

بررسی میزان جنبایی زمین ساختی در گستره بهاباد (شمال خاور استان یزد) با استفاده از شاخص‌های ریخت‌زمین ساختی

منصور شبان^۱، فرزین قائمی^۲، احمد عباس‌نژاد^۳ و فرخ قائمی^۴

^۱ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران.

^۲ دانشیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران.

^۳ دانشیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه باهنر کرمان، کرمان، ایران.

^۴ کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مشهد، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۸/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۱/۲۰

چکیده

نوزمین ساخت که عامل مهم گسترش زمین‌ریخت‌ها در مناطق جنبایی زمین ساختی است، به طور قابل توجهی سامانه‌های رودخانه‌ای و شکل‌های ریخت‌زمین ساختاری پیشانی کوهستانی منطقه بهاباد در ایران مرکزی را تحت تأثیر قرار داده است. برای ارزیابی میزان جنبایی زمین ساختی در منطقه، شاخص‌های ریخت‌زمین ساختی پیچ‌وخم پیشانی کوهستان، طول-گرادیان رود، نسبت عرض کف دره به ارتفاع دره، شکل حوضه زهکشی و شاخص عدم تقارن آبراه‌ها در حوضه آبریز بررسی شد. از ترکیب این شاخص‌ها با یکدیگر می‌توان رابطه شاخص جنبایی زمین ساختی (Active tectonics indices (Iat)) را به دست آورد. بر پایه مقادیر Iat، منطقه مطالعاتی را می‌توان به ۴ رده تقسیم کرد: رده ۱ (جنبایی زمین ساختی خیلی بالا، ۱/۵۲٪ در منطقه)، رده ۲ (جنبایی زمین ساختی بالا، ۶۸/۵۸٪)، رده ۳ (جنبایی زمین ساختی متوسط، ۲۰٪) و رده ۴ (جنبایی زمین ساختی کم، ۹/۹٪). نتایج با مشاهدات صحرایی بر روی زمین‌ریخت‌ها و عوارض زمین‌شناسی سازگار است. شاخص‌های جنبایی زمین ساختی و شواهد ریخت‌زمین ساختاری، نرخ جنبایی زمین ساختی را در منطقه مطالعاتی بیشتر متوسط و بالا نشان می‌دهند.

کلیدواژه‌ها: ریخت‌زمین ساخت، گسل بهاباد، گسل کوهبنان، بهاباد

*نویسنده مسئول: منصور شبان

E-mail: msheban.888@gmail.com

۱- پیش‌گفتار

همگرایی صفحه تازی با اوراسیا، ناحیه‌ای با گسترش تقریباً ۳ میلیون کیلومتر مربع از پوسته قاره‌ای را دچار دگرریختی کرده است و به عنوان یکی از بزرگ‌ترین نواحی دگرریختی و برخوردی حاصل از این همگرایی در زمین به شمار می‌آید (Allen et al., 2004). همگرایی این صفحات از مزوزوییک شروع شده و تا عهد حاضر ادامه داشته است. در ایران سرعت همگرایی میان صفحات یادشده 22 mmyr^{-1} تا یک روند NNE-SSW تا N-S برآورد شده است که از این مقدار تقریباً 2 mmyr^{-1} در ایران مرکزی جبران می‌شود (Vernant et al., 2004). همگرایی این صفحات نسبت به هم سبب ایجاد پدیده‌هایی چون چین خوردگی و گسلش راندگی در ایران که از کوتاه و ستبرشدگی پوسته قاره‌ای حاصل شده‌اند، گسلش امتدادلغز به‌ویژه در ایران مرکزی و فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر مکران در ایران شده است (Hessami & Jamali, 2006). صفحه قاره‌ای ایران که از جنوب توسط صفحه تازی و از شمال توسط اوراسیا مورد فشار قرار گرفته است، از دو خردصفحه ایران مرکزی و شمال باختری ایران تشکیل شده است. خرد صفحه ایران مرکزی از چندین بلوک تشکیل شده است که توسط گسل‌های درون قاره‌ای و تراگذر مختلفی از یکدیگر جدا شده‌اند. نمونه‌ای از این سامانه‌های گسلی که در جنوب باختری ایران مرکزی قرار گرفته‌اند، سامانه‌های گسلی کوهبنان، لکرکوه و نایبند است که به‌صورت همگرا، در باختر دشت لوت به یکدیگر متصل شده‌اند. منطقه مطالعاتی (شهر بهاباد) در حاشیه جنوب باختری خردقاره ایران مرکزی در بلوک طیس و در فاصله ۲۲۰ کیلومتری شمال خاور استان یزد قرار گرفته است. این شهرستان میان دو گسل فعال بهاباد و کوهبنان است که به دلیل نزدیکی این دو گسل با مناطق مسکونی روستایی و خود شهر بهاباد، مطالعه زمین ساختی این ناحیه ضرورت دارد. پیشینه پژوهش در منطقه بهاباد، بیشتر مطالعات چینه‌شناسی و تهیه نقشه زمین‌شناسی و بررسی مقدماتی، موضعی و آماری زمین‌لرزه‌های رخ داده، است. یک سری از مطالعات توسط رادفر و پورکرمانی (۱۳۸۱ و ۱۳۸۴) و شفیعی‌بافتی و

همکاران (۱۳۸۶) بر روی گسل کوهبنان صورت گرفته است که این مطالعات روی بررسی نوزمین ساختی بادزن‌های آبرفتی در باختر منطقه بهاباد، ریخت‌زمین ساخت گسل کوهبنان و بازسازی حرکت آن صورت گرفته است. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از متغیرهای ریخت‌زمین ساختی، فعالیت نسبی زمین ساختی در منطقه گسترده‌ای مورد ارزیابی قرار گیرد. برای دست‌یابی به این هدف گستره‌ای مستطیل‌شکل با موقعیت $37^{\circ} 40'$ تا $34^{\circ} 40'$ خاوری و $35^{\circ} 65'$ تا $35^{\circ} 65'$ شمالی مطالعه شده است. منطقه مطالعاتی به ۸۵ زیرحوضه (Subbasin) تقسیم و با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، نقشه‌های رقومی ۱/۲۵۰۰۰۰، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ (بهاباد، شمال بهاباد، به‌نستان، اسفوردی و چادرملو)، تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزارهای DEAM و Arc GIS مقادیر آنها تعیین شد و در پایان با میانگین‌گیری از شاخص‌های ریخت‌زمین ساختی برای هر حوضه میزان فعالیت آن تعیین شده است.

۲- عناصر ساختاری

تحت تأثیر ویژگی‌های ساختاری و ویژگی‌های سنگ‌شناسی واحدهای سنگی و رسوبی موجود در منطقه و با توجه به قرارگیری منطقه در واحد ساختمانی ایران مرکزی، ساختمان‌های چین‌خورده به صورت کلی و ناحیه‌ای ولی شکستگی‌ها و گسل‌ها در منطقه پیچیده و گوناگون است. روند کلی ساختمان چین‌خورده‌گی‌ها، گسل‌های اصلی و ارتفاعات در منطقه، شمال باختری- جنوب خاوری است (شکل ۱). در منطقه مطالعاتی دو گسل اصلی بهاباد (در حاشیه شمال خاوری شهر) و کوهبنان (در حاشیه جنوب باختری شهر) با روند شمال باختر- جنوب خاور، و چند گسل دیگر به صورت فرعی به موازات یا مایل و حتی عمود بر این دو ساختار اصلی وجود دارد که برخی از آنها در اثر عملکرد دو گسل اصلی در منطقه به وجود آمده‌اند. گسل بهاباد یکی از گسل‌های لرزه‌ای و کواترنری ناحیه است. این گسل به صورت تکه‌های گسلی که به وسیله نهشته‌های کواترنری از یکدیگر جدا می‌شوند

سنگی سازنده این رشته‌کوه‌ها تاریخ فرگشت چینه‌زمین‌ساختی متفاوتی دارند. کوه‌های باختر بهاباد مجموعه درهمی از دولومیت، سنگ‌ماسه و سنگ‌های آذرین درونی حدواسط سازند ریزو (نئوپروتوزویک - وندین)، دولومیت‌های قهوه‌ای و چرت‌های سیاه‌رنگ سازند میلا (کامبرین)، دولومیت‌های سازند شتری (تریاس) به همراه شیل‌ها و سنگ‌ماسه‌های ژوراسیک و سنگ‌جوش ترشیری پایانی هستند. واحدهای سنگی یادشده به شدت با گسل‌های راندگی، راستالغز و همچنین چین‌های فشرده تحت تأثیر قرار گرفته‌اند. در این میان نفوذی‌های فراوانی با سنی جوان‌تر از تریاس به صورت استوک و پلاگ مجموعه سنگی یادشده را قطع کرده‌اند که ترکیبی اسیدی تا حدواسط (گرانودیوریت تا تونالیت) دارند. در حاشیه ارتفاعات توالی نهشته‌های تقریباً افقی تا شیب‌دار سنگ‌جوش‌های پلیوسن با بافتی درشت‌دانه قرار دارد که شیب این طبقات در نزدیکی سامانه گسلی کوه‌بان حد اکثر به ۳۰ درجه نیز می‌رسد. رشته‌کوه‌های خاور بهاباد مجموعه نسبتاً منظمی از واحدهای سنگی دوران دوم با الگوی چین‌خورده ساده‌ای هستند که با مرز گسلی در کنار دشت بهاباد قرار گرفته است. مجموعه واحدهای سنگی باختر بهاباد دارای سن پروتوزویک تا دوران دوم هستند و دارای نفوذی‌های فراواند و این واحدها به شدت تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی قرار گرفته‌اند در حالی که واحدهای سنگی خاور دشت بهاباد سنی کمتر (دوران دوم) دارند که فاقد واحدهای سنگی آذرین نفوذی‌اند و دارای الگوی نسبتاً ساده چین‌خوردگی هستند.

