنند، پیدا

کرده و آنها را آشفته می‌سازند. در این صورت میزان (Smf) افزایش می‌یابد.

جدول ۲- شاخص‌های ژئومورفیک مورد استفاده در تحلیل تکتونیکی حوضه زهکشی اوجان‌چای

نام شاخص‌ها	انواع شاخص‌ها	مولفان	توضیحات
سینوسی جبهه کوهستان (Smf)	$Smf = Lmf / Ls$ $= S_{mf}$ = سینوسیته یا پیچ و خم جبهه کوهستان Lmf = طول جبهه کوهستان در مرز بین کوهستان و دشت Ls = طول خطی مماس در امتداد جبهه کوهستان	Bull and Mcfadden (1977) Keller and Pinter (2002)	رابطه بین تمایل رودخانه و فرآیندهای دامنه‌ای را به ایجاد جبهه کوهستانی نامنظم و نیروهای تکتونیکی که جبهه ممتد و مستقیمی را به وجود می‌آورند، نشان می‌دهد.
نسبت پهنای کف دره به ارتفاع آن (V _f)	$V_f = 2 V_{fw} / [(E_{fd} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})]$ $= V_f$ = شاخص نسبت پهنای کف دره ارتفاع آن $= V_{fm}$ = پهنای کف دره E_{fd}, E_{rd} = ارتفاع متوسط خط تقسیم آب در سمت چپ و راست دره E_s = ارتفاع متوسط کف دره از سطح آب‌های آزاد	Bull and Mcfadden (1977) Silva et al, (2003) Guarnieri and Pirrotta (2008)	بیانگر تفاوت دره‌های پهن با مقادیر نسبتاً زیاد شاخص و دره‌های V شکل با مقادیر کم شاخص هستند.
شیب طولی رودخانه (SI)	$SI = (\Delta H / \Delta L) L$ $= SI$ = شاخص شیب طولی رودخانه، $\Delta H / \Delta L$ = شیب آبراهه یا گرادیان یک قطعه، ΔH = اختلاف ارتفاع قطعه مورد نظر، ΔL = طول شاخه مورد نظر، L = مجموع طول آبراهه	Keller and Pinter (2002) Larue (2008)	مقادیر کم یا زیاد شاخص اگر با عوامل لیتولوژی در ارتباط نباشد، بی‌نظمی‌های ناشی از تکتونیک را آشکار می‌کند.
درصد جبهه-های کوهستانی ممتد (Eu)	$Eu = Lmfd / Ls$ $= Eu$ = درصد پرتگاه‌های بریده نشده جبهه کوهستان $Lmfd$ = طول بخش‌های بریده نشده جبهه کوهستان Ls = طول جبهه کوهستان	Ramirez-Herrera (1998)	جبهه‌های کوهستانی که از نظر تکتونیکی فعال هستند، با مقادیر زیاد شاخص دارای اسکارپمان-های ممتد و بریده نشده هستند
نسبت شکل حوضه (Bs)	$Bs = Bl / Bw$ $= Bs$ = شاخص شکل حوضه Bl = اندازه طول حوضه از انتهایی‌ترین مقسم آب تا خروجی حوضه Bw = پهنای حوضه در پهن‌ترین قسمت	Garcia-tortosa, et al, (2008) Hamdouni et al, (2008)	مقادیر زیاد شاخص، حوضه‌های کشیده و فعالیت‌های تکتونیکی زیاد را نشان می‌دهد. میزان کم شاخص نیز به دایره‌ای شکل بودن حوضه‌های زهکشی دلالت می‌کند.
عدم تقارن حوضه (AF)	$AF = 100(Ar / At)$ $= AF$ = عامل عدم تقارن حوضه Ar = مساحت حوضه در سمت راست آبراهه اصلی (به طرف پایین دست حوضه) At = مساحت کل حوضه	Harkins et al, (2005) Guarnieri and Pirrotta (2008)	کج شدگی حوضه‌های زهکشی را ارزیابی می‌کند.

شرقی که در امتداد خط گسل و نزدیک به آن است، مقدار شاخص (S_{mf}) برابر با $1/4$ جبهه کوهستانی کاملاً ممتدی را نشان نمی‌دهد. در ضمن بیانگر برتری کامل فرآیندهای فرسایشی هم نیست، بلکه گویای نیمه فعال بودن تکتونیک در این بخش است. در مجموع، براساس شاخص سینوسی جبهه کوهستانی حوضه اوجان چای با میزان S_{mf} برابر با $1/5$ ، از نظر فعالیت‌های تکتونیکی نیمه فعال است.

