

هیدروژئومورفولوژی، شماره ۱۴، بهار ۱۳۹۷، صص ۱۳۴-۱۱۳

وصول مقاله: ۱۳۹۶/۰۷/۲۲ تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۶/۱۲/۰۶

بررسی تأثیر شاخص‌های مورفومتریک بر روی اندازه‌ی رسوبات در حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد قوچان (شمال شرق ایران)

محمد جوانبخت^{۱*}

ناصر خیاط خلقی^۲

محسن رضایی عارفی^۲

چکیده

حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد یکی از زیرحوضه‌های آبریز قره‌قوم در شمال شرقی شهرستان قوچان و در استان خراسان رضوی می‌باشد که در زون زمین‌شناسی کپه‌داغ قرار دارد. به طور کلی هدف از این پژوهش، ارزیابی تأثیر شاخص‌های مورفومتری بر روی پارامترهای بافتی مربوط به اندازه‌ی رسوبات در حوضه‌های آبریز است. در این تحقیق دو زیرحوضه‌ی یدک و زیرآبه که حوضه‌ی تبارک‌آباد را ایجاد می‌نمایند انتخاب و برخی از شاخص‌های کمی مورفومتریکی کلاسه‌بندی گردید. بر این اساس زیرحوضه‌ی یدک در کلاس ۱ و زیرحوضه‌ی زیرآبه در کلاس ۲ قرار گرفت که نشان‌دهنده‌ی فعال بودن زیرحوضه‌ی یدک از لحاظ تکتونیک است. به منظور بررسی پارامترهای رسوب‌شناسی ۶ نمونه رسوب از هر کدام از زیرحوضه‌ها برداشت گردید. اندازه‌ی رسوبات نشان می‌دهد که زیرحوضه‌ی یدک رسوباتی درشت‌تر از زیرحوضه‌ی زیرآبه دارد. نتایج نشان می‌دهد که زیرحوضه‌ی یدک که بر

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، مشهد، ایران، (نویسنده‌ی مسئول).
E-mail: mo_ja58@yahoo.com

۲ - کارشناس ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد مشهد، مشهد، ایران.

۳ - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشگاه حکیم سبزواری، سبزوار، ایران.

اساس شاخص‌های مورفومتری در کلاس فعال تری قرار گرفته، پارامترهای بافتی مربوط به اندازه‌ی بالاتری دارد.

کلمات کلیدی: حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد، زیرحوضه‌ی یدک، شاخص‌های مورفومتری، پارامترهای بافتی.

مقدمه

سطح زمین همواره تحت تأثیر حرکات فرسایشی بخصوص تأثیر متقابل فرایندهای تکتونیک و لیتولوژیکی قرار گرفته است. این حرکات در طی میلیون‌ها سال باعث تغییر اساسی در شکل حوضه‌های آبریز گردیده است. تأثیرات یاد شده در واقع برآیندی از نیروهای مؤثر درونی و بیرونی می‌باشند. در این راستا شاخص‌های مورفومتری یکی از ابزارهای بسیار مفید برای نحوه تأثیرگذاری نیروهای مورد نظر می‌باشند. مورفومتری اندازه‌گیری کمی اشکال سطح زمین یا چشم‌اندازهای طبیعی می‌باشد (کلر و پینتر^۱، ۲۰۰۲: ۱۰).

ارتباط شاخص‌های مورفومتری با فعالیت‌های مورفوتکتونیک از یک طرف و نیز ارتباط آنها با شدت فرسایش و نهایتاً روند رسوب‌گذاری از طرف دیگر نشان‌دهنده‌ی اهمیت این نوع شاخص‌ها در تحلیل مورفولوژی یک حوضه‌ی آبریز می‌باشد (پورکرمانی و سلگی، ۱۳۸۸: ۳۰؛ مهدوی، ۱۳۹۴: ۲، بول و مک فادن^۲، ۱۹۷۷: ۴؛ بوربانک و آندرسن^۳، ۲۰۰۱: ۳؛ کاراتاس^۴، ۲۰۱۳: ۶؛ راوات^۵، ۲۰۱۴: ۴).

-
- 1- Keller and Pinter
 - 2- Bull and McFadden
 - 3- Burbank and Anderson
 - 4- Karatas
 - 5- Rawat

برای اولین بار هک^۱ (۱۹۷۳) جهت کمی نمودن نیمرخ طولی شاخه‌ی اصلی رودخانه‌ها، شاخص طول-گرادیان رودخانه^۲ (SL) را پیشنهاد نمود (شمس و دلال اوغلی، ۱۳۹۴: ۱۰؛ راک ول و همکاران^۳، ۱۹۸۵: ۳).

یکی از مطالعاتی که در سال‌های اخیر صورت گرفته است در مورد بررسی تأثیر تکتونیک در ویژگی‌های کمی شبکه زهکشی در چهار حوضه‌ی آبریز در شمال شرقی ایران می باشد (بهرامی و همکاران، ۱۳۹۲: ۲). در این تحقیق شاخص‌هایی مانند شاخص انشعابات، ناهنجاری و تراکم سلسله مراتبی و درصد عدم تقارن حوضه‌ی آبریز مورد بررسی قرار گرفته است.