۴- شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی

مطالعه اشکال ایجاد شده در نتیجه عملکرد فرایندهای زمین‌ساختی سبب شناخت بهتر ما از فعالیت نیروهای مؤثر بر شکل‌گیری آنها خواهد شد. از این رو ریخت‌زمین‌ساخت دانشی است که همه جنبه‌های ارتباطی میان ساختارهای زمین‌شناسی و اشکال موجود زمین را دربر می‌گیرد (Adams et al., 1999). در سال‌های اخیر مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی به عنوان یکی از ابزارهای اصلی در بسیاری از موارد استفاده شده است. از این علم برای شناسایی ویژگی‌های زمین‌ساختی فعال، تهیه نقشه خطر لرزه‌ای و درک بیشتر چگونگی گسترش و تکوین اشکال سطح زمین و موارد دیگر استفاده می‌شود. ریخت‌های ایجادشده توسط زمین‌ساخت پویا که برای مدت زمان طولانی نیز حفظ شده‌اند، جزئیات ویژه‌ای از جنبایی زمین‌ساختی رخ داده در طول زمان را در خود ثبت می‌کنند. برای به نتیجه رسیدن این مطالعات، پژوهشگران نشانگرهای گوناگونی را با عنوان نشانه‌ها و شواهد کمی یا مورفومتریک ارائه کرده‌اند. نشانه‌های ریخت‌زمین‌ساختی ابزار سودمندی در ارزیابی جنبایی زمین‌ساختی هستند، زیرا این نشانه‌ها در نواحی که دارای نرخ نسبتاً سریع تغییر شکل زمین‌ساختی هستند، بیش لازم را به وجود می‌آورند و راهکاری اولیه و بنیادین در ارزیابی خطر زمین‌لرزه به شمار می‌روند. بر این اساس، منطقه مطالعاتی به ۸۵ زیرحوضه جدا شده و بررسی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در زیرحوضه‌های رسم شده در منطقه صورت گرفته است (شکل ۲). برای رسیدن به این هدف به تفصیل شاخص‌های پیچ‌وخم پیشانی کوهستان (S_{mf}) - طول - گرادیان رود (S_L)، نسبت عرض بستر دره به ارتفاع دره (V_p)، شکل حوضه زهکشی (B_s) و شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز (A_p) برای هر حوضه بررسی و محاسبه شده است.

۴-۱. شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان

این شاخص به صورت زیر تعریف شده است (Bull & Mcfadden, 1977):

$$S_{mf} = L_{mf} / L_s$$

در رابطه بالا S_{mf} نسبت پیچ‌وخم یا سینوسیته پیشانی کوهستانی است. L_{mf} طول پیشانی کوهستان در حد میان کوهستان و کوهپایه و L_s طول مستقیم پیشانی کوهستان است. شاخص پیچ‌وخم پیشانی کوهستان بازتاب تعادل میان تمایل رودخانه‌ها برای

با طولی بیش از ۱۷۰ کیلومتر از شمال باختر استان کرمان تا شمال باختر استان یزد کشیده شده است و در آنجا به گسل پشت بادام می‌پیوندد. دانش کمی در مورد این گسل وجود دارد و در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه بهاباد (مهدوی، ۱۳۷۵) به عنوان یک گسل دارای حرکت راستالغز راست‌بر در حاشیه شمال‌خاوری گسل کوه‌بان در نظر گرفته شده است. مقدار کل جابه‌جایی در راستای این گسل معلوم نیست. در بیشتر رخنمون‌ها گسل بهاباد یک گسل جداکننده مرز میان کوه و دشت است که با حرکت راستالغز راست‌بر با مؤلفه فشارشی، شیب به سوی خاور همراه است. بادزن‌های آبرفتی و آبراهه‌های جابه‌جا شده در طول بخش شمالی آن نشان‌دهنده لغزش گسل در کواترنری و احتمالاً در هولوسن هستند (Allen et al., 2010). گسل بهاباد در منطقه مطالعاتی از پای بلندی‌های شمال‌خاوری شهرستان بهاباد با طول تقریباً ۶۰ کیلومتر آبرفت‌های کواترنری را بریده است که آثار این بریدگی در عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای دیده می‌شود. گسل بهاباد از گسل‌های زمین‌لرزه‌ای استان یزد به شمار می‌آید که موجب زمین‌لرزه ۲۸ نوامبر ۱۹۳۳ میلادی (۱۳۱۲ ه. ش) شده که ۱۱ روستا در شمال باختر شهر بهاباد را ویران ساخته است (Berberian et al., 1979). افزون بر این زمین‌لرزه، زمین‌لرزه‌های ۱۹۰۳، ۱۹۶۰، ۱۹۷۵، ۱۹۷۸ و ۱۹۸۷ منطقه را به این گسل نسبت داده‌اند.

گسل کوه‌بان یکی از ساختارهای اصلی ساختمانی در حاشیه جنوب باختری بلوک ایران مرکزی (بین بلوک‌های طبس و یزد) است و یکی از گسل‌های پرتحرک و لرزه‌خیز ایران مرکزی به شمار می‌رود. این گسل از شمال باختر کرمان تا شمال باختر یزد با طول تقریباً ۲۸۰ کیلومتر و امتداد شمال باختری- جنوب خاوری کشیده شده است. این گسل از تکه‌های گسلی متوالی تشکیل شده است که در شمال بیشتر به صورت تکه‌ای با چندین روند مایل دیده می‌شوند (مهدوی، ۱۳۷۵؛ رادفر و پورکرمانی، ۱۳۸۱؛ شفیعی‌بافتی و همکاران، ۱۳۸۶). میزان کل جابه‌جایی راستالغز توسط این گسل مشخص نشده است ولی بر پایه بازسازی پهنه گسلی از ۳۶۰ هزار سال پیش تا عهد حاضر، کمترین میزان جابه‌جایی افقی تجمعی حدود ۷۵۰ متر و کمینه لغزش حدود $2 \pm 1/4$ میلی‌متر در سال برای بخش شمالی این سامانه گسلی در منطقه بهاباد به دست آمده است (شفیعی‌بافتی و همکاران، ۱۳۸۶) و برای کل گسل سرعت لغزش هولوسن $2-1$ میلی‌متر در سال برآورد شده است (Allen et al., 2010). برای گسل کوه‌بان با شیب زیاد به سوی شمال خاور (برای بخش جنوبی) و جنوب باختر (برای بخش شمالی)، حرکت راستالغز راست‌بر در تریاس بالایی- ژوراسیک و راستالغز راست‌بر با مؤلفه وارون و سازوکار فشارشی در کرتاسه تا عهد حاضر تشخیص داده شده است (Berberian et al., 1979; Huckride et al., 1962). زمین‌لرزه‌های سال‌های ۱۹۳۳ و ۱۹۷۸ از مهم‌ترین زمین‌لرزه‌هایی هستند که در بخش شمالی گسل در منطقه بهاباد رخ داده‌اند.

بیشتر چین‌های منطقه از نوع نامتقارن و کشیده هستند. تعدادی از آنها از نوع تک‌میل و برخی نیز از دو سو میل‌دار هستند. تأثیر رویدادهای زمین‌ساختی بعدی سبب شده است که بسیاری از آنها بریده شوند. بنابراین در بسیاری از ساختمان‌ها تنها یک پال از آنها دیده می‌شود. شیب سطح محوری بیشتر چین‌ها در منطقه به سوی جنوب باختری و در حدود ۳۵ تا ۴۰ درجه است. نمونه‌هایی از این نوع چین در بخش خاور منطقه به خوبی دیده می‌شود. بسیاری از این چین‌ها پیش از رویداد گسلش و شماری نیز هم‌زمان با آن به وجود آمده‌اند. در منطقه مطالعاتی چین‌ها بیشتر از نوع تاقدیس هستند مانند تاقدیس‌های بهاباد و رفیعان که در خاور شهرستان بهاباد قرار گرفته و بزرگ‌ترین چین‌های منطقه هستند.

۳- زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه به صورت دشت فرفراده‌ای با روند شمال باختری- جنوب خاوری است که توسط دو رشته‌کوه در خاور و باختر بهاباد دربرگرفته شده است. واحدهای

مقایسه مقادیر اندازه‌گیری شده از دره‌های پدیدآمده در پیشانی کوهستان با بخش‌های دیگر همان پیشانی نشان می‌دهند که آیا رودخانه‌ها به طور فعال عمل حفر رو به پایین را در پاسخ به زمین‌ساخت فعال انجام می‌دهند (تشکیل دره‌های V شکل با V_f پایین) یا در پاسخ به پایداری نسبی پیشانی به طور جانبی دچار فرسایش می‌شوند (تشکیل دره‌های عظیمی با V_f بالا). در منطقه مطالعاتی شاخص V_f بر روی نیمرخ ۲۷ دره اصلی که توسط SRTM گرفته شده است محاسبه و به ۳ رده تفکیک شده است: رده ۱ ($V_f \leq 0.5$)، رده ۲ ($0.5 < V_f < 1$) و رده ۳ ($V_f \geq 1$) (El Hamdouni et al., 2007). در محاسبه این شاخص سعی شده که تهیه نیمرخ از دره‌های مورد نظر در فاصله معینی نسبت به پیشانی کوهستان صورت گیرد (شکل ۷). نتایج اندازه‌گیری در جدول ۳ نشان داده شده‌اند. میانگین این شاخص برای دره‌هایی که در مجاورت گسل‌های کوهبنان و بهاباد قرار گرفته‌اند به ترتیب ۰/۸۳ و ۱/۵۲ است. در شکل ۸ نمایی از یک دره V شکل در راستای گسل بهاباد نشان داده شده است. همچنین دره‌ها در راستای گسل کوهبنان V شکل و باریک هستند (رادفر و پورکرمانی، ۱۳۸۴).

۴-۴. شاخص شکل حوضه زهکشی

طرح افقی یک حوضه را می‌توان توسط شاخص شکل حوضه زهکشی (B_s) توصیف کرد که نشان‌دهنده نسبت کشیدگی حوضه زهکشی شده است (Ramírez-Herrera, 1998). این شاخص به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$B_s = B_l / B_w$$

در رابطه بالا B_s شاخص شکل حوضه زهکشی، B_l طول حوضه از بالاترین نقطه حوضه تا خروجی و B_w عرض حوضه اندازه‌گیری شده در پهن‌ترین نقطه آن هستند. حوضه‌های زهکشی تقریباً جوان در مناطق زمین‌ساخت جنبی تمایل به داشتن شکلی کشیده، عمود بر شیب توپوگرافی کوهستان دارند (Bull & Mcfadden, 1977; Ramírez-Herrera, 1998). بنابراین شاخص زهکشی حوضه می‌تواند بازتابی از میزان جنبایی زمین‌ساختی در منطقه باشد. (El Hamdouni et al., 2007) این شاخص را به سه رده تقسیم کرده است: رده ۱ ($B_s \geq 4$)، رده ۲ ($3 \leq B_s < 4$) و رده ۳ ($B_s < 3$). با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰، میزان این شاخص برای هر حوضه محاسبه و نتایج اندازه‌گیری شده در جدول ۴ آورده شده است و فرم زیر حوضه‌های منطقه در شکل ۳ نشان داده شده است.

۴-۵. شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه آبریز

طول آبراهه و زهکشی‌های فرعی در دو سوی آبراهه اصلی نیز می‌توانند برای ارزیابی بالآآمدگی فعال مورد استفاده قرار گیرند. این شاخص به صورت زیر تعریف می‌شود (Keller & Pinter, 2002):

$$A_f = 100(A_r/A_p)$$

در رابطه بالا A_f شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها، A_p مساحت حوضه دربرگیرنده زهکش‌های فرعی در سمت راست آبراهه اصلی (دید به سمت پایین آبراهه اصلی) و A_r مساحت کل حوضه دربرگیرنده زهکش‌های فرعی در سمت چپ و راست آبراهه اصلی‌اند. مقادیر عددی A_f در حدود ۵۰، بیانگر وجود تقارن زهکش‌ها و در نتیجه عدم وجود کج‌شدگی بر اثر بالآآمدگی خواهد بود. مقادیر عددی بیشتر و یا کمتر از ۵۰ به ترتیب بیانگر عملکرد بالآآمدگی در سمت راست یا چپ آبراهه اصلی خواهد بود. این شاخص به سه رده تقسیم شده است (El Hamdouni et al., 2007): رده ۱ ($A_f < 35$ or $A_f \geq 65$)، رده ۲ ($35 < A_f < 43$ or $57 < A_f < 65$) و رده ۳ ($43 \leq A_f \leq 57$). با استفاده از Arc GIS میزان این شاخص برای حوضه‌های منطقه اندازه‌گیری شد و نتایج آن در جدول ۵ و شکل ۹ نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهند که بیشتر حوضه‌هایی که در نزدیکی گسل‌های کوهبنان و بهاباد قرار گرفته‌اند دچار کج‌شدگی شده‌اند.