شاخص (S_{mf}) در حوضه آبریز اوجان چای که با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی $1:50000$ و در طول دو جبهه کوهستانی محاسبه شده است، بین $1/6$ - $1/4$ به دست آمده است (جدول ۴). بیشترین میزان شاخص سینوسی در قطعه غربی حوضه، $1/6$ برآورد شده است (شکل ۳). اوجان‌چای در جبهه غربی با جهت جنوب‌غربی - شمال شرقی جبهه کوهستانی را با سنگ‌های آذرآواری میوسن و آذرین میوپلیوسن حفر نموده و آن را نسبتاً بی‌نظم کرده است. در این بخش فاصله بین جبهه کوهستانی و خط گسل زیاد است. در جبهه شمال-

جدول ۴ - مقادیر شاخص S_{mf} جبهه‌های کوهستانی حوضه اوجان چای

کلاس	S_{mf}	L_s	L_{mf}	جبهه کوهستان
۳	$1/6$	$4/3$	۷	۱
۳	$1/6$	۶	$9/6$	۲
۲	$1/4$	۷	$9/8$	۳
۲	$1/5$			کل حوضه

نسبت پهناي کف دره به ارتفاع متوسط آن شاخصی را معرفی می‌کند که تفاوت بین دره‌های با کف نسبتاً پهن و دیواره‌های بلند (U شکل) را با دره‌های باریک و شیب تند (V شکل) بیان می‌کند. این نسبت شاخص (V_f) نامیده می‌شود. از آنجایی که بالآآمدگی با حفر بستر آبراهه ارتباط دارد، میزان کم شاخص (V_f) مقادیر زیادتر بالآآمدگی، حفر دره و وجود فعالیت تکتونیکی را نشان می‌دهد. در حوضه اوجان‌چای مقادیر (V_f) در نیم

کیلومتری بالاتر از جبهه کوهستانی و در دره‌های اصلی محاسبه شده و در جدول (۵) آمده است. برای نمایش منحنی‌های هم ارزش شاخص (V_f) در کل حوضه اوجان‌چای، مقدار شاخص در ۵ نقطه در مسیر آبراهه-های اصلی محاسبه شد (شکل ۵). شایان ذکر است مقادیر (V_f) نسبت به اندازه حوضه، دبی و نوع واحدهای سنگی فرق می‌کند.

جدول ۵ - مقادیر شاخص V_f در حوضه اوجان‌چای

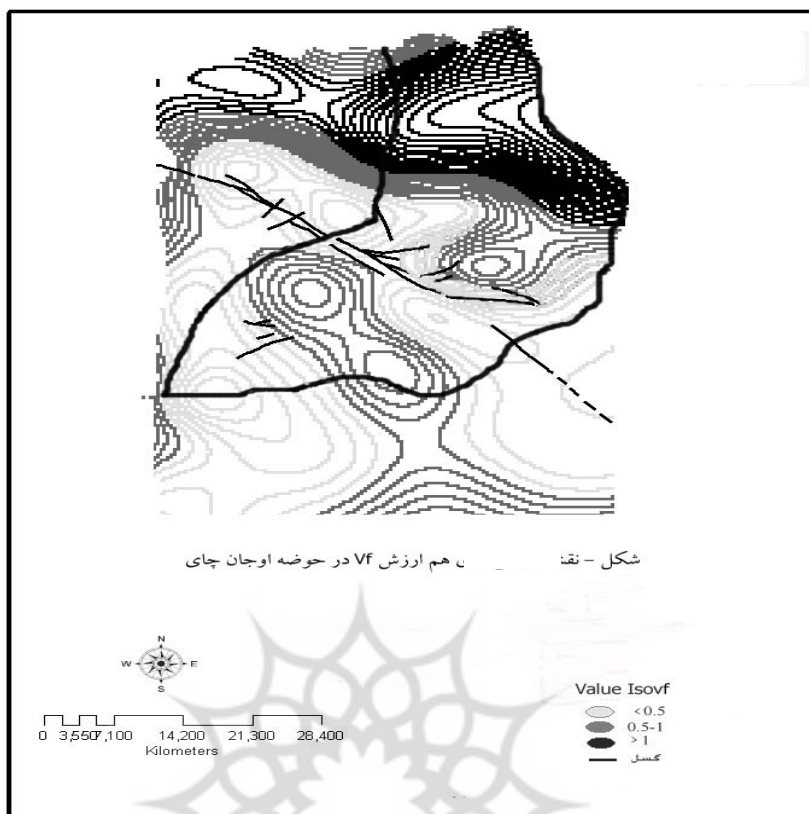
کلاس	V_f	E_{ld}	E_{rd}	E_{sc}	V_{fm}	جبهه کوهستان
۲	۰/۹۷	۲۹۳۳	۲۷۰۰	۲۳۰۰	۵۰۰	دره اوجان‌چای علیا
۲	۱/۰۲	۲۹۸۱	۲۹۰۰	۲۵۰۰	۴۵۰	دره اسب‌آبادچای
۲	۱/۰۹	۲۹۳۳	۲۴۰۰	۲۳۰۰	۴۰۰	دره اوجان‌چای سفلی
۲	۱/۰۷	۲۴۶۵	۲۴۰۰	۲۲۰۰	۲۵۰	
۲	۱/۰۴					کل حوضه