همچنین تاکنون از دیدگاه مختلف شاخص‌های تکتونیکی در حوضه‌های آبریز مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (محمدزاده و همکاران، ۱۳۹۲: ۲؛ مقصودی و همکاران، ۱۳۹۴: ۲ و اندریانی و همکاران، ۱۳۹۴: ۲) ولی تأثیر این شاخص‌ها بر روی اندازه‌ی رسوبات بررسی نشده است لذا در این تحقیق سعی گردیده حوضه آبریزی انتخاب گردد که فاکتورهای تأثیرگذار بر روی مورفومتری آن مانند خصوصیات سنگ شناسی و آب‌وهوایی تقریباً مشابه بوده و از طرفی کانال‌های اصلی آن قابل تفکیک باشند تا بتوان اثرات تغییرات شاخص‌های مورفومتری بر روی پارامترهای بافتی مربوط به اندازه مورد مطالعه قرار گیرند. بدین منظور حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد انتخاب گردید.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه

حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد در شمال شهرستان قوچان و بین طول‌های جغرافیایی ۵۸° ۲۴' تا ۵۸° ۵۵' ۰۳" و عرض‌های جغرافیایی ۳۷° ۰۲' ۴۱" تا ۳۷° ۲۱' ۰۸" و در

1- Hack

2- Stream length-gradient index

3- Rockwell et.al.,

۱۴۵ کیلومتری غرب شهر مشهد قرار دارد. این حوضه ی آبریز از دو زیرحوضه ی کوچک تر به نام های یدک و زیرآبه تشکیل شده است که کاملاً از یکدیگر جدا بوده و در محل اتصال آنها سد تبارک احداث گردیده است (شکل ۱).

از نقطه نظر زمین شناسی، حوضه آبریز تبارک آباد جزئی از زون زمین شناسی کپه داغ محسوب می شود (افشار حرب، ۱۳۷۳) و مهم ترین نهشته های آن رسوباتی مربوط به دوره ی ژوراسیک پسین و کرتاسه پیشین می باشد و همچنین نهشته های رسوبی جوان آن مربوط به دوره ی کواترنری می باشند (افشار حرب، ۱۳۷۳: ۱۵۲) (شکل ۱).

مواد و روش ها

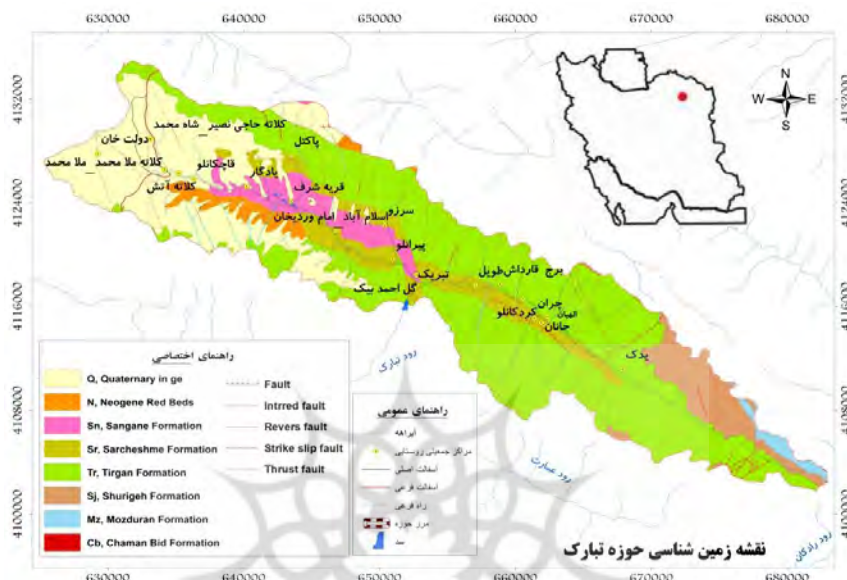
در حوضه ی آبریز تبارک آباد از داده ها و شاخص های مورفومتریکی حوضه ی آبریز که همگی دلالت بر چگونگی درجه ی فعالیت تکتونیکی بر روی آن دارد استفاده گردیده است. در این تحقیق از نقشه ی زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ قوچان (قائمی، ۱۳۸۳) و نقشه های با مقیاس توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش (۱۳۳۶) استفاده شده است. پارامترهای مهم مورفومتری که در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته اند شامل Smf^1 , AF^2 , SL , VF^3 می باشند. همچنین در نهایت شاخص فعالیت نسبی تکتونیکی^۴ (Iat) برای هر زیرحوضه تعیین گردیده است. قابل ذکر است که کلیه ی لایه های رقومی از روی نقشه های پایه (توپوگرافی و زمین شناسی) تهیه و سپس در محیط نرم افزاری ArcGIS نسبت به تعیین شاخص های اشاره شده اقدام گردید.

1- Index of mountain front sinuosity

2- Asymmetric factor

3- Ratio of valley floor width to valley height

4- relative tectonic activity index



شکل (۱) نقشه‌ی زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد (اقتباس از نقشه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ فوچان سازمان زمین‌شناسی کشور، قائمی، ۱۳۸۳) و تعیین شماتیک بعضی از پارامترهای مورفومتری بر روی آن

به منظور مطالعه پارامترهای بافتی مربوط به اندازه‌ی رسوبات ۱۲ نمونه از رسوبات کانال اصلی (۶ نمونه از کانال اصلی زیرحوضه‌ی یدک و ۶ نمونه از کانال اصلی زیرحوضه‌ی زیرآبه) برداشت گردید. در این نمونه‌برداری‌ها در هر نقطه به کمک بیلچه‌ی زمین‌شناسی حجمی معادل یک استوانه به قطر ۲۰ و عمق ۲۵ سانتی‌متر گودبرداری گردید که در این ارتباط سعی شد که نمونه‌ها از محلی که بافت رسوبی آن دست نخورده بود برداشت گردد و همچنین در هنگام برداشت، رسوباتی (درشت دانه) به نمونه کم یا اضافه نشده و در ضمن با توجه به انشعابات کانال اصلی، نمونه‌برداری از اصلی‌ترین کانال رودخانه و از بخش وسط آن انجام پذیرفت. محل دقیق نمونه‌ها توسط دستگاه GPS ثبت گردید. نمونه‌ها پس از

انتقال به آزمایشگاه خشک شده و به روش غربال خشک دانه‌بندی گردیدند. رسوبات هر رده توسط ترازوی با دقت ۰/۱ گرم وزن شده و به کمک روش‌های آماری و روابط ارائه شده توسط فولک (۱۹۷۴) پارامترهای بافتی مربوط به اندازه‌ی آنها محاسبه گردید.