۴-۶. رده‌بندی نسبی جنبایی زمین‌ساختی

بر پایه نتایج به دست آمده از محاسبه شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی و با تلفیق

ایجاد یک پیشانی کوهستانی نامنظم و فعالیت زمین‌ساختی قائم است که تمایل به ایجاد پیشانی مستقیم و برجسته دارد (Bull & Mcfadden, 1977). بنابراین نیروهای زمین‌ساختی تمایل دارند که یک پیشانی کوهستانی صاف و مستقیم، منطبق با یک مرز گسل فعال بسازند در حالی که فرایندهای فرسایشی باعث می‌شوند که پیشانی کوهستان به شکل غیرمستقیم درآید. این شاخص به سه رده تقسیم شده است (El Hamdouni et al., 2007): رده ۱ ($S_{mf} \leq 1.1$)، رده ۲ ($1.1 < S_{mf} \leq 1.5$) و رده ۳ ($S_{mf} \geq 1.5$). در منطقه مطالعاتی محاسبه پیچ‌وخم پیشانی کوهستان با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ صورت گرفت (شکل ۳) که نتایج اندازه‌گیری در جدول ۱ نشان داده شده است.

نتایج به دست آمده جدول ۱ نمایانگر بالآآمدگی فعال پیشانی کوهستان در نزدیک گسل‌های بهاباد و کوهبنان در منطقه است. به‌گونه‌ای که در منطقه مطالعاتی نیروهای زمین‌ساختی اجازه فرسایش پیشانی کوه و تشکیل یک پیشانی پر پیچ‌وخم را به نیروهای فرسایش و رسوب‌گذاری نداده و موجب تشکیل پیشانی‌های تقریباً مستقیم در منطقه شده‌اند.

۴-۲. شاخص طول-گرادیان رود (شاخص شیب رودخانه)

شاخص شیب رود یکی از شاخص‌های ارزیابی جنبایی زمین‌ساختی در ارتباط با شکل مجرای رودهاست و عبارت است از:

$$S_L = \Delta H / \Delta L$$

در رابطه بالا $\Delta H / \Delta L$ بیانگر شیب محلی رود و L بیانگر طول مجرا از خط مستقیم رود تا مرکز بخشی است که شیب آن محاسبه شده است (شکل ۴). معمولاً شاخص گرادیان رود نسبت به تغییرات شیب رود بسیار حساس است و برای ارزیابی روابط میان فعالیت زمین‌ساختی، مقاومت سنگ و توپوگرافی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Keller & Pinter, 1996). مقدار این شاخص، در صورتی که سنگ‌های یک منطقه مقاوم باشند و یا در مناطقی که زمین‌ساخت فعال سبب تغییر شکل قائم زمین شود، زیاد است. بنابراین مقادیر بالای این شاخص در سنگ‌های کم مقاومت می‌تواند معرف زمین‌ساخت فعال باشد. این شاخص به سه رده تقسیم شده است (El Hamdouni et al., 2007): رده ۱ ($SL \geq 500$)، رده ۲ ($300 \leq SL < 500$) و رده ۳ ($SL < 300$). در منطقه مطالعاتی میزان SL در طول رودهای اصلی هر حوضه با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی رقومی شده ۱/۲۵۰۰۰۰ و GIS از خط تقسیم حوضه آبریز تا بستر اصلی حوضه بهاباد محاسبه شد که نتایج اندازه‌گیری در جدول ۲ و شکل ۵ نشان داده شده است. بر پایه شکل ۵، میزان گرادیان رودخانه در برخی از بخش‌ها به طور ناگهانی افزایش می‌یابد که این ناهنجاری می‌تواند متأثر از نوع سنگ‌شناسی در حوضه و یا اثر جنبایی گسل‌ها در منطقه باشد.

بررسی زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی نمایانگر تقریباً کم مقاومت بودن بسیاری از سنگ‌های منطقه است، بنابراین مقادیر بالای SL نشان از فعال بودن زمین‌ساخت منطقه است. نیمرخ گرادیان ۶ رودخانه انتخاب شده در منطقه به همراه شاخص گرادیان‌شان رسم شده است (شکل ۶). نمودارهای رسم شده ناهنجاری‌های بی‌شماری را در طول رودخانه نشان می‌دهند که این ناهنجاری‌ها متأثر از سنگ‌شناسی و فعالیت گسل‌هاست. نمودارها در محل گسل‌ش، بیشترین ناهنجاری گرادیان را از خود نشان می‌دهند که نشان از فعالیت گسل‌ها دارد. شاخص گرادیان رودخانه نشان‌دهنده پویایی زمین‌ساختی در منطقه بهاباد است.

۴-۳. شاخص نسبت عرض بستر دره به ارتفاع دره

این شاخص به صورت رابطه زیر تعریف شده است (Bull & Mcfadden, 1977; Bull, 2007):

$$V_f = 2V_{fw} / [(E_{fd} - E_{sc}) + (E_{fd} - E_{sc})]$$

در رابطه بالا V_{fw} عرض بستر دره، E_{fd} ارتفاع دیواره سمت چپ دره، E_{fd} ارتفاع دیوار سمت راست دره و E_{sc} ارتفاع بستر دره هستند.

۵-۲. وجود شکستگی و گسل در رسوبات مخروط افکنه

اثرات فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در رسوبات سخت نشده مخروط افکنه‌ها به زودی محو و ناپدید می‌شود. البته گاه در رسوبات نیم‌سخت شده مخروط افکنه شکستگی‌ها و گسل‌های نوزمین‌ساخت دیده می‌شود که این نوع ساختارها می‌توانند نشان‌دهنده فعالیت نوزمین‌ساخت جوان و لرزه‌خیزی منطقه باشند (عباس‌نژاد، ۱۳۷۶)، (شکل‌های ۱۲ و ۱۴-الف).

۵-۳. پادگانه‌های آبرفتی

پادگانه‌های آبرفتی در منطقه‌ای که برای مدت زمان زیادی تحت تأثیر بالاآمدگی قرار گرفته است، بیشتر دارای لایه کم ستبرایی از رسوبات رودخانه‌ای بر روی سطح بستر بالایی هستند. بنابراین پادگانه‌های آبرفتی به عنوان خطوط زمانی زمین‌ریختی هستند (Keller & Pinter, 1996). پادگانه‌های آبرفتی را بر پایه فرایندهایی که سبب تشکیل‌شان می‌شود می‌توان به ۳ دسته تقسیم کرد (Bull, 1990):
 ۱) فرایندهای زمین‌ساختی که قطع شدن سطح صاف (پلات فرم) تا سنگ بستر بازتابی از دوره‌های بالاآمدگی زمین‌ساختی است؛ ۲) آب و هوا که نشان‌دهنده دوره‌هایی است که نیروهای محرک ضعیف‌ترند و هموار شدن نهشته‌های آبرفتی ستر بازتابی از تغییرات آب و هوایی است؛ ۳) واکنش میان مجموعه‌ای از فرایندهای درونی که این نوع پادگانه‌ها به طور مستقیم در اثر ناپایداری‌های درونی ایجاد می‌شوند بدون این‌که فرایندهای زمین‌ساختی یا دیگر عوامل بیرونی تأثیری داشته باشند. این نوع پادگانه‌ها بیشتر کوچک و منفردند و در هر دو طرف رودخانه یافت نمی‌شوند (شکل ۱۳-الف). ۳ نوع تغییر شکل سطح گسلش، پیچش و کج‌شدگی (به صورت واگرا یا همگرا) را که نشان از تأثیر جنبایی زمین‌ساختی در منطقه دارد، می‌توان در سطح پادگانه‌های آبرفتی ردیابی کرد (Keller & Pinter, 1996)، (شکل ۱۳-ب).

بر پایه تقسیم‌بندی بالا پادگانه‌های آبرفتی منطقه مطالعاتی بیشتر از نوع پادگانه‌های زمین‌ساختی هستند که چندین سطح دارند و تغییر شکل به دست آمده از کج‌شدگی (از نوع همگرا، شکل ۱۴-الف) و گسلش (شکل ۱۴-ب) را در آنها می‌توان یافت.

۵-۴. افزایش گسلی

گسلی‌هایی که سطح زمین را قطع می‌کنند به عنوان گسل‌های نمایان شناخته می‌شوند. این گسل‌ها پله‌های توپوگرافی را ایجاد می‌کنند که افزایش گسلی نامیده می‌شوند. افزایش گسلی به دست آمده از گسل می‌تواند در تعیین فعالیت نسبی زمین‌ساختی در یک منطقه بسیار مفید باشند. به گونه‌ای که در مناطق جنبایی زمین‌ساختی، مستقیم و پرتیب بودن افزایش گسلی نشانه جوان بودن آن و میزان غیر مستقیم بودن آن نشان‌دهنده گذشت مدت زمان زیاد پس از آخرین حرکت گسل است. افزایش گسلی در منطقه مطالعاتی بیشتر خطی و دارای شیب زیادی هستند (شکل ۱۵). همچنین وجود سطوح مثلثی شکل (Triangular facets) و مستقیم بودن حد کوه و دشت نشان از جنبایی بودن گسل‌های منطقه دارد (شکل ۱۶).