درصد جبهه‌های کوهستانی ممتد (Eu)، شاخص دیگری است که امتداد بریده نشده پرتگاه‌های کوهستانی را نشان می‌دهد. معمولاً پرتگاه‌های بریده نشده و ممتد، مناطق فعال تکتونیکی را مشخص می‌سازند که میزان شاخص (Eu) در این مناطق زیاد است. در صورتی که در امتداد جبهه‌های کوهستانی پرتگاه‌های بریده شده بیشتر دیده شوند، مقادیر شاخص (Eu) کم خواهد بود. در جبهه‌های کوهستانی حوضه اوجان‌چای شاخص (Eu) مقادیر میانی نزدیک به ۵۰ درصد را نشان می‌دهد (جدول ۶). براساس این شاخص حوضه مورد مطالعه، از نظر فعالیت‌های تکتونیکی در وضعیت نیمه فعال است.

مقادیر جدول (۵) نشان می‌دهد که در جبهه کوهستانی دره‌های اوجان‌چای شاخص (V_f) به عدد یک نزدیک است. به این ترتیب، می‌توان فعالیت‌های تکتونیکی این دره‌ها را متوسط برآورد کرد. نقشه منحنی-های هم ارزش (V_f) در حوضه اوجان‌چای (شکل ۵) نیز مقادیر کم شاخص را در پیرامون گسل نمایش می‌دهد. در بالا دست زیرحوضه‌های مورد مطالعه به دلیل واحدهای لیتولوژی مقاوم (سنگ‌های آذرین) اغلب دره-ها V شکل هستند و مقادیر شاخص بسیار پایین دیده می‌شود. با فاصله گرفتن از گسل‌ها، دره‌های رودخانه‌ها فرصت تعریض بستر را یافته و پهنای کف دره‌ها و میزان شاخص افزایش یافته است.

جدول ۶ - مقادیر شاخص (Eu) جبهه‌های کوهستانی حوضه اوجان‌چای

کلاس	$(Eu)\%$	L_s	L_{mf}	جبهه کوهستان
۲	۵۷/۱۴	۴	۷	۱
۲	۴۹/۷۸	۴/۷۵	۹/۶	۲
۲	۵۱/۰۲	۵	۹/۸	۳
۲	۵۲/۶۵			کل حوضه

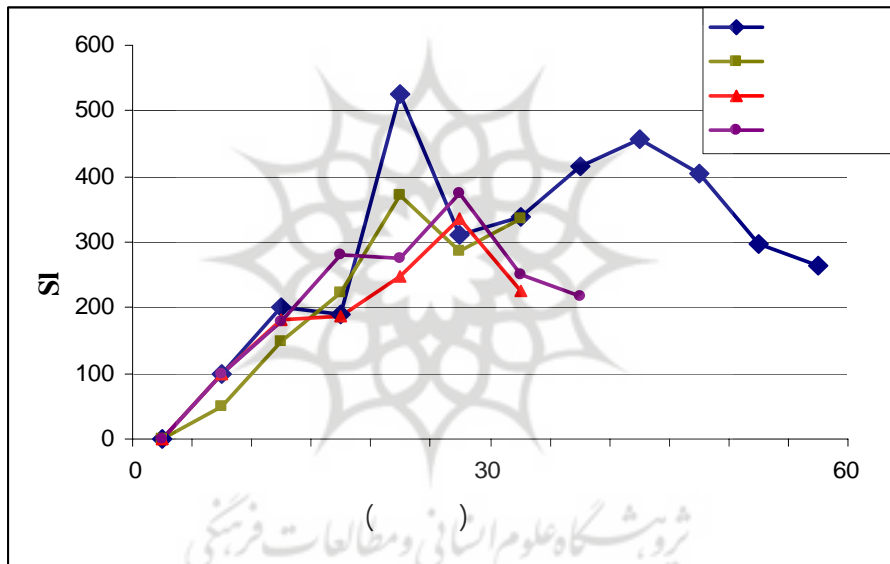


شاخص شیب طولی رودخانه (SI) که هرگونه بی- در صبری چای شیب طولی رودخانه در ارتفاع
 نظمی را در نیمرخ طولی رودخانه بیان می‌کند، در چهار
 زیرحوضه صبری چای، اوجان چای علیا، اوجان چای
 سفلی و اسب آباد چای محاسبه شد. از آنجایی که شاخص
 (SI)، به تغییرات شیب آبراهه حساس است، از این رو،
 ارزیابی ارتباط بین فعالیت‌های تکتونیکی و مقاومت
 واحدهای سنگی و توپوگرافی را ممکن می‌سازد. به این
 ترتیب، تغییرات شیب طولی رودخانه با در نظر گرفتن
 لیتولوژی، تکتونیک و اختلاف ارتفاع بررسی می‌شود
 (جدول ۷).