بحث و نتایج

با توجه به مطالعه صورت گرفته شاخص‌های مورفومتریکی حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد به شرح زیر می‌باشند:

شاخص منحنی‌ها و انتگرال هیپسومتری^۱ (H_i)

منحنی‌های هیپسومتری پراکندگی ارتفاعات در یک حوضه‌ی آبریز را نسبت به کل وسعت آن حوضه نشان می‌دهد (علیزاده، ۱۳۹۰: ۱۲۵).

منحنی‌های هیپسومتری در ساده‌ترین تعرف ممکن در یک نمودار، نسبتی از مساحت کل حوضه را به نسبتی از ارتفاع کل حوضه نمایش می‌دهد لذا از آنجائی که مساحت هر یک از زیرحوضه‌ها به عنوان مساحت کل در نظر گرفته شده است. این مقدار از رابطه‌ی زیر قابل محاسبه است (کلر و پینتر، ۲۰۰۲: ۴).

$$H_i = \frac{H_{\text{mean}} - H_{\text{min}}}{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}} \quad \text{رابطه‌ی (۱)}$$

در این رابطه (H_i)، انتگرال هیپسومتری را نشان می‌دهد. (H_{mean}) میانگین ارتفاع، (H_{min}) نشان‌دهنده‌ی ارتفاع حداقل حوضه و (H_{max}) نشان‌دهنده‌ی ارتفاع حداکثر حوضه‌ی آبریز است.

میزان انتگرال هیپسومتری پایین، نشان‌دهنده‌ی توپوگرافی کم می‌باشد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲: ۸) در ضمن بین انتگرال هیپسومتری و چرخه‌ی فرسایشی دیویس یک نسبت و ارتباط منطقی وجود دارد (هنکوک^۱، ۲۰۱۳: ۱۲) لذا از آنجائی که این مقدار بین ۱ تا ۰ است هرچه به عدد ۱ نزدیک باشد نشان‌دهنده‌ی جوان بودن حوضه و هرچه از عدد ۱ فاصله بگیرد نشان‌دهنده‌ی پیرتر بودن حوضه می‌باشد.

بدین منظور تعداد ۵۰ نقطه به طور تصادفی در مدل ارتفاعی رقومی در هر زیرحوضه انتخاب گردید و سپس اطلاعات در جدول (۱) وارد گردید. با توجه به داده‌های جدول (۱)، میزان انتگرال هیپسومتری (H_i) زیرحوضه زیرا به معادل ۰/۳۹ و ۰/۷ می‌باشد.

جدول (۱) داده‌های بدست آمده از مدل رقومی ارتفاعی و مقدار انتگرال هیپسومتری هر زیرحوضه

	Hmin	Hmax	Hmean	H _i
زیرحوضه زیرآبه	۱۵۳۰	۲۱۸۰	۱۷۶۸/۴	۰/۳۹
زیرحوضه یدک	۱۵۰۱	۲۷۱۳/۳۸	۲۳۵۰/۳	۰/۷

از آنجائی که برای درک بهتر این شاخص بایستی دیاگرام هیپسومتری برای هر زیرحوضه ترسیم گردد مطابق شکل (۲) این نمودار تهیه گردید. معمولاً در حوضه‌های فعال تکتونیکی شکل نمودار حالت محدب داشته و مقدار این شاخص بیشتر از ۰/۵ می‌باشد در حوضه‌های با فعالیت متوسط مقدار این شاخص بین ۰/۵ تا ۰/۴ بوده و منحنی حالت محدب-مقعر یا خط مستقیم دارد و در حوضه‌های با فعالیت کم (پیر) مقدار این شاخص کمتر از ۰/۴ و منحنی حالت مقعر دارد (الهمدونی و همکاران^۲، ۲۰۰۸: ۱۳). داده‌ها نشان می‌دهد زیرحوضه یدک به مراتب از دیدگاه تکتونیکی فعال‌تر است (شکل ۲).

1- Hancock

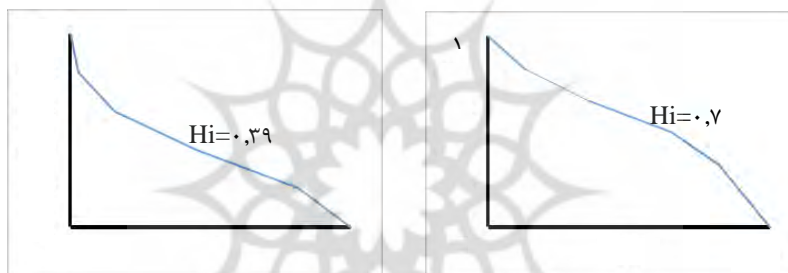
2- El Hamdouni

شاخص عدم تقارن حوضه آبریز (AF)

اصولاً با استفاده از شاخص عدم تقارن می‌توان میزان کج شدگی حوضه آبریز را نشان داد (بوربانک و آندرسن، ۲۰۰۱: ۴).

شاخص عدم تقارن که بطور خلاصه (AF) نامگذاری می‌گردد توسط رابطه‌ی ذیل محاسبه می‌شود:

$$AF = 100 \left(\frac{Ar}{At} \right) \quad \text{رابطه‌ی (۲)}$$



شکل (۲) منحنی‌های هیپسومتریک حوضه تبارک‌آباد الف: زیرحوضه ی‌دک و ب) زیرحوضه زیرآبه در این رابطه داریم: (Ar): مساحت حوضه آبریز در سمت راست (کیلومتر مربع) است (دید در سمت جهت جریان رود می‌باشد) و (At): کل مساحت حوضه آبریز (کیلومتر مربع) را نشان می‌دهد. در نتیجه مقدار شاخص عدم تقارن (AF) حوضه آبریز تبارک‌آباد در زیرحوضه زیرآبه معادل ۰/۵۹ و ی‌دک معادل ۰/۵۴ می‌باشد (جدول ۲).