۶- نشانه‌ها و شواهد زلزله‌شناسی

نشانه‌ها و شواهد زلزله‌شناسی از مهم‌ترین نشانه‌ها در شناخت حرکات نوزمین‌ساختی در هر منطقه به شمار می‌روند؛ چرا که این نشانه‌ها، دقت بیشتری دارند و همچنین به راحتی قابل دسترس هستند. نتایج مطالعه و بررسی داده‌های لرزه‌ای یک منطقه می‌تواند در تحلیل حرکات نوزمین‌ساختی در منطقه مورد نظر به کار برده شود. در صورتی که زلزله بزرگ یا ریزلرزه‌ها بر روی صفحه گسلی کانون‌یابی شوند نشانه جنبایی بودن گسل هستند. وجود زمین‌لرزه‌هایی چون زمین‌لرزه ۲۸ نوامبر ۱۹۳۳ میلادی (۱۳۱۲ ه.ش) که سبب تخریب روستای دهنوملا اسماعیل (شکل ۱۷) و روستاهای دیگر در شمال‌باختر

آنها می‌توان یک رده‌بندی نسبی از جنبایی زمین‌ساختی در منطقه ایجاد کرد. مطالعات بی‌شماری از ترکیب دو شاخص (V_f و S_{mf}) برای به دست آوردن اطلاعات نسبی از درجه جنبایی زمین‌ساختی پیشانی کوهستان‌ها استفاده می‌کنند (Silva et al., 2003; Bull & Mcfadden, 1977) که از این دو شاخص برای به دست آوردن رده‌های مختلف جنبایی زمین‌ساختی استفاده کرده‌اند. همچنین Rockwell et al. (1984) افزون بر دو شاخص V_f و S_{mf} از میزان سرعت بالاآمدگی در این رده‌بندی استفاده کرده‌اند. این مطالعات روی ارزیابی جنبایی زمین‌ساختی در طول پیشانی کوهستان متمرکز شده‌اند ولی بر روی بررسی جنبایی زمین‌ساختی در ابعاد ناحیه‌ای بزرگ‌تر صورت نگرفته است. در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از متغیرهای ریخت‌زمین‌ساختی، جنبایی نسبی زمین‌ساختی در یک منطقه گسترده مورد ارزیابی قرار گیرد. از میانگین‌گیری رده‌های مختلف شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی، جنبایی نسبی زمین‌ساختی (Iat) به دست می‌آید که برای ارزیابی توزیع جنبایی نسبی زمین‌ساختی در منطقه مطالعاتی مورد استفاده قرار می‌گیرد. Iat را می‌توان به ۴ رده تقسیم کرد (El Hamdouni et al., 2007):

رده ۱، از دید جنبایی زمین‌ساختی خیلی فعال (Very high) است با $1 < Iat \leq 1.5$ ،
 رده ۲، از دید جنبایی زمین‌ساختی فعال (high) است با $1.5 < Iat \leq 2$ ، رده ۳، از دید جنبایی زمین‌ساختی متوسط (Moderate) است با $2 < Iat \leq 2.5$ ، رده ۴، از دید جنبایی زمین‌ساختی کم (Low) است با $Iat < 2.5$.

در منطقه مطالعاتی با میانگین‌گیری از رده‌های به دست آمده از ۵ شاخص ریخت‌زمین‌ساختی، شاخص نسبی جنبایی زمین‌ساختی (Iat) هر حوضه محاسبه و نتایج آن در جدول ۶ و شکل ۱۰ نشان داده شده است. بر اساس مقادیر Iat ، منطقه مطالعاتی را می‌توان به ۴ رده تقسیم کرد: رده ۱ (جنبایی زمین‌ساختی خیلی بالا، ۱۵/۵۲ درصد در منطقه)، رده ۲ (جنبایی زمین‌ساختی بالا، ۶۸/۵۸ درصد)، رده ۳ (جنبایی زمین‌ساختی متوسط، ۲۰ درصد) و رده ۴ (جنبایی زمین‌ساختی کم، ۹/۹ درصد). شاخص فعالیت‌های زمین‌ساختی نرخ جنبایی زمین‌ساختی را در منطقه مطالعاتی بیشتر متوسط و بالا نشان می‌دهند.

۵- بررسی شواهد فعالیت‌های نوزمین‌ساختی در منطقه مطالعاتی

تعاریف گوناگون در ارتباط با علم نوزمین‌ساخت بیان شده است. در این پژوهش تعریف ارائه شده توسط Vita-Finzi (1962) مورد توجه قرار گرفته است. به اعتقاد وی علم نوزمین‌ساخت تنها تغییر شکل‌های ایجاد شده از اواخر دوران سنوزویک (بخشی از اوایل کواترنری) تا عهد حاضر که قابل آنالیز باشند، را مورد بحث و بررسی قرار می‌دهد.

از آنجا که بیشتر سامانه گسلی حاکم بر منطقه مطالعاتی راست‌الغز با مؤلفه فشاری است، بنابراین در این منطقه عوارض زمین‌ساختی مرتبط با گسل‌های راست‌الغز مانند جابه‌جایی مجرای آبراهه‌ها، رودهای بریده شده، دره‌های خطی و غیره به فراوانی یافت می‌شود. بر پایه بررسی تصاویر ماهواره‌ای و همچنین بازدید میدانی، شواهد زیر نشان‌دهنده زمین‌ساخت جنبایی در منطقه بهاباد هستند.

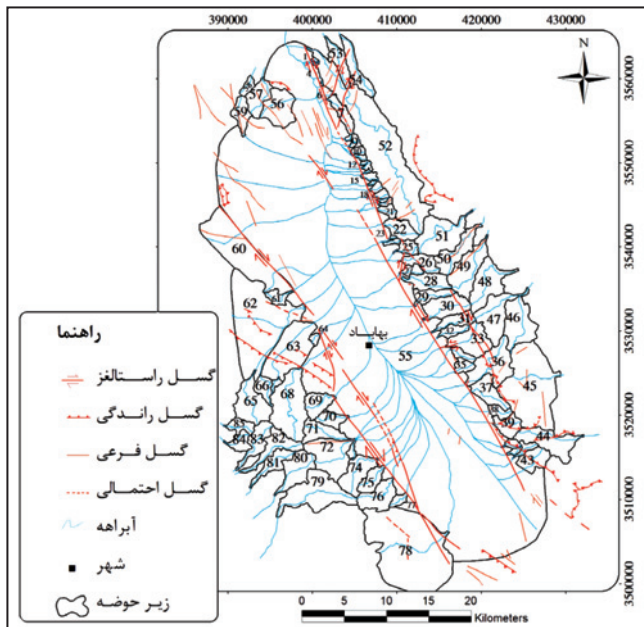
۵-۱. آبراهه‌ها

در منطقه مطالعاتی در چندین مکان آبراهه‌ها از مسیر اولیه خود منحرف یا جابه‌جا شده‌اند. همان‌گونه که در شکل ۱۱ نشان داده شده است، آبراهه‌ها به صورت راست‌بر در راستای گسل بهاباد جابه‌جا شده‌اند. این وضعیت افزون بر نشان دادن محل عبور گسل، می‌تواند خود به عنوان یکی از معرف‌های پویایی و فعال بودن گسل به شمار آید. البته گسل کوهبنان هم در منطقه مطالعاتی به نوبه خود سبب جابه‌جایی و انحراف آبراهه‌ها شده است؛ به گونه‌ای که ۷۵۰ متر جابه‌جایی به صورت راست‌بر توسط یکی از تکه‌های گسل کوهبنان توسط شیعی بافتی و همکاران (۱۳۸۶) در منطقه گزارش شده است.

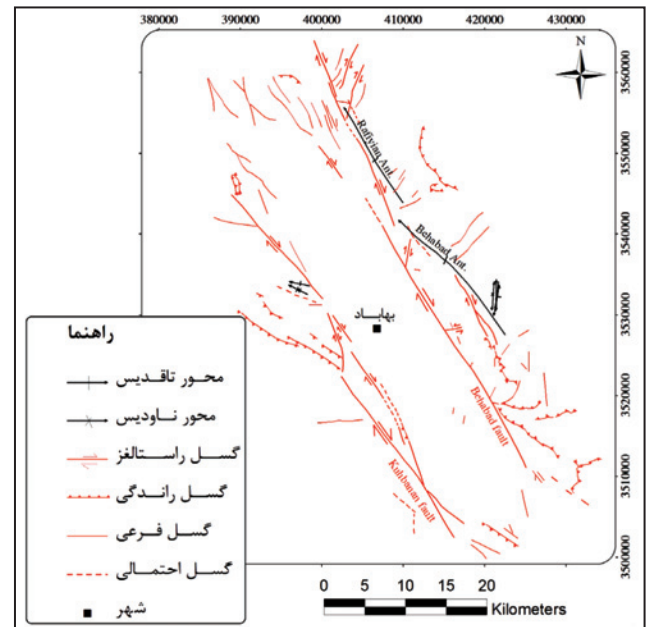
۶- نتیجه گیری

بررسی شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در منطقه بهاباد نشان می‌دهند که نرخ جنبایی زمین‌ساختی در منطقه متوسط تا بالاست. بر پایه این شاخص‌ها، میزان جنبایی زمین‌ساختی گسل کوهبنان در منطقه بیشتر از گسل بهاباد است؛ به‌ویژه حوضه‌هایی که در بخش جنوب باختری منطقه در مجاورت گسل کوهبنان قرار دارند نرخ جنبایی زمین‌ساختی را در این بخش، بالا نشان می‌دهند که نماینده فعالیت بالای این بخش از گسل کوهبنان است. بخش‌های جنوب خاوری و میانی گسل بهاباد از دید جنبایی زمین‌ساختی بیشتر در حد متوسط هستند و بیشترین جنبایی زمین‌ساختی در بخش انتهایی گسل (شمال باختر) است که فعالیت زمین‌ساختی بالایی را نشان می‌دهند. همچنین بازدیدهای صحرایی، زمین‌لرزه‌های رخ داده و میزان لغزش سالانه، پویایی گسل‌ها در منطقه و وجود جنبایی زمین‌ساختی با نرخ متوسط تا بالا را در منطقه بهاباد نشان می‌دهد.

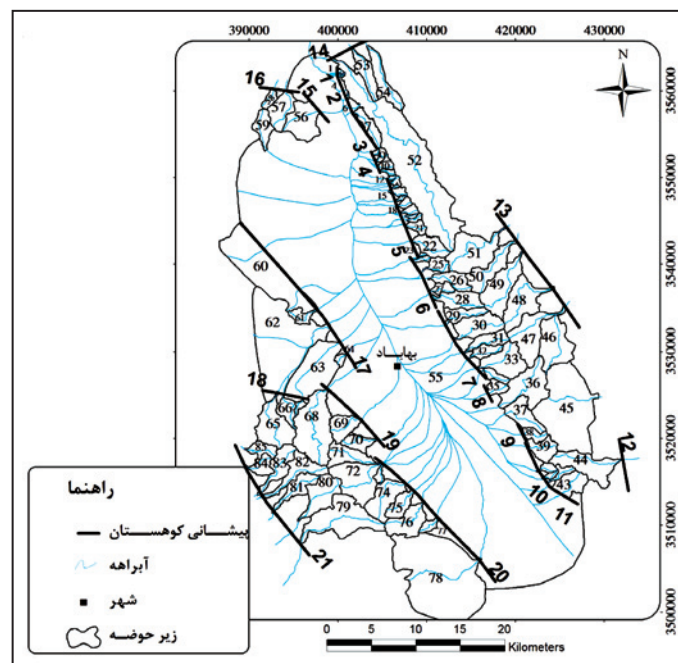
شهر بهاباد شده است و حتی به خود شهر بهاباد هم خسارتی وارد کرده است (Berberian et al., 1979) و زمین‌لرزه‌های دیگر مانند زمین‌لرزه ۲۲ ماه مه ۱۹۷۸ ($M_p: 5.1$)، ۲۳ ماه مه سال ۱۹۷۸ ($M_p: 5.2$) و ۱۱ آوریل ۱۹۸۷ ($M_p: 5$) میلادی (مهرنهاد، ۱۳۸۶) که در شکل ۱۸ حل صفحه کانونی گسل مسبب زمین‌لرزه و سازوکار آن نشان داده شده است، نشان از جنبایی بودن گسل‌های منطقه دارد. از معیارهای دیگر شناسایی گسل جنبا، میزان لغزش سالانه گسل است. در این ارتباط یک تقسیم‌بندی توسط Keller & Pinter (1996) ارائه شده است (جدول ۷). با توجه به این که میزان لغزش سالانه برای گسل‌های بهاباد و کوهبنان $1/5 \text{ mm/yr}$ برآورد شده است (Allen et al., 2010)، پس این گسل‌ها از دید میزان جنبایی زمین‌ساختی بر پایه لغزش سالانه در رده A یعنی جزو گسل‌های فعال قرار می‌گیرند.