۱۹۰۰ متری در اثر گسل و برونزد سنگ‌های آذرین
 ائوسن تغییر یافته است. همچنین در انتهای حوضه،
 جایی که رودخانه در آبرفت‌ها جریان دارد، اثر گسل
 اصلی، شیب طولی رودخانه را افزایش داده است. در
 نیمرخ طولی اوجان چای سفلی نیز در دو نقطه بی‌نظمی
 شاخص (SI) با فعالیت گسل‌ها در ارتباط است (جدول
 ۷). تغییراتی که در میزان (SI) رودخانه اسب‌آباد چای
 وجود دارد بطور عمده به علت تغییر واحدهای لیتولوژی
 بوده، تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساخت فقط در پایین دست
 رودخانه با عبور گسل اصلی مشاهده می‌شود. در اوجان-

نمودار تغییرات شاخص (SI) در زیرحوضه‌های اوجان‌چای (شکل ۶) نوسان‌های زیاد میزان شاخص را در اوجان‌چای علیا نشان می‌دهد. تغییرات شاخص در سایر زیرحوضه‌ها متوسط است. براساس این نمودار جدول (۸) تنظیم شده است. در مجموع برمبنای این شاخص، حوضه اوجان‌چای دارای فعالیت‌های تکتونیکی متوسط است

چای علیا؛ جایی که رودخانه سنگ‌های سخت (مانند سنگ‌های آذرین) را قطع کرده است، میزان شاخص افزایش یافته است. منطقه‌ای با سنگ‌های نرم و SI بالا نشان دهنده فعالیت‌های نئوتکتونیکی است. این وضعیت در پایین دست رودخانه (در ارتفاع ۱۸۰۰ متری) در آبرفت‌های رودخانه‌ای دیده می‌شود (جدول ۷).



شکل ۶- تغییرات شاخص (SI) در طول رودخانه‌های اوجان‌چای

جدول ۸- مقادیر شاخص (SI) جبهه‌های کوهستانی حوضه اوجان‌چای

کلاس	تغییرات (SI)	زیرحوضه
۱	زیاد	اوجان چای علیا
۲	متوسط	اوجان چای سفلی
۲	متوسط	صبری چای
۲	متوسط	اسب آبادچای
۲	متوسط	کل حوضه

جدول ۷ - میزان شاخص (SI) در زیرحوضه‌های اوجان‌چای

ویژگی واحدهای لیتولوژی و ساختار زمین-شناسی	میزان شاخص (SI)	طول رودخانه (کیلومتر)	ارتفاع (متر)	زیرحوضه
سنگ‌های آذرآواری	۰	۰	۲۲۵۰	صبیری چای
سنگ‌های آذرآواری	۵۰	۱/۷۵	۲۲۰۰	
سنگ‌های آذرآواری	۱۵۰	۵/۲۵	۲۱۰۰	
سنگ‌های آذرآواری	۲۲۳/۵	۹/۵	۲۰۰۰	
سنگ‌های آذرین انوسن - گسل	۳۷۱/۵	۱۳	۱۹۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای	۲۸۵/۷	۲۰	۱۸۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای - گسل	۳۳۵/۲۹	۲۸/۵	۱۷۰۰	
کنگلوپرا و ماسه سنگ میوسن	۰	۰	۲۳۰۰	اوجان‌چای سفلی
کنگلوپرا و ماسه سنگ میوسن	۱۰۰	۱	۲۲۰۰	
کنگلوپرا و ماسه سنگ میوسن	۱۸۰	۲/۲۵	۲۱۰۰	
کنگلوپرا و ماسه سنگ میوسن و گسل	۲۸۰	۳/۵	۲۰۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای	۲۷۵	۵/۵	۱۹۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای - گسل	۳۷۵	۷/۵	۱۸۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای	۲۵۰	۱۲/۵	۱۷۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای - گسل	۲۱۶/۶	۱۶/۲۵	۱۶۵۰	
سنگ‌های آذرآواری	۰	۰	۲۳۰۰	اسب‌آبادچای
سنگ‌های آذرآواری	۱۰۰	۱/۵	۲۲۰۰	
سنگ‌های آذرآواری	۱۸۲/۷۱	۳/۲۵	۲۱۰۰	
سنگ‌های آذرآواری	۱۸۶/۶	۷	۲۰۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای	۲۴۷/۳۶	۱۱/۷۵	۱۹۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای - گسل	۳۳۵	۱۶/۷۵	۱۸۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای	۲۲۶/۴۲	۳۰	۱۷۰۰	
سنگ‌های آذرین میوسن	۰	۰	۲۷۰۰	اوجان چای علیا
سنگ‌های آذرین میوسن	۱۰۰	۱	۲۶۰۰	
سنگ‌های آذرین میوسن	۲۰۰	۲	۲۵۰۰	
سنگ‌های آذرین میوسن	۱۸۸/۸۸	۴/۲۵	۲۴۰۰	
سنگ‌های آذرآواری - گسل فرعی	۵۲۵	۵/۲۵	۲۳۰۰	
سنگ‌های آذرآواری	۳۱۰	۷/۷۵	۲۲۰۰	
سنگ‌های آذرآواری	۳۳۸/۴۶	۱۱	۲۱۰۰	
سنگ‌های آذرین	۴۱۴/۲۸	۱۴/۵	۲۰۰۰	
سنگ‌های آذرین	۴۵۶/۲۵	۱۸/۲۵	۱۹۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای - گسل	۴۰۴/۱۶	۲۴/۲۵	۱۸۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای	۲۹۷/۹۵	۳۶/۵	۱۷۰۰	
آبرفت‌های رودخانه‌ای	۲۶۴/۰۴	۵۸/۷۵	۱۶۵۰	