جدول (۲) داده‌های به دست آمده از در ارتباط با شاخص عدم تقارن در هر زیرحوضه

	Ar	At	AF
زیرحوضه زیرآبه	۱۷۳/۹۹	۲۹۱/۱	۰/۵۹
زیرحوضه ی‌دک	۱۳۸/۷۲۶	۲۵۶/۹	۰/۵۴

برای بیشتر شبکه‌های آبراهه‌ای که در عهد حاضر به وجود آمده و در آنها جریان آب ادامه دارد و در حال تقارن هستند، عامل عدم تقارن در حدود ۵۰٪ است (بوربانک و آندرسن، ۲۰۰۱: ۹). لازم به ذکر است عوامل مختلف به خصوص سنگ‌شناسی و ساختارهای جهت یافته در اثر فشار می‌تواند در کج‌شدگی حوضه تأثیرگذار باشد (هار و گاردنر^۱، ۱۹۸۵: ۶؛ کلر و پینتر، ۲۰۰۲: ۸) که به علت ثبات تقریبی این فاکتورها می‌توان تقارن را به فعالیت‌های تکتونیکی نسبت داد به طوری که حوضه‌های فعال تکتونیکی مقداری نزدیک به ۵۰ و با کاهش میزان فعالیت و افزایش فرسایش مقدار آن از ۵۰ فاصله می‌گیرد. بر این اساس احتمالاً فعالیت تکتونیکی در زیرحوضه‌ی یدک بیشتر از زیرابه می‌باشد (شکل ۱).

شاخص طول جریان رود به شیب رود (SL)

شاخص طول جریان- شیب رود یا شاخص (SL) برای یک پروفیل خاص از رود از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید که اولین بار توسط هک (۱۹۷۳) تعریف گردید:

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} \cdot L \quad \text{رابطه‌ی (۳)}$$

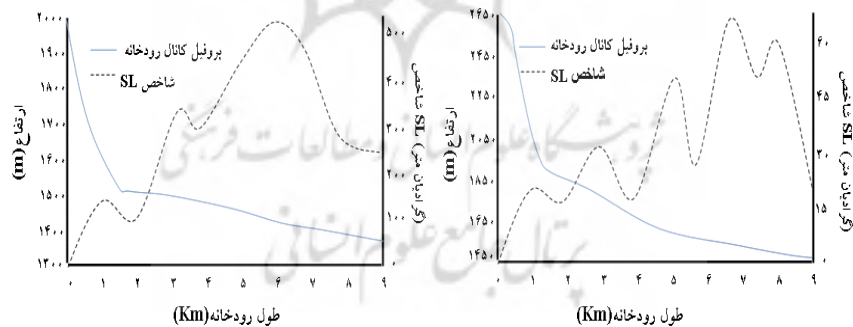
در این رابطه (SL) شاخص طول جریان- شیب رود است و $\frac{\Delta H}{\Delta L}$ گرادیان رود می‌باشد و (L) مجموع طول کانال از محل انشعاب رود تا وسط نقطه‌ای است که در آن شاخص مورد نظر محاسبه می‌شود.

با توجه به بررسی‌های بوربانک و آندرسن (۲۰۰۱) شاخص SL انطباق مناسبی نسبت به قدرت جریان رودخانه دارد. مجموعه‌ی قدرت جریان رود در بخش قابل دسترسی آن یکی از اساسی‌ترین متغیرهای هیدرولوژیکی است، چرا که قدرت جریان باعث تخریب بستر رود و حمل و انتقال رسوبات به مناطق پایین دست می‌شود.

به طور کلی هرچه شیب بدنه رود بزرگ‌تر باشد، شیب سطح آب بیشتر می‌شود و در نتیجه میزان تخریب و انتقال رسوبات و میزان تخلیه آب افزایش می‌یابد (بوربانک و آندرسن، ۲۰۰۱: ۱۵).

میزان (SL) برای حوضه‌ی زیرآبه به طور متوسط ۲۸۳/۳۵ گرادینت متر و برای حوضه‌ی یدک به طور متوسط ۳۰۵/۹۹ گرادینت متر می‌باشد (شکل ۳).

لازم به ذکر است نوع ویژگی‌های سنگ‌شناسی در تغییرات این پارامتر مؤثر می‌باشد و معمولاً میزان تغییرات این پارامتر را به علت سستی یا استحکام واحد سنگی کنترل می‌نماید اما از آنجائیکه در حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد ویژگی‌های سنگ‌شناسی اولیه تقریباً یکسان بوده است و تقابل فرایندهای تکتونیکی و فرسایش باعث باقی ماندن یا حذف و محدود شدن سازندهای زمین‌شناسی گردیده است لذا می‌توان تغییرات منحنی‌های ترسیم شده برای دو زیرحوضه را متأثر از فعالیت‌های تکتونیکی دانست به طوری که تغییرات زیاد در منحنی زیرحوضه‌ی یدک نسبت به زیرآبه دلالت بر فعالیت تکتونیکی بیشتر این زیرحوضه دارد.



شکل (۳) شاخص طول جریان رود به شیب رود حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد الف: زیرحوضه‌ی یدک و ب: زیرحوضه‌ی زیرآبه

شاخص سینوزیته‌ی جبهه‌ی کوهستان (Smf)

این شاخص مشخص‌کننده‌ی پیچ و خم کوهستان می‌باشد که توسط رابطه‌ی زیر به دست می‌آید.

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_s} \quad \text{رابطه‌ی (۴)}$$

در این رابطه (Smf) سینوزیته پیشانی کوهستانی، (Lmf) طول جبهه‌ی کوهستان در محل برخورد کوهستان و دشت و (Ls) طول مستقیم جبهه‌ی کوهستان می‌باشد.

سینوزیته پیشانی کوهستان شاخصی برای انعکاس توازن بین نیروهای فرسایشی است که از یک طرف تمایل به ایجاد ساختمان سینوزیتی دارند و از طرف دیگر نیروهای زمین‌ساختی است که تمایل به ایجاد یک خط مستقیم در پیشانی کوهستان را دارند (بول و مک فادن، ۱۹۷۷: ۴؛ بول^۱، ۱۹۷۸: ۳).