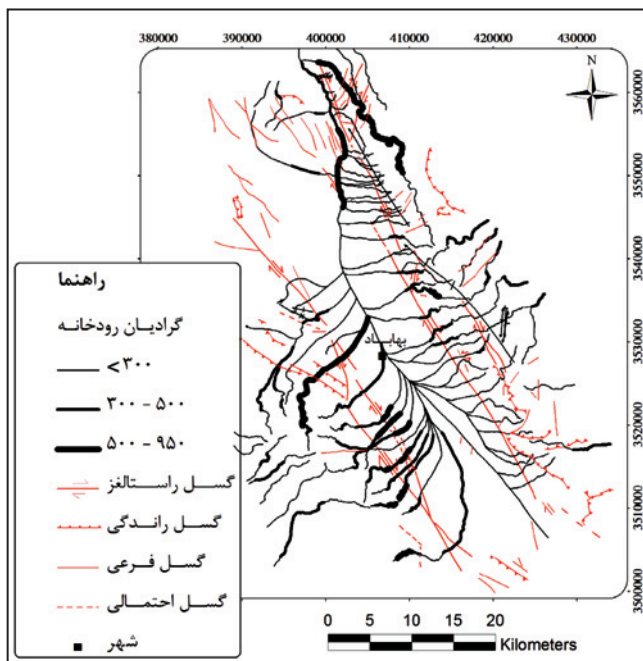
شکل ۲- جدایش حوضه بهاباد به ۸۵ زیرحوضه به همراه جریان کلی رودخانه‌ها در منطقه.



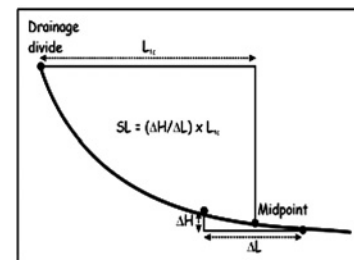
شکل ۱- نقشه ساختمانی منطقه مطالعاتی.



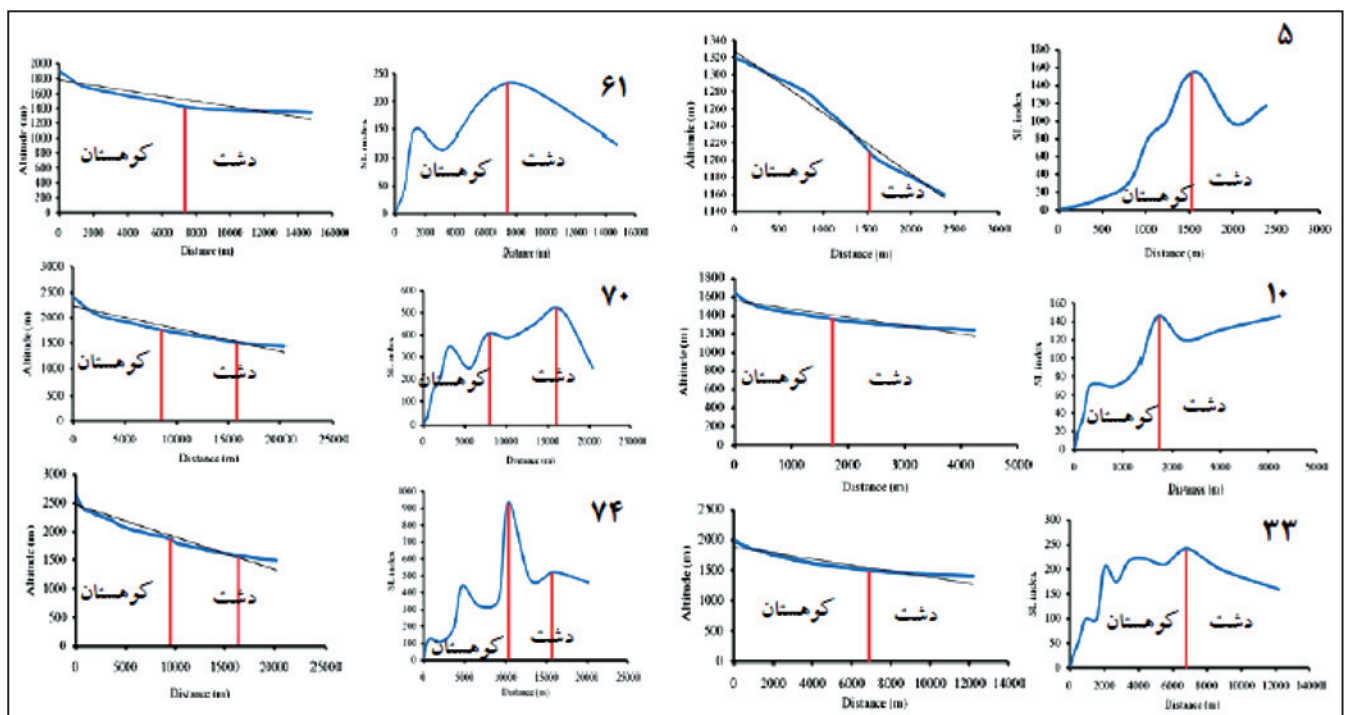
شکل ۳- محل اندازه‌گیری پیچ‌وخم پیشانی کوهستان (خطوط سیاه پررنگ) در منطقه مطالعاتی.



شکل ۵- پراکنندگی میزان شاخص گرادیان رودخانه در منطقه مطالعاتی.



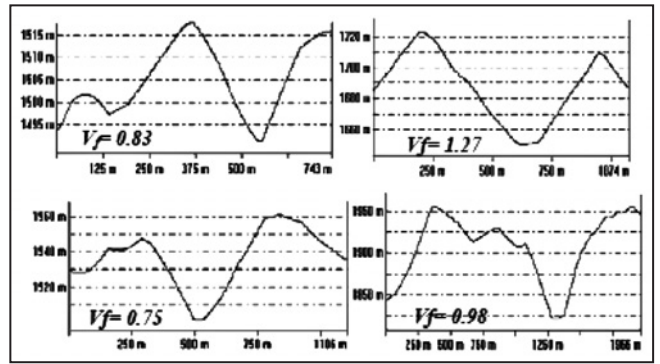
شکل ۴- متغیرهای مورد نیاز برای محاسبه شاخص S_L (Hack, 1973).



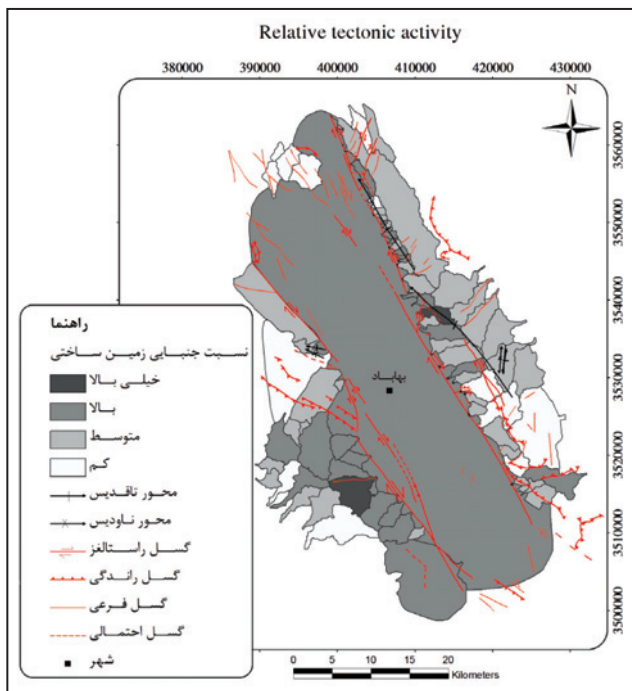
شکل ۶- نیمرخ طولی و شاخص گرادیان رودخانه‌ها به همراه گسل‌ها. ناهنجاری حوضه‌های ۳۳، ۱۰، ۵، مربوط به عملکرد گسل بهاباد و ناهنجاری حوضه‌های ۶۱، ۷۰، ۷۴ مربوط به عملکرد گسل کوهستان هستند.



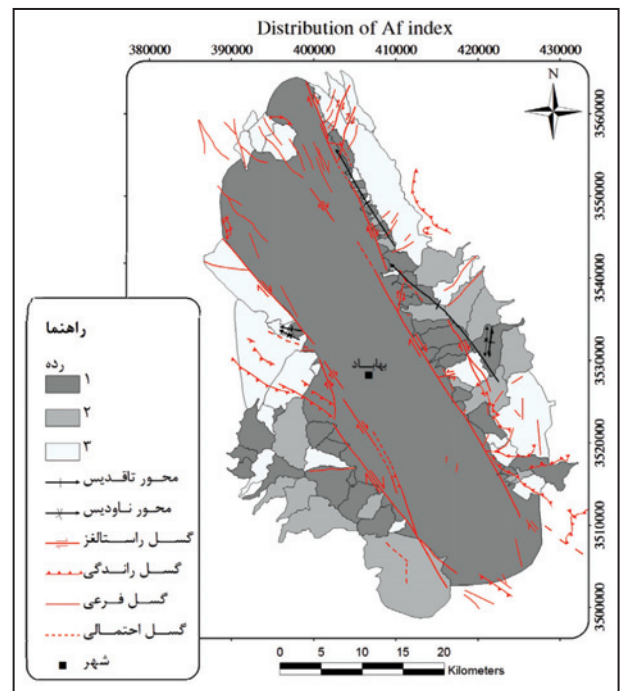
شکل ۸- دره‌های به شکل V که نشان‌دهنده جنب‌بودن منطقه از دید زمین‌ساختی است (موقعیت ۴۱° ۶۴' خاوری و ۳۵° ۲۶' شمالی، سوی دید شمال خاور).