شکل حوصه نشان می‌دهد که در اوجان‌چای زیرحوصه صبری‌چای کشیده‌تر است. در مقابل شکل حوصه اسب آبادچای تقریباً شبیه نیم دایره است (شکل ۳). در کل حوصه اوجان‌چای با مقادیر شاخص نسبت شکل حوصه زهکشی (Bs)، حوصه نیمه فعالی را از نظر فعالیت‌های تکتونیکی نشان می‌دهد (جدول ۹).

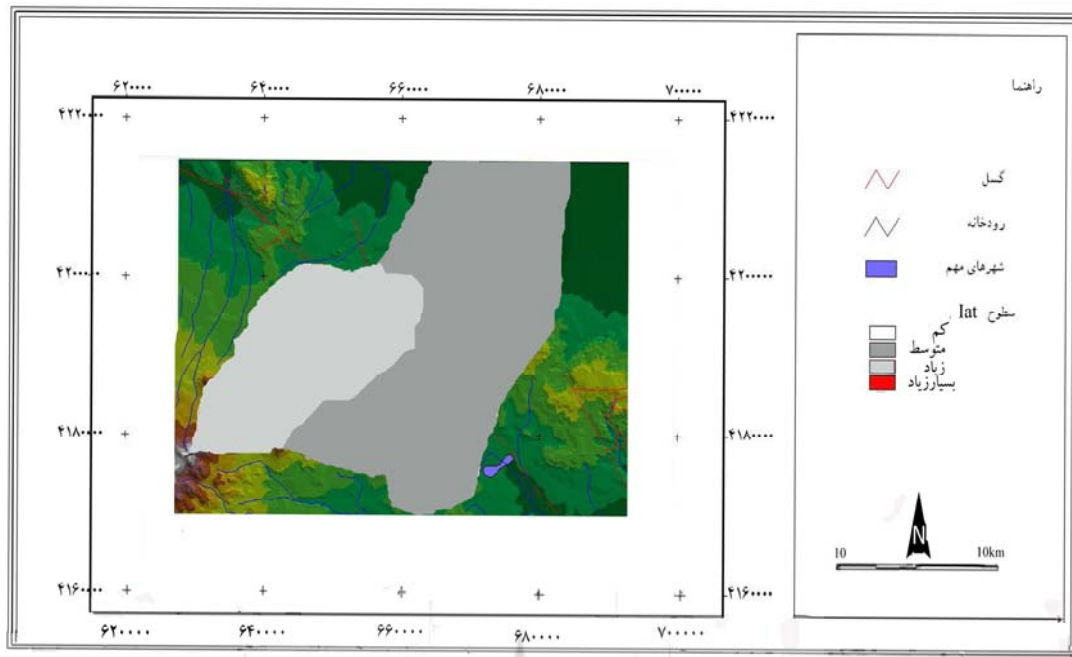
نسبت شکل حوصه زهکشی (Bs) نیز شاخصی است که در ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی به کار می‌رود. معمولاً شکل حوصه‌هایی که از نظر زمین ساخت فعال هستند، کشیده است. در این حوصه‌ها میزان شاخص از عدد مبنای ۴ بیشتر است. با توقف فعالیت یا غلبه فرآیندهای فرسایشی، شکل حوصه بتدریج در طی زمان دایره می‌شود و شاخص کاهش می‌یابد. محاسبه نسبت

جدول ۹ - مقادیر شاخص (Bs) جبهه‌های کوهستانی حوصه اوجان‌چای

کلاس	Bs	Bw	Bl	زیرحوصه‌ها
۲	۴/۲	۷/۵	۳۱/۵	اوجان چای علیا
۳	۲/۰۱	۱۸	۳۶/۲۵	اوجان چای سفلی
۱	۴/۵	۵/۵	۲۵	صبری چای
۳	۱/۷	۱۷/۵	۲۹	اسب آبادچای
۲	۳/۱			کل حوصه

شماایل به چپ زیرحوصه‌های اوجان‌چای علیا، اسب آبادچای و صبری‌چای با حرکت امتداد لغز راستگرد گسل اصلی منطبق است. این وضعیت سبب شده شاخص (AF) حوصه اوجان‌چای را از نظر فعالیت‌های تکتونیکی فعال نشان دهد.