در جبهه‌های کوهستانی که همراه با زمین‌ساخت فعال و بالا آمدگی هستند میزان شاخص (Smf) پایین بوده و به عدد یک نزدیک است، در حالی که میزان بالا آمدگی کاهش یابد و یا متوقف شود، فرایندهای فرسایشی باعث حفر و ایجاد ساختمان سینوسی می‌گردند (بول و مک فادن، ۱۹۷۷: ۶؛ کلر^۲، ۱۹۸۶: ۹).

با توجه به اطلاعات به دست آمده از نقشه‌های مختلف و تصاویر ماهواره‌ای و به کمک نقشه‌های ترسیم شده (به طور شماتیک شکل ۱) در ۱۰ مقطع در هر زیرحوضه میزان این پارامتر محاسبه شد. سینوزیته جبهه کوهستان در حوضه‌هایی که از نظر تکتونیکی فعال هستند کمتر از ۱/۱ است و اعداد بزرگ‌تر از این مقدار حاکی از کاهش شدت فعالیت‌های تکتونیکی است (راک ول و همکاران، ۱۹۸۵: ۵ و کلر، ۱۹۸۶: ۱۲).

1- Bull

2- Keller

مقدار این پارامتر در زیرحوضه‌ی زیرآبه معادل ۰/۸۶ و زیرحوضه‌ی یدک معادل ۰/۵۹ محاسبه شد که نشان‌دهنده‌ی تکتونیک فعال‌تر زیرحوضه‌ی یدک است (جدول ۳).

جدول (۳) داده‌های به دست آمده برای شاخص سینوزیته جبهه کوهستان در هر زیرحوضه

	L_{mf}	L_s	S_{mf}
زیرحوضه‌ی زیرآبه	۳/۱۸۲	۳/۷	۰/۸۶
زیرحوضه‌ی یدک	۱/۵۳۴	۲/۶	۰/۵۹

شاخص نسبت پهنای کف به ارتفاع دره (VF)

این شاخص از رابطه‌ی زیر قابل محاسبه می‌باشد.

$$V_F = \frac{2V_{FW}}{(ELD - ESC) + (ErD - EsC)} \quad (۵) \text{ رابطه‌ی}$$

با توجه به رابطه‌ی فوق:

(Vfw) عرض کف دره، (ELD) ارتفاع سمت چپ دره، (ErD) ارتفاع سمت راست دره و (ESC) ارتفاع کف دره می‌باشد. مقدار (Vf) برای دره‌های پهن و با گستردگی زیاد دارای مقادیر بالا بوده (پایین بودن فعالیت تکتونیکی) و برای دره‌های V شکل دارای مقادیر کم (بالا بودن فعالیت تکتونیکی) می‌باشد (بوربانک و آندرسن، ۲۰۰۱: ۱۰؛ سیلوا و همکاران^۱، ۲۰۰۳: ۱۳). بدین منظور ۷ مقطع با فواصل حداقل ۱ کیلومتر فاصله از یکدیگر در هر زیرحوضه انتخاب و پروفیل مربوطه ترسیم گردید (رامیرز هررا^۲، ۱۹۹۸: ۵) (شکل ۴) سپس متوسط مقادیر به دست آمده برای محاسبه مقدار این پارامتر در نظر گرفته شد. بر اساس نتایج به دست آمده زیرحوضه‌ی یدک (۰/۲۳) از نظر تکتونیکی به مراتب فعال‌تر از زیرحوضه‌ی زیرآبه (۰/۴۷) می‌باشد (جدول ۴).

1- Silva et al.,

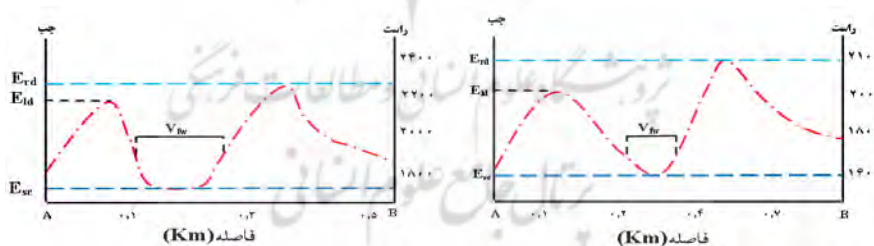
2- Ramírez-Herrera

جدول (۴) داده‌های به دست آمده برای شاخص نسبت پهنای کف به ارتفاع دره در هر زیرحوضه

	V_{fw}	ELD	ESC	ErD	V_f
زیرحوضه‌ی زیرآبه	۱۲۵/۷۲۵	۲۰۳۵	۱۸۰۰	۲۱۰۰	۰/۴۷
زیرحوضه‌ی یدک	۴۵	۱۹۵۰	۱۶۷۰	۱۷۸۰	۰/۲۳

طبقه‌بندی شاخص‌ها بر اساس شاخص I_{at}

تاکنون مطالعات مختلفی به منظور تلفیق پارامترهای ارائه شده و تعیین فعالیت تکتونیکی در حوضه‌های آبریز توسط افراد مختلف صورت گرفته است (به عنوان مثال بول و مک فادن، ۱۹۷۷: ۲؛ سیلوا و همکاران، ۲۰۰۳: ۳) در بعضی از مطالعات ترسیم نمودارهای فراوانی برای پارامترهای مختلف صورت گرفته و در نهایت کلاس‌بندی تکتونیکی ارائه گردیده است (راک ول و همکاران، ۱۹۸۵: ۱۱). معمولاً در این روش‌ها در نهایت با استفاده از چشم‌اندازهای ژئومورفولوژیکی در حوضه‌های آبریز و در ارتباط با ارتفاعات و مناظر موجود شواهد لازم ارائه و جمع‌بندی صورت می‌گیرد (بول و مک فادن، ۱۹۷۷: ۱۱؛ راک ول و همکاران، ۱۹۸۵: ۲؛ آزور و همکاران^۱، ۲۰۰۲: ۳ و مولین و همکاران^۲، ۲۰۰۴: ۱۲).