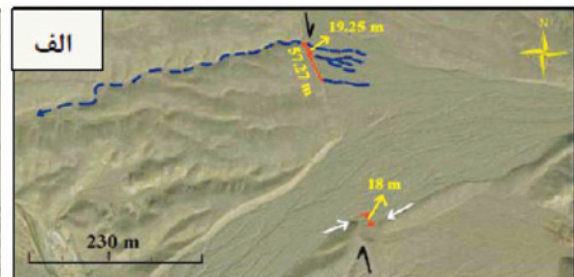
شکل ۷- نیمرخ دره‌ها در راستای گسل‌های بهاباد ($V_f = 0.83, 1.27$) و کوهستان ($V_f = 0.75, 0.98$). محور افقی فاصله و محور عمودی ارتفاع است.



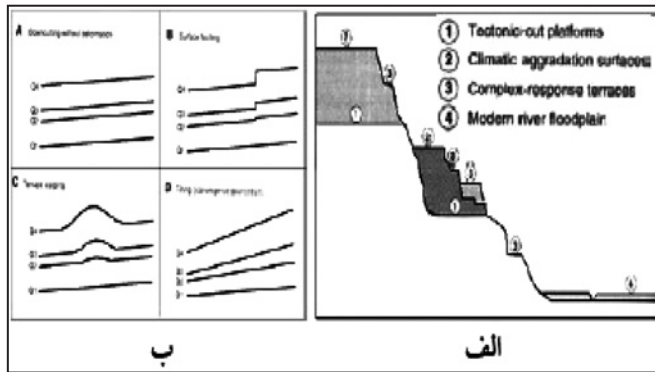
شکل ۱۰- توزیع نسبی جنبایی زمین‌ساختی در منطقه مطالعاتی.



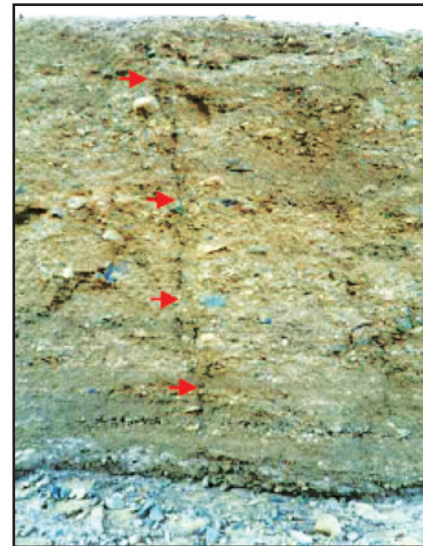
شکل ۹- توزیع میزان کج‌شدگی در منطقه مطالعاتی.



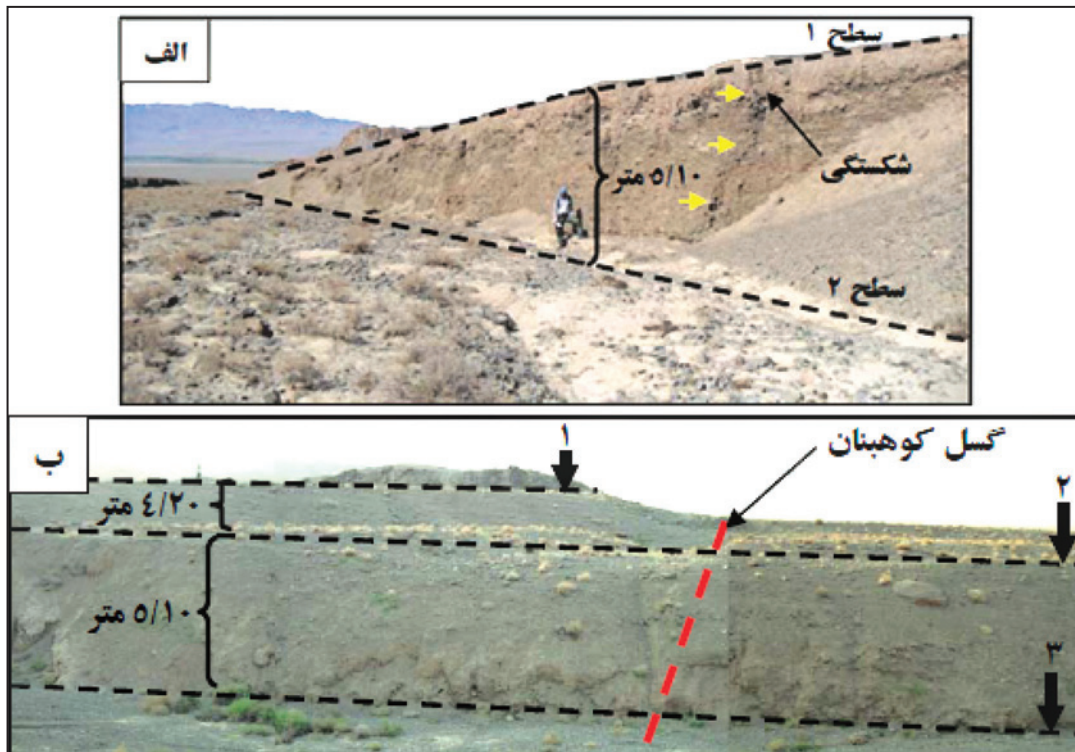
شکل ۱۱- جابه‌جایی و انحراف آبراهه‌ها در راستای گسل بهاباد؛ (الف) موقعیت ۴۰° ۱۳' - ۴۰° ۱۲' خاوری و ۳۵° ۵۷' شمالی؛ (ب) موقعیت ۴۰° ۲۳' - ۴۰° ۱۸' خاوری و ۳۵° ۵۶' - ۳۵° ۵۵' شمالی؛ (پ) موقعیت ۴۰° ۴۹' - ۴۰° ۵۷' خاوری و ۳۵° ۵۰' - ۳۵° ۴۹' شمالی.



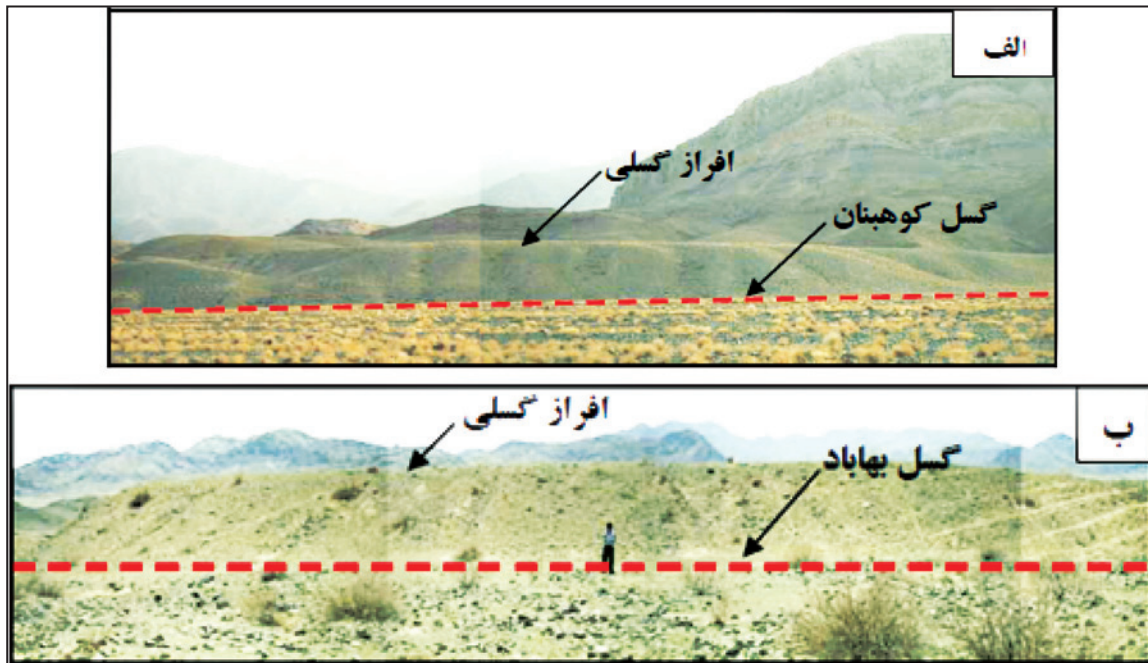
شکل ۱۳- الف) رده‌بندی پادگانه‌های آبرفتی: زمین‌ساختی، آب و هوا و مجموعه واکنشی؛
ب) ۴ نوع از تغییر شکل زمین‌ساختی پادگانه‌های آبرفتی (Keller and Pinter, 1996).



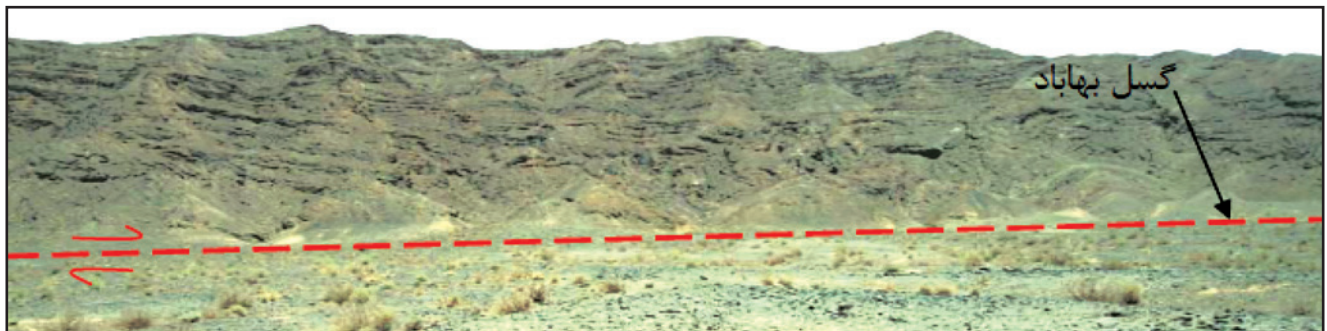
شکل ۱۲- وجود شکستگی در رسوبات نیمه‌سخت‌شده
مخروط‌افکنه (موقعیت ۴۳° ۴۰' خاوری و ۲۳° ۳۵' شمالی،
سوی دید شمال باختر).



شکل ۱۴- دو نمونه از پادگانه‌های آبرفتی منطقه؛ ایجاد سطوح پادگانی متوالی در اثر فعالیت گسل‌های منطقه در شکل ب آشکار است. الف) موقعیت
۴۲° ۴۰' خاوری و ۲۸° ۳۵' شمالی، سوی دید جنوب باختر؛ ب) موقعیت ۴۴° ۴۰' خاوری و ۲۳° ۳۵' شمالی، سوی دید شمال باختر.