شاخص عدم تقارن حوصه‌های زهکشی (AF) برای بیان کج‌شدگی تکتونیکی حوصه‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. مقادیر شاخص (AF) که برای حوصه اوجان-چای محاسبه شده، در جدول (۱۰) آمده است. در حالت کلی، شماایل به راست زیرحوصه‌های اوجان‌چای سفلی و



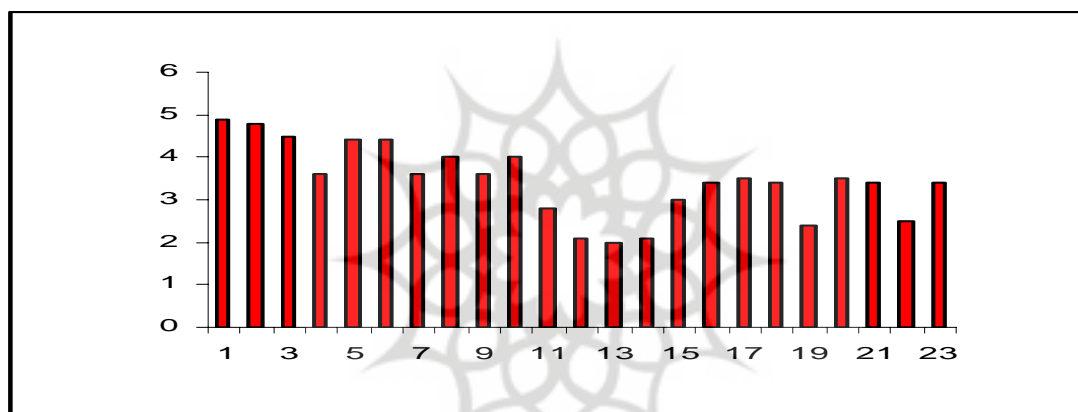
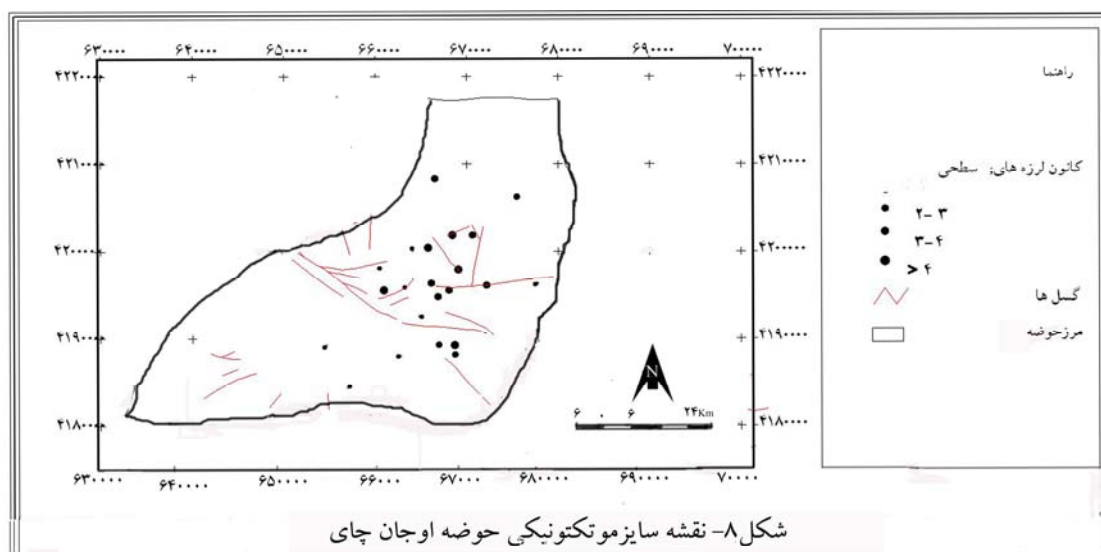
شکل ۷- نقشه سطوح Iat حوضه زهکشی اوجان چای

های تاریخی نیز تجربه، زلزله‌های بزرگتر از ۷ ریشتر را در حوضه اوجان‌چای آشکار می‌سازند (جدول ۱). براساس داده‌های لرزه‌نگاری سطحی، فراوانی وقوع زمین‌لرزه‌های با بزرگی $4/5 - 3/5$ ریشتر در حوضه اوجان‌چای بیشتر است (شکل ۹). از آنجایی که کانون زمین‌لرزه‌های حوضه مورد مطالعه سطحی و کم عمق است و به دلیل تمرکز جمعیت و کیفیت پایین سازه‌ها و بناها در این منطقه، تاکنون زمین‌لرزه‌های $4/5 - 3/5$ ریشتر خسارت‌های مالی زیادی به وجود آورده‌اند.