شکل (۴) نمایش وضعیت شاخص (V_f) نسبت به پهنای کف دره به ارتفاع دره (V_{fw}) در دو مقطع از حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد الف: مقطعی از زیرحوضه‌ی یدک و ب: مقطعی از زیرحوضه‌ی زیرآبه

1- Azor et al.,

2- Molin et al.,

بر این اساس به منظور ارزیابی بهتر حوضه‌های آبریز از شاخص فعالیت نسبی تکتونیکی (Iat) استفاده می‌گردد (الهمدونی و همکاران، ۲۰۰۸: ۲). در این طبقه بندی شاخص‌های SL, Vf, Smf و AF در ۳ کلاس ۱، ۲ و ۳ طبقه‌بندی شده‌اند که کلاس ۱ بالاترین فعالیت و کلاس ۳ کمترین فعالیت تکتونیکی را دارا می‌باشند (جدول ۵).

جدول (۵) طبقه‌بندی شاخص‌های SL, Vf, Smf و BS (الهمدونی و همکاران، ۲۰۰۸)

شاخص‌ها	کلاس ۱	کلاس ۲	کلاس ۳
SL	میزان تغییرات زیاد	میزان تغییرات کم	بدون تغییرات
AF	AF-50>15	AF-50>7-15	AF-50<15
VF	VF<0/5	VF: 0/5-1	VF>1
Smf	Smf<1/1	Smf: 1/1-1/5	Smf>1/5
H	H>0/5	H:0/5-0/4	H<0/4

شاخص Iat توسط میانگین کلاس‌های مختلف شاخص‌های ژئومورفونیک (S/n) بدست می‌آید و براساس مقادیر بدست آمده از (S/n) به ۴ کلاس تقسیم می‌شوند (جدول ۶). در تقسیم‌بندی Iat، کلاس ۱ با فعالیت بسیار بالای نئوتکتونیکی، کلاس ۲ با فعالیت نئوتکتونیکی بالا، کلاس ۳ با فعالیت نئوتکتونیکی متوسط و کلاس ۴ با فعالیت نئوتکتونیکی کمی فعال مشخص می‌گردند.

جدول (۶) طبقه بندی شاخص Iat

S/n	فعالیت زمین‌ساختی	رده
۱-۱/۵	خیلی بالا	۱
۱/۵-۲	بالا	۲
۲-۲/۵	متوسط	۳
>۲/۵	پائین	۴

براساس شاخص Iat فعالیت تکتونیکی حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد در دو زیرحوضه‌ی یدک و زیرابه مورد بررسی قرار گرفته که نتایج آن در جدول (۷) ارائه شده است.

با توجه به بررسی‌ها و محاسبات انجام گرفته و نتایج حاصل از شاخص‌های محاسبه شده بر روی رودخانه‌ی تبارک‌آباد و با تجزیه و تحلیل صورت گرفته بر اساس اطلاعات جداول (۶) و (۷) زیرحوضه‌ی آبریز یدک به مراتب نسبت به زیرحوضه‌ی آبریز زیرابه فعالیت تکتونیکی بیشتر دارد.

جدول (۷) طبقه‌بندی شاخص‌های ژئومورفیک حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد براساس شاخص Iat

	SL	Af	Vf	Smf	H	Iat
زیرحوضه‌ی زیرابه	کلاس ۲	کلاس ۲	کلاس ۲	کلاس ۱	کلاس ۳	۱/۶۷
زیرحوضه‌ی یدک	کلاس ۱	کلاس ۲	کلاس ۱	کلاس ۱	کلاس ۱	۱/۲

بررسی پارامترهای بافتی حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد با تأکید بر اندازه

آنالیز اندازه دانه‌ها را می‌توان برای تشخیص رسوبات در محیط‌ها و رخساره‌های مختلف به کار برد که این خود می‌تواند نتایج مفیدی را درباره‌ی فرآیندهای رسوبگذاری و نوع جریان در اختیار ما قرار بدهد.

توزیع اندازه‌ی دانه‌ها در رسوبات به ویژگی‌های سنگ منشأ، فرآیندهای هوازدهی، سایش و جورشدگی انتخابی آنها در هنگام انتقال و حمل و نقل بستگی دارد (ابوماریا و همکاران^۱، ۲۰۰۹: ۳).

مطالعات رسوب‌شناسی حوضه‌ی آبریز تبارک در دو زیرحوضه‌ی آبریز یدک و زیرابه مورد بررسی قرار گرفته است. مطالعات رسوب‌شناسی با هدف بررسی

پارامترهای رسوبی مربوط به اندازه به‌روشن عنوان شده در بخش روش تحقیق انجام گردید.

در مطالعات رسوب‌شناسی ضروری است که برای اندازه ذرات مورد بررسی، متوسطی برای هریک از نمونه‌ها مشخص گردد بدین منظور از دو پارامتر میانگین و میانه استفاده شده است.

مقدار میانه در روی منحنی تجمعی در نقطه‌ی ۵۰ درصد قرار می‌گیرد. به دلیل قرارگیری میانه در نقطه ۵۰ درصدی منحنی‌های کج شده یا نامتقارن منعکس کننده‌ی متوسط اندازه ذرات در کل رسوب نمی‌باشد. در مقیاس فی به هر میزان که میانه و میانگین کوچک‌تر شوند اندازه‌ی ذرات دانه درشت‌تر می‌شود (موسوی حرمی، ۱۳۸۳). بر اساس بررسی‌های صورت گرفته متوسط میانه و میانگین برای زیرحوضه زیرآبه به ترتیب $1/8 -$ و $0/7 -$ فی و برای زیرحوضه‌ی یدک $3/2 -$ و $2/6 -$ فی می‌باشد (جدول ۸).