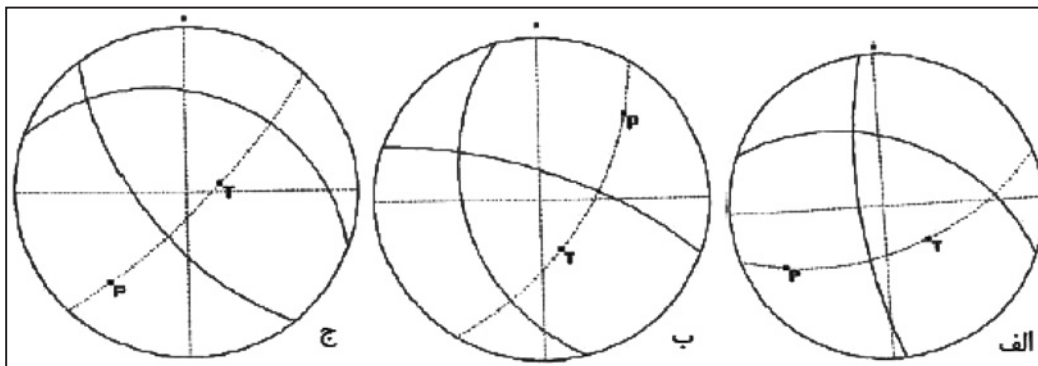
شکل ۱۵- افرازهای گسلی در راستای گسل های الف) کوهبنان، موقعیت $40^{\circ} 43'$ خاوری و $35^{\circ} 24'$ شمالی، سوی دید جنوب باختر؛ ب) بهاباد، موقعیت $40^{\circ} 12'$ خاوری و $35^{\circ} 57'$ شمالی، سوی دید باختر.



شکل ۱۶- حد کوه و دشت مستقیم با (Smf: 1.1) و اشکال مثلثی شکل در راستای گسل بهاباد (موقعیت $40^{\circ} 87'$ خاوری و $35^{\circ} 41'$ شمالی، سوی دید شمال خاور).



شکل ۱۷- تخریب روستای دهنو ملا اسماعیل در اثر زمین لرزه سال ۱۳۱۲ ه. ش و زمین لرزه های رخ داده دیگر پس از آن (موقعیت $40^{\circ} 07'$ خاوری و $35^{\circ} 41'$ شمالی، سوی دید شمال باختر).



شکل ۱۸- حل صفحه کانونی گسل؛ الف) مسبب زمین لرزه ۲۲ ماه مه ۱۹۷۸ میلادی؛ ب) مسبب زمین لرزه ۲۳ ماه مه ۱۹۷۸ میلادی؛ ج) مسبب زمین لرزه ۱۱ آوریل ۱۹۸۷ میلادی در منطقه بهاباد که سازوکار معکوس با مؤلفه افقی راستالغز راست‌بر نشان می‌دهند (مهرنهاد، ۱۳۸۶).

جدول ۲- مقادیر SL حوضه‌های منطقه.

ردم	SL	شماره حوضه	ردم	SL	شماره حوضه	ردم	SL	شماره حوضه
۳	۱۵۰	۵۹	۳	۲۸۱	۳۰	۳	۲۰	۱
۳	۲۲۰	۶۰	۳	۲۶۲/۵	۳۱	۳	۲۰	۲
۳	۲۷۱/۲	۶۱	۳	۱۸۴/۲	۳۲	۳	۲۰	۳
۳	۱۶۴	۶۲	۳	۲۰۸/۷	۳۳	۳	۲۰	۴
۳	۲۵۷/۳	۶۳	۳	۱۲۵	۳۴	۳	۶۰	۵
۳	۶۰	۶۴	۳	۱۴۰/۵	۳۵	۳	۸۰	۶
۱	۵۰۰	۶۵	۳	۱۸۷/۵	۳۶	۳	۲۰۵	۷
۲	۳۰۰	۶۶	۳	۱۹۲/۷	۳۷	۳	۷۱/۵	۸
۳	۲۲۵	۶۷	۳	۱۴۴/۲	۳۸	۳	۱۲۵	۹
۱	۶۹۷/۶	۶۸	۳	۱۷۰	۳۹	۳	۱۲۵	۱۰
۲	۴۴۴	۶۹	۳	۱۸۶	۴۰	۳	۱۲۵	۱۱
۲	۳۰۰	۷۰	۳	۱۲۷	۴۱	۳	۱۵۰	۱۲
۱	۵۰۰	۷۱	۳	۱۱۲/۱	۴۲	۳	۱۵۰	۱۳
۱	۶۶۴/۷	۷۲	۳	۱۸۰	۴۳	۳	۱۰۰	۱۴
۳	۲۱۸/۱	۷۳	۳	۱۸۷/۵	۴۴	۳	۱۵۴/۵	۱۵
۱	۵۷۸/۵	۷۴	۳	۹۴	۴۵	۳	۱۵۴	۱۶
۲	۴۳۸/۱	۷۵	۳	۱۵۰	۴۶	۳	۱۵۴	۱۷
۱	۶۰۸/۴	۷۶	۳	۲۷۹	۴۷	۳	۱۶۰	۱۸
۲	۴۵۸/۳	۷۷	۲	۴۴۲/۶	۴۸	۳	۱۴۳/۵	۱۹
۲	۳۸۲	۷۸	۲	۳۱۸/۲	۴۹	۳	۱۲۷/۸	۲۰
۲	۳۳۵/۳	۷۹	۲	۳۰۲/۸	۵۰	۳	۱۳۵	۲۱
۲	۳۰۰	۸۰	۳	۲۳۴/۳	۵۱	۳	۲۰۶/۴	۲۲
۲	۳۱۸	۸۱	۲	۳۶۶/۷	۵۲	۳	۶۳/۶	۲۳
۲	۳۱۰	۸۲	۳	۱۰۰	۵۳	۳	۱۲۰	۲۴
۲	۳۰۰	۸۳	۳	۱۷۵	۵۴	۳	۲۱۵	۲۵
۳	۲۴۱	۸۴	۲	۳۳۰	۵۵	۲	۳۰۰	۲۶
۳	۲۴۱	۸۵	۳	۲۵۰	۵۶	۳	۱۷۴	۲۷
-	-	-	۳	۲۵۰	۵۷	۲	۳۰۰	۲۸
-	-	-	۳	۱۵۰	۵۸	۲	۳۲۷	۲۹

جدول ۱- محاسبه پیچ‌وخم پیشانی کوهستان در نواحی انتخابی در منطقه مطالعاتی.

ردم	Smf	شماره حوضه مربوطه	شماره پیشانی کوهستان
۲	۱/۵	۱،۲،۳	۱
۱	۱/۰۸	۴	۲
۱	۱/۰۶	۵،۶،۷	۳
۲	۱/۴	۸،۹،۱۰،۱۱	۴
۱	۱/۱	۱۲-۲۳	۵
۱	۱/۱	۲۴،۲۵،۲۶،۲۷،۲۸	۶
۲	۱/۴۶	۲۹،۳۰،۳۱،۳۲،۳۳،۳۴	۷
۲	۱/۲	۳۵	۸
۱	۱/۰۳	۳۸	۹
۲	۱/۲	۳۹،۴۰،۴۱،۴۲	۱۰
۱	۱/۱	۴۳	۱۱
۲	۱/۲	۴۴	۱۲
۲	۱/۲۳	۴۶،۴۷،۴۸،۴۹،۵۰،۵۱	۱۳
۳	۲/۲۴	۵۲،۵۳،۵۴	۱۴
۲	۱/۳	۵۶	۱۵
۳	۲/۳	۵۷،۵۸	۱۶
۱	۱/۰۸	۶۰،۶۱،۶۲،۶۳،۶۴	۱۷
۲	۱/۳	۶۵،۶۶،۶۷	۱۸
۲	۱/۲۸	۶۸،۶۹،۷۰	۱۹
۱	۱/۰۶	۷۱-۷۸	۲۰
۳	۱/۷۷	۷۹-۸۵	۲۱

جدول ۳- محاسبه شاخص V_f دره‌های انتخاب شده در منطقه مطالعاتی.

ردم	V_f	شماره حوضه	ردم	V_f	شماره حوضه	ردم	V_f	شماره حوضه
۲	۰/۶۲	۶۷	۳	۱/۵۴	۳۰	۲	۰/۷۴	۴
۲	۰/۸۵	۶۹	۳	۱/۸	۳۱	۲	۰/۹۲	۵
۲	۰/۹۸	۷۰	۳	۱/۷۱	۳۲	۳	۱/۲۵	۷
۲	۰/۶۹	۷۴	۳	۲/۰۷	۳۳	۳	۱/۲۲	۱۱
۱	۰/۴۹	۷۵	۳	۱/۲۷	۳۴	۳	۱/۲۳	۱۷
۲	۰/۵۷	۷۶	۳	۳/۰۷	۳۵	۲	۰/۸۳	۲۰
۳	۱/۲۷	۷۷	۳	۱/۵۶	۴۰	۳	۱/۱۲	۲۱
۳	۱/۲۶	۷۹	۲	۰/۸۱	۶۴	۳	۲/۳۵	۲۲
۲	۰/۸۸	۸۵	۲	۰/۷۵	۶۵	۳	۱/۶۴	۲۹

جدول ۴- محاسبه نسبت B_s حوضه‌ها در منطقه مطالعاتی.

شماره حوضه	Bs	رده	شماره حوضه	Bs	رده	شماره حوضه	Bs	رده
۱	۳/۵۵	۲	۳۰	۳	۲	۱/۶۳	۳	۳
۲	۳/۶	۲	۳۱	۴/۲	۱	۲/۱	۳	۳
۳	۳/۶	۲	۳۲	۳/۴	۲	۲/۳۸	۳	۳
۴	۲/۵	۲	۳۳	۱/۷۷	۳	۱/۰۴	۳	۳
۵	۱/۴	۳	۳۴	۳/۱۲	۲	۲/۲۳	۳	۳
۶	۴	۱	۳۵	۱/۶۱	۳	۱/۴	۳	۳
۷	۳/۴	۲	۳۶	۳	۲	۱/۰۴	۳	۳
۸	۱/۸۱	۳	۳۷	۲	۳	۱/۴	۳	۳
۹	۱/۳	۳	۳۸	۲	۳	۱/۴۵	۳	۳
۱۰	۲/۳۳	۳	۳۹	۱/۷۷	۳	۱/۴۷	۳	۳
۱۱	۳/۵	۲	۴۰	۳	۲	۱/۶۵	۳	۳
۱۲	۲	۳	۴۱	۳/۱۲	۲	۳	۲	۲
۱۳	۱/۱	۳	۴۲	۲/۸۵	۳	۲/۵۲	۲	۲
۱۴	۲/۱۷	۳	۴۳	۱/۱۷	۳	۱/۰۱	۳	۳
۱۵	۲/۵	۳	۴۴	۳/۱	۲	۱/۴۵	۳	۳
۱۶	۳	۲	۴۵	۱	۳	۲	۳	۳
۱۷	۱/۷۵	۳	۴۶	۱/۳۳	۳	۲/۳۵	۳	۳
۱۸	۲/۱	۳	۴۷	۲	۳	۲/۱	۳	۳
۱۹	۴/۵	۱	۴۸	۱/۷۶	۳	۲/۲۷	۳	۳
۲۰	۲/۸	۳	۴۹	۱/۸۴	۳	۱/۲	۳	۳
۲۱	۱/۷۲	۳	۵۰	۳	۲	۲/۷۱	۳	۳
۲۲	۲/۲۷	۳	۵۱	۲	۳	۱/۶۱	۳	۳
۲۳	۲/۸	۳	۵۲	۴/۴۸	۱	۳/۱	۲	۲
۲۴	۴/۵	۱	۵۳	۳	۲	۳/۴۵	۲	۲
۲۵	۲/۴	۳	۵۴	۳/۷۵	۳	۲/۶۳	۳	۳
۲۶	۳/۲۲	۲	۵۵	۳/۴۵	۲	۱/۷۴	۳	۳
۲۷	۲/۵۵	۳	۵۶	۱/۱۶	۳	۲/۳۵	۳	۳
۲۸	۳/۵۳	۲	۵۷	۱/۲	۳	-	-	-
۲۹	۲/۸۵	۳	۵۸	۲/۱	۳	-	-	-

جدول ۵- محاسبه شاخص Af حوضه‌های منطقه مطالعاتی.