در تأیید تحلیل‌های شکل سنجی و تکتونیک فعال در منطقه با گردآوری داده‌های زمین‌لرزه‌ای تاریخی و دستگاهی در حوضه اوجان‌چای و ترسیم نقشه پراکنش کانون سطحی لرزه‌های دستگاهی (شکل ۸) مشخص شد که تراکم کانون زمین‌لرزه‌ها در بخش مرکزی حوضه بیشتر دیده می‌شود. این مناطق از نظر واحدهای لیتولوژی از سنگ‌های رسوبی و پادگانه‌های آبرفتی تشکیل شده‌اند. برپایه این نقشه، کانون سطحی اکثر زلزله‌ها در پیرامون گسل‌های منطقه قرار دارد. دستگاه‌های لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، بزرگی زمین‌لرزه‌های سده بیستم حوضه اوجان‌چای را مابین کوچکتر از ۳ ریشتر تا $4/9$ ریشتر ثبت کرده است^۱. داده‌های زمین‌لرزه-

مدت لرزش، تراکم جمعیت و غیره در برآورد میزان خسارت موثر هستند، ولی بزرگی ۴ ریشتر معمولاً بعنوان آستانه خسارت در نظر گرفته می‌شود (معماریان، ۱۳۸۳).

۱- زلزله‌های $4/9 - 4$ ریشتر در طبقه لرزش‌های قوی کوچک قرار می‌گیرند و با وجودی که بزرگی الزاماً مقیاسی از خسارت ایجاد شده توسط زمین-لرزه بدست نمی‌دهد و عواملی مانند ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه، عمق، کانون،



شکل ۹- نمودار بزرگی و تعداد زلزله‌های سده بیستم حوضه اوجان چای

نتیجه گیری

هدف این پژوهش بررسی تکتونیک فعال حوضه اوجان چای به وسیله داده‌های زمین‌شناسی، ژئومورفولوژی و لرزه‌شناسی و با استفاده از تحلیل‌های شکل‌سنجی می‌باشد. گسل شمال تبریز مهمترین گسل حوضه اوجان چای است. فعالیت این گسل و دیگر گسل‌های فرعی منطقه در طول کواترنر نقش اصلی را در ساختار ژئومورفولوژی منطقه ایفا کرده است؛ به طوری - که آثار این فعالیت‌ها بر روی ویژگی‌های سیستم رودخانه‌ای و حوضه‌های زهکشی دیده می‌شود.

نتایج تحلیل شکل‌سنجی زیرحوضه‌های اوجان چای نشان می‌دهد که چشم اندازه‌های منطقه تا حدود زیادی از فعالیت‌های زمین‌ساختی گسل شمال تبریز تأثیر پذیرفته‌اند. ارزیابی نسبی فعالیت‌های تکتونیک در زیرحوضه‌های اوجان چای با شاخص Iat این واقعیت را آشکار می‌سازد که همه زیرحوضه‌ها با درجات مختلف از حرکات تکتونیک متأثر شده‌اند؛ به طوری که فعالیت تکتونیک در زیرحوضه‌های اوجان چای علیا و صبری-چای زیاد و در سایر زیرحوضه‌ها متوسط می‌باشد. براساس این تحلیل‌ها، مجموع حوضه آبریز اوجان چای از نظر فعالیت‌های تکتونیک فعال تشخیص داده شد.

۶- جمالی، فرشاد و محمدجواد بلورچی، (۱۳۷۴)، شاخص‌های زمین ریخت شناختی در ارزیابی مناطق با زمین ساخت فعال، مجموعه مقالات چهاردهمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی کشور. تهران. ایران

۷- درویش زاده، علی، (۱۳۸۲)، زمین شناسی ایران، نشر دانش امروز، تهران

۸- رفاقی، جواد و علی یساقی، (۱۳۸۲)، بررسی وضعیت ساینز موتکتونیکی - لرزه خیزی شمال غرب ایران مجموعه مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی کشور. تهران. ایران

۹- قیطانچی، محمدرضا و الهام شعبانی، (۱۳۸۴)، لرزه زمین ساخت شمال غرب ایران با تاکید بر مطالعه خرد، مجموعه مقالات بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی کشور. تهران. ایران

۱۰- قنبری، عبادا...، (۱۳۷۶)، تحلیل زمین لرزه‌ها در رابطه با گسل‌های فعال در آذربایجان، نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، شماره ۴-۱، صص ۱۸۴-۱۶۹

۱۱- نجف زاده نوبر، سیما، عباسی، محمدرضا و هادی طبسی، (۱۳۸۲)، بررسی مورفوتکتونیکی آتشفشان سهند با اندازه گیری شاخص‌های مورفومتریک، مجموعه مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی کشور. تهران. ایران.

12- BerBerian, M., Active faulting and tectonics of Iran. Geodynamics Series, volume3. 1983.