به طور کلی از کج شدگی برای تفسیر و توصیف محیط رسوبی و فرآیندهایی که باعث حمل و نقل شده استفاده می‌شود. کج شدگی عبارت است از نامتقارن بودن توزیع ذرات که به وسیله منحنی توزیع رسوبات مشخص می‌گردد (موسوی حرمی، ۱۳۸۳: ۵۵). در منحنی‌های متقارن مقدار کج شدگی صفر است ولی در منحنی‌هایی که دنباله آنها به طرف راست یا به طرف رسوبات دانه ریزتر متمایل باشد مثبت و اگر دنباله‌ی منحنی به طرف چپ یا رسوبات دانه درشت‌تر باشد منفی است. برای اندازه‌گیری این پارامتر از کج شدگی ترسیمی جامع (فولک^۱، ۱۹۷۴) استفاده شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که میزان کج شدگی در زیرحوضه‌ی زیرآبه $0/45$ و در زیرحوضه‌ی یدک $0/5 -$ می‌باشد (جدول ۸).

مقادیر پارامترهای جورشدگی و کشیدگی اصولاً به یکدیگر وابسته بوده به طوری که با افزایش میزان جورشدگی، نمودار رسوبات به صورت کشیده‌تر مشاهده می‌شود یعنی از نقطه نظر مقداری برحسب فی کاهش عددی جورشدگی برابر افزایش عددی کشیدگی است. هر دو این پارامترها نشان‌دهنده‌ی هم‌اندازه‌تر بودن رسوبات است و معمولاً هر چه شرایط انرژی محیط ثابت‌تر باشد میزان هم‌اندازه بودن رسوبات نیز بیشتر است. لازم به ذکر است معمولاً در رودخانه‌های با بار بستر گراولی به دلیل تجمع رسوبات در کفه‌های ابتدایی غربال، جورشدگی کاذب ایجاد می‌گردد و لذا بهتر است در این رودخانه‌ها از پارامتر کشیدگی استفاده کرد (جوانبخت و همکاران، ۱۳۸۶: ۶) بر این اساس میزان پارامتر جورشدگی و کشیدگی در زیرحوضه‌ی زیرابه به ترتیب $۲/۲$ و $۰/۸۵$ و زیرحوضه‌ی یدک $۲/۹$ و ۱ می‌باشد (جدول ۸).

با توجه به مقادیر به دست آمده برای هر زیرحوضه می‌توان عنوان نمود که متوسط اندازه‌ی رسوبات در زیرحوضه یدک درشت‌تر از زیرحوضه‌ی زیرابه می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی انرژی بیشتر حاکم بر زیرحوضه‌ی یدک نسبت به زیرحوضه‌ی زیرابه می‌باشد. مقدار کج شدگی نشان می‌دهد با توجه به گراولی بودن متوسط اندازه‌ی رسوبات در زیرحوضه یدک گراول‌های ریز عامل نامتقارنی منحنی بوده‌اند در حالی که در زیرحوضه زیرابه رسوبات ماسه‌ای نامتقارنی را ایجاد نموده‌اند که نشان‌دهنده‌ی متوسط درشت‌تر اندازه رسوبات در زیرحوضه‌ی یدک نسبت به زیرابه حتی در زمان افت شدت جریان است. کشیدگی رسوبات در زیرحوضه‌ی یدک به مراتب بیشتر از زیرحوضه‌ی زیرابه است که نشان‌دهنده‌ی تغییرات کمتر شدت جریان در زیرحوضه‌ی یدک است. در انتها می‌توان عنوان داشت در حوضه‌هایی که شاخص‌های مورفومتری در کلاس پایین‌تر دارند در صورت ثابت بودن سایر پارامترهای متغیر احتمالاً پارامترهای بافتی اندازه آنها به علت بالاتر بودن شدت

فعالیت‌های تکتونیک و به‌دنبال آن بالا رفتن شدت جریان، رسوبات درشتر را نشان می‌دهند.

جدول (۸) مقادیر پارامترهای بافتی مربوط به اندازه برای هر نمونه و متوسط این مقادیر در هر زیرحوضه

فاصله (متر)		جورشدگی		نوک تیزی		میانگین		میان		کج شدگی	
زیرآبه	یدک	زیرآبه	یدک	زیرآبه	یدک	زیرآبه	یدک	زیرآبه	یدک	زیرآبه	یدک
۱۵۰۰	۱۵۰۰	۱/۲	۳/۲	۱/۰۲	۰/۸	-۱/۲	-۲/۹	-۱	-۳/۹	۰/۸	-۲/۱
۳۰۰۰	۳۰۰۰	۲	۳	۱	۰/۹	-۱	-۲/۲	-۱/۱	-۳/۸	۰/۶	-۱
۴۵۰۰	۴۵۰۰	۲/۲	۲/۹	۰/۸۵	۱	-۰/۸	-۲/۳	-۱/۲	-۳/۶	۰/۴۵	-۰/۵
۶۰۰۰	۶۰۰۰	۲/۳	۲/۷	۰/۸۳	۱/۱	-۰/۷	-۲/۶	-۱/۸	-۳/۲	۰/۴	۰/۳
۷۵۰۰	۷۵۰۰	۲/۵	۲/۲	۰/۸	۱/۳	-۰/۶	-۲/۷	-۲/۲	-۳	۰/۳	۱
۹۰۰۰	۹۰۰۰	۲/۸	۱/۵	۰/۷۵	۱/۵	-۰/۵	-۲/۸	-۲/۴	-۲/۵	۰/۲	۲
-	-	۲/۱	۲/۵	۰/۸۷	۱/۱	-۱/۲	-۲/۵	-۱/۶	-۳/۳	۰/۴۷	-۰/۰۵

نتیجه‌گیری

در پژوهش صورت گرفته جهت ارزیابی وضعیت مورفومتریکی حوضه‌ی آبریز تبارک‌آباد در دو زیرحوضه‌ی آن (یدک و زیرآبه) شمال شرقی شهرستان قوچان پارامترهای مورفومتری در آن اندازه‌گیری شد. با استفاده از تلفیق مقادیر پارامترهای اشاره شده برای این حوضه آبریز مقدار فعالیت نسبی تکتونیک حوضه تحت عنوان شاخص Iat محاسبه گردید. بر این اساس زیرحوضه‌ی یدک در کلاس ۱ و زیرحوضه‌ی زیرآبه در کلاس ۲ قرار گرفتند که نشان‌دهنده‌ی بالا بودن فعالیت تکتونیک زیرحوضه‌ی یدک نسبت به زیرآبه است. به منظور تأثیر پارامترهای مورفومتریکی بر روی اندازه رسوبات ۶ نمونه رسوب از کانال اصلی حوضه برداشت و به روش غربال خشک دانه‌بندی گردید. نتایج نشان داد زیرحوضه‌ی یدک میانه و میانگین درشتر، کج‌شدگی منفی‌تر، کشیدگی بیشتری نسبت به زیرآبه دارد که