13-BerBerian, M. Seismic Sources of transcaucasian earthquake. In : Giardin:, D., and

رخداد ۲۳ زمین لرزه با بزرگی کمتر از ۲/۵ تا ۵ ریشتر در مجاورت گسل اصلی حوضه مورد مطالعه و گسل‌های فرعی مهم آن در سده گذشته، دلیل دیگری بر پویایی تکتونیک منطقه است. به این ترتیب، نتایج داده‌های لرزه-نگاری نتایج تحلیل شکل سنجی بر فعالیت تکتونیک در منطقه را تأیید می‌کند. با تعیین این عرصه‌ها، در راستای برنامه‌ریزی منطقه‌ای می‌توان از استقرار کاربری‌های مختلف و تمرکز بیشتر جمعیت و فعالیت انسانی در آنها اجتناب نمود.

منابع

۱- آقا نباتی، سیدعلی، (۱۳۸۷)، گسل‌ها و نقش آنها بر زمین‌شناسی ایران، مجله آموزش رشد زمین‌شناسی، شماره ۳، صص ۲۶-۲۰

۲- برگی، خسرو، (۱۳۷۹)، اصول مهندسی زلزله، انتشارات دانشگاه، تهران

۳- پورکرمانی، محسن و آریسن، (۱۳۷۶)، ساینز موتکتونیک، انتشارات مهندسیین مشاور در آب، تهران

۴- پور کرمانی، محسن و حمید صدیق، (۱۳۸۲)، پدیده‌های ژئومورفولوژیکی گسل تبریز مجله جغرافیا و توسعه شماره ۳، صص ۴۴-۳۷

۵- تقی پور، کریم، عباسی، محمدرضا و یوسف ستارزاده، (۱۳۸۲)، شواهد تکتونیک فعال در امتداد گسل شمال تبریز. مجموعه مقالات بیست و دومین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی کشور. تهران. ایران

22-Karakhanian, A., Djabshian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arkelian, S., Avgiu, A., Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factor for Armenia and adjacent countries. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113, 319-344, 2002.

23-Keller, E.A., Pinter, N., Active tectonics : Earthquake Uplift, and Landscape. Prentice Hall, Newjersey. 2002.

24-Larue, J., Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif. *Geomorphology* 93, 398-420, 2008.

25-Malik, J.N., Mohanty, C., Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape geomorphic signatures from frontal and hinter land areas along the North western Himalaya, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 604-618, 2007.

26-Martini, P.M., Hessami, k., Pantosi, D., Addezio, G., Alinaghi, H., Ghafory-Ashtiani, M., A geologic contribution to the evaluation of seismic potential of the kahrizak fault (Tehra, Iran). *Tectonophysics* 287, 187-199, 1998.

27-Ramirez- Herrera, M.T., Geomorphic Assessment of active tectonic in the Acambay Graben, Mexican Volcanic belt Earth Surface and landforms 23, 317-322, 1998.

28-Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardji, T., Fault generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology* 50, 203-225, 2003.

29-Simlax-Tohon, D., Sintubin, M., Muechez, Ph., Verhaert, G., Vanneste, K., Fernandez, M., Vandycke, S., Vanhaverbeke, H., Waelkens, M. The identification of an active fault by a multidisciplinary study at the archaeological site of Sagalassos (SW Turkey). *Tectonophysics* 420, 371-387, 2006.

30-Walker, R. T., A remote sensing study of active folding and faulting in southern kerman province, S.E. Iran . *Journal of structural Geology* 28, 654-668, 2006.

Balassanian, S. (Eds), Historical and Perhistorical earthquakes in the Caucasus., pp. 233-311. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. 1997.

14-Bull W.B., Mcfadden, L.D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California; In: Doehring, D.O. (Ed.), *Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the 8th Annual Geomorphology Symposium*. State University of New York, Binghamton, 115-138, 1977.

15-Chen, Y.c., Sung, Q., Chen, K.Y., Along-strike variations of morphotectonic features in the western foothills of Taiwan. *Geomorphology* 56, 109-137, 2003.

16- Garcia-tortosa, F.J., Alfaro, P., Galindo-Zaldivar, J., Gibert, J., Lopez-Garrido A.C., Sanz de Galdeano, C., Ureña, M., Geomorphologic evidence of the active Baza Fault (Betic Cordillera, South Spain). *Geomorphology* 97, 374-391, 2008.

17-Guarnieri, P., Pirrotta, C., The response of drainage basins to the late quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily). *Geomorphology* 95, 260-273, 2008.

18- Hamdouni, R.E., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., Keller E.A., Assessment of relative active tectonic, South west border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology* 96, 150-173, 2008.

19-HamzehLoo, H., 2005. Determination of causative fault parameters for some recent Iranian earthquakes using near field SH-wave data. *Journal of Asian Earth Sciences*. 25, 621-628.

20-Harkins, N.W., Anastasio, D.J., Pazzaglia, F.J., Tectonic geomorphology of the Red Rock Fault, insights into segmentation and landscape evolution of a developing range front normal fault, *Journal of Structural Geology*, 27, 1925-1939, 2005.

21- Karakhanian, A., Trifonov, V., Philip, H., Hessami, kh., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Adilkhanyan, A., *Tectonophysics* 380, 189-219, 2004.