حاکی از شرایط انرژی بیشتر این زیرحوضه نسبت به زیرابه است. در انتها می‌توان عنوان داشت که در حوضه‌ی تبارک‌آباد مقادیر پارامترهای مورفومتریکی نشان از بالا بودن شدت فعالیت‌های تکتونیک در زیرحوضه یدک نسبت به زیرابه است که باعث شده در این زیر حوضه، پارامترهای مربوط به اندازه، رسوبات درشت‌تری را نشان دهند که به علت افزایش سرعت حرکت جریان آب از آن نهشته شده است.



منابع

- افشار حرب، عباس (۱۳۷۳)، زمین‌شناسی کپه‌داغ، طرح تدوین کتب زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۲۷۵.
- اندریانی، صادق؛ سمندر، ناصر و احمد مختاری اصل (۱۳۹۴)، بررسی نقش تکتونیک در ناهنجاری مورفومتری شبکه‌ی زهکش در حوضه‌ی آبریز حاجیلرچای، کنفرانس بین‌المللی معماری، شهرسازی، مهندسی عمران، هنر، محیط‌زیست، تهران، صص ۱-۹.
- بهرامی، شهرام؛ معتمدی راد، محمد و الهه اکبری (۱۳۹۲)، تأثیر تکتونیک در ویژگی‌های کمی شبکه‌ی زهکشی (مطالعه‌ی موردی: در چهار حوضه‌ی آبریز در شمال شرق کشور)، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، شماره‌ی ۱۲، صص ۸۵-۱۰۲.
- پورکرمانی، محسن و علی سلگی (۱۳۸۸)، مورفوتکتونیک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات، ص ۱۸۶.
- جوانبخت، محمد؛ موسوی حرمی، رضا؛ ترشیزیان، حبیب‌اله؛ شریفی، احسان و حامد سوختانلو (۱۳۸۷)، برآورد رسوب و بررسی ریزشوندگی در حوضه‌ی آبریز سد طرق با تسکینه بر زیرحوضه‌ی مغان-کرتیان، مجله‌ی زمین‌شناسی کاربردی، شماره‌ی ۲، صص ۱۰۸-۱۲۰.
- شمس، یوسف و علی دلال اوغلی (۱۳۹۴)، بررسی ژئومورفولوژیک حوضه‌ی آبریز آغبلاغ چای، اولین کنگره‌ی بین‌المللی زمین، فضا و انرژی پاک، اردبیل، صص ۱-۱۸.
- علیزاده، امین (۱۳۹۰)، اصول هیدروولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی، چاپ پنجم، ص ۹۴۲.
- مقصودی، مهران؛ نویدفر، اصغر؛ قنبری، محمد و علی رضایی (۱۳۹۴)، تحلیل کمی تأثیر لیتولوژی و تکتونیک بر نیمرخ طولی رودخانه مطالعه‌ی موردی: رودخانه‌ی اوجان چای، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، شماره‌ی ۱، صص ۱۰۴-۱۱۷.

- محمدزاده، ناصر؛ یزدجردی، کمال و محمد رحمانیان (۱۳۹۲)، مکان‌یابی نسبی فعالیت تکتونیکی حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی خیرآباد و ساختگاه پیرامون سد، هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی مهندسی و محیط‌زیست ایران، مشهد، صص ۱-۷.
- Aboumaria, Kh., Zaghoul, M.N., Battaglia, M., Loiacono, F., Puglisi, D., Aberkan, M., (2009), **Sedimentary processes and provenance of Quaternary marine formations from the Tangier Peninsula (Northern Rif, Morocco)**, Journal of African Earth Sciences 55: PP,10-35.
- Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S., (2002), **Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge Ventura basin, southern California**, Geological Society of America Bulletin 114, PP,745-753.
- Bull, W.B., McFadden, L.D. (1977), **Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California**, In: Doehring, D.O. (Ed.), Geomorphology in Arid Regions. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton, PP,115-138.
- Burbank, D.W., Anderson. R.S. (2001), **Tectonic Geomorphology**, Blackwell, Oxford, UK., P,420.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacon, J., and Keller, E.A. (2008), **Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain)**, Geomorphology, 96, PP,150-173.
- Folk, R.L., (1974), **Petrology of sedimentary rocks**, Hemphill publishing company, Austin, Texas, P,182.
- Hack, J.T., (1973), **Stream-profiles analysis and stream-gradient index**, Journal of Research of the U.S. Geological Survey 1 (4), PP,421-429.
- Hare, P.W., Gardner, T.W., (1985), **Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica**. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), Tectonic

- Geomorphology, Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, Allen and Unwin, Boston, MA, PP,123–134.
- Karatas, A., (2013), **The Effect Of Tectonic and Lithological Structure On Longitudinal Valley Profiles In The Kaz Mountains**, International Symposium On Kaz Mountains and Edrenit.
- Molin, P., Pazzaglia, F.J., Dramis, F., (2004), **Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, sila massif, Calabria, southern Italy**, American Journal of Science 304, PP,559–589.
- Ramírez-Herrera, MT., (1998), **Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt**, Earth Surface Processes and Landforms 23, PP,317–332.
- Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L., (1985), **Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California**, In: Morisawa, M. (Ed.), Tectonic Geomorphology, Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium, Allen and Unwin Publishers, Boston, MA, PP,183–207.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardajm, T. (2003), **Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity**, Gemorphology 250, PP,203–226.