شماره حوضه	Af	رده	شماره حوضه	Af	رده	شماره حوضه	Af	رده
۱	۵۱/۳۲	۳	۳۰	۶۷/۶۵	۱	۵۶	۳	۳
۲	۵۵	۳	۳۱	۷۳	۱	۵۰/۲۳	۳	۳
۳	۴۷/۳۱	۳	۳۲	۷۰/۶۳	۱	۴۸/۴۱	۳	۳
۴	۳۷/۱	۲	۳۳	۵۸	۲	۴۵	۳	۳
۵	۵۶/۲۷	۳	۳۴	۵۸/۱۱	۲	۴۴/۴۷	۳	۳
۶	۵۷/۱	۲	۳۵	۶۴/۸۴	۱	۵۲/۲۶	۳	۳
۷	۶۶/۲۱	۱	۳۶	۴۲/۲۴	۲	۷۵/۴	۱	۱
۸	۶۶	۱	۳۷	۶۸/۸۰	۱	۴۰/۷۵	۲	۲
۹	۵۰/۶	۳	۳۸	۴۳/۳	۳	۶۶	۱	۱
۱۰	۷۴/۱	۱	۳۹	۵۶	۳	۶۰	۲	۲
۱۱	۵۸/۷۷	۲	۴۰	۷۷/۴۷	۱	۶۵/۴	۲	۲
۱۲	۷۳/۵۰	۱	۴۱	۶۰	۲	۶۵	۱	۱
۱۳	۴۸/۲۵	۳	۴۲	۶۱	۲	۵۰/۳	۳	۳
۱۴	۵۵/۷۵	۳	۴۳	۵۲	۳	۷۲/۳۸	۱	۱
۱۵	۶۶/۱۷	۱	۴۴	۷۵/۳۳	۱	۲۲/۸	۱	۱
۱۶	۵۷	۲	۴۵	۵۰	۳	۷۰	۱	۱
۱۷	۶۳/۲۸	۲	۴۶	۴۰	۲	۵۸/۳	۲	۲
۱۸	۷۱/۷۳	۱	۴۷	۷۰	۱	۶۸	۱	۱
۱۹	۶۰	۲	۴۸	۶۴/۳۶	۲	۴۵	۳	۳
۲۰	۳۴/۴۱	۱	۴۹	۴۰/۴۵	۲	۵۸/۸	۲	۲
۲۱	۴۰	۳	۵۰	۴۳/۶	۳	۶۱/۷۶	۲	۲
۲۲	۸۲/۵۰	۱	۵۱	۶۱	۲	۵۸/۳۵	۲	۲
۲۳	۶۵	۲	۵۲	۴۵/۸۱	۳	۵۸/۸۱	۲	۲
۲۴	۴۷/۶۱	۳	۵۳	۵۰/۲۱	۳	۷۴/۴۷	۱	۱
۲۵	۶۸/۳۱	۱	۵۴	۲۷	۱	۴۷/۸۴	۳	۳
۲۶	۷۹/۳۰	۱	۵۵	۳۳/۸۱	۱	۷۸/۳۲	۱	۱
۲۷	۷۴/۴۸	۱	۵۶	۵۱/۸۷	۳	۶۸/۵۳	۱	۱
۲۸	۶۳/۳۷	۲	۵۷	۴۳	۳	-	-	-
۲۹	۷۳	۱	۵۸	۴۳/۶۵	۳	-	-	-

جدول ۶- بررسی شاخص نسبی جنبایی زمین ساختی (Iat) در زیرحوضه‌های منطقه مطالعاتی.

شماره حوضه	Iat	رده	شماره حوضه	Iat	رده	شماره حوضه	Iat	رده
۱	۲/۵	۳	۱۹	۱/۷۵	۲	۳۷	۲/۳۳	۳
۲	۲/۵	۳	۲۰	۲	۲	۳۸	۲/۵	۳
۳	۲/۵	۳	۲۱	۲/۴	۳	۳۹	۲/۷۵	۴
۴	۲	۲	۲۲	۲/۲	۳	۴۰	۲/۲	۳
۵	۲/۴	۳	۲۳	۲/۲۵	۳	۴۱	۲/۲۵	۳
۶	۱/۷۵	۲	۲۴	۲	۲	۴۲	۲/۵	۳
۷	۲	۲	۲۵	۲	۲	۴۳	۲/۵	۳
۸	۲/۲۵	۳	۲۶	۱/۵	۱	۴۴	۲	۲
۹	۲/۷۵	۴	۲۷	۲	۲	۴۵	۳	۳
۱۰	۲/۲۵	۳	۲۸	۱/۷۵	۲	۴۶	۲/۵	۳
۱۱	۲/۴	۳	۲۹	۲/۲	۳	۴۷	۲/۲۵	۳
۱۲	۲	۲	۳۰	۲/۲	۳	۴۸	۲/۲۵	۳
۱۳	۲/۵	۳	۳۱	۲	۲	۴۹	۲/۲۵	۳
۱۴	۲/۵	۳	۳۲	۲/۲	۳	۵۰	۲/۲۵	۳
۱۵	۲	۲	۳۳	۲/۶	۴	۵۱	۲/۵	۳
۱۶	۲	۲	۳۴	۲/۴	۳	۵۲	۲/۲۵	۳
۱۷	۲/۴	۳	۳۵	۲/۴	۳	۵۳	۲/۷۵	۴
۱۸	۲	۲	۳۶	۲/۶۶	۴	۵۴	۲/۵	۳
۱۹	۱/۶۶	۲	۳۶	۲/۲۵	۳	۷۷	۲/۴	۳
۲۰	۲/۷۵	۴	۳۷	۲/۲	۳	۷۸	۲	۲
۲۱	۵۷	۳	۳۸	۲	۲	۷۹	۲/۶	۴
۲۲	۵۸	۴	۳۹	۲	۲	۸۰	۲/۵	۳
۲۳	۵۹	۴	۴۰	۱/۸	۲	۸۱	۲/۲۵	۳
۲۴	۶۰	۳	۴۱	۲/۵	۳	۸۲	۲	۲
۲۵	۶۱	۳	۴۲	۲/۵	۳	۸۳	۲/۷۵	۴
۲۶	۶۲	۴	۴۳	۲/۶	۴	۸۴	۲/۵	۳
۲۷	۶۳	۳	۴۴	۲/۵	۳	۸۵	۲/۴	۳
۲۸	۶۴	۳	۴۵	۲/۴	۳	-	-	-
۲۹	۶۵	۲	۴۶	۱/۸	۲	-	-	-

جدول ۷- تقسیم‌بندی گسل‌های فعال بر پایه لغزش سالانه (Keller & Pinter, 1996).

علامت اختصاری	نوع گسل	میزان لغزش
AAA	گسل خیلی خیلی فعال	$X > 100 \text{ mm/year}$
AA	گسل خیلی فعال	$10 < X < 100 \text{ mm/year}$
A	گسل فعال	$1 < X < 10 \text{ mm/year}$
B	گسل با فعالیت متوسط	$0.1 < X < 1 \text{ mm/year}$
C	گسل با فعالیت کم	$0.01 < X < 0.1 \text{ mm/year}$
D	گسل با فعالیت خیلی کم	$X < 0.01 \text{ mm/year}$

کتابنگاری

- رادفر، ش. و پورکرمانی، م.، ۱۳۸۱- بررسی نوزمین‌ساختی مخروط‌افکنه‌های گسل کوهبنان، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد ۲ شماره ۳، پاییز ۱۳۸۱، صفحه ۹۷-۱۱۴.
- رادفر، ش. و پورکرمانی، م.، ۱۳۸۴- ریخت‌زمین‌ساخت گسل کوهبنان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۵۷، صفحه ۱۸۳-۱۶۶.
- شفیعی‌باقتی، ا.، پورکرمانی، م.، شاه‌پسندزاده، م. و خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۶- بازسازی حرکت سامانه گسلی کوهبنان در باختر بهاباد از پلیوسن پایانی تا عهد حاضر (ایران مرکزی)، مجله علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی، شماره ۶۵، پاییز ۱۳۸۶، صفحه ۱۲۶-۱۱۱.
- عباس‌نژاد، ا.، ۱۳۷۶- بررسی نوزمین‌ساختی مخروط‌افکنه‌های ناحیه کرمان، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۲۶-۲۵، صفحه ۴۷-۳۸.
- مهدوی، م.، ۱۳۷۵- نقشه زمین‌شناسی ایران، ورقه بهاباد، شماره ۷۲۵۳، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- مهرنهاد، م.، ۱۳۸۶- مطالعه لغزش‌های خاکی منطقه بهاباد، امور عمرانی استانداری یزد.

References

- Adams, K. D., Wesnousky, S. G. & Bills, B. G., 1999- Isostatic rebound, active faulting, and potential geomorphic effects in the Lake Lahontan basin, Nevada and California. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 111, p. 1739-1756.
- Allen, M., Jackson, J. & Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*, 23, TC2008, doi:10.1029/2003TC001530.
- Allen, M., Kheirkhah, M., Emami, M. H. & Jones, S. J., 2010- Right- lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia- Eurasia collision zone. *Geophys. J. Int.* 1- 20.
- Berberian, M., Asudeh, I. & Arshadi, S., 1979- Surface Rupture and Mechanism of the Bob-Tangol (Southeastern Iran) Earthquake of 19 December, 1977. *Earth and Planetary Science Letters*, 42, 456-462.
- 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.
- Bull, W. B., 1990- Stream- terrace genesis: implications for soil development. *Geomorphology*, 3: 351- 367.
- Bull, W. B., 2007- Tectonic geomorphology of mountains: a new approach to paleoseismology. Blackwell, Malden.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J. & Keller, E. A., 2007- Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96, 150-173.
- Hack, J. T., 1973- Stream-profile analysis and stream-gradient index. *U.S. Geological Survey Journal of Research* 1, 421-429.
- Hessami, K. & Jamali, F., 2006- Explanatory Notes to the Map of Major Active Faults of Iran. *JSEE: Spring*, Vol. 8, No. 1.
- Huckride, R., Kursten, M. & Venzi, H., 1962- Zur Geologie des Gebietes zwischen Kerman und Sagand (Iran). *Geol. Jahrb, Beih*, 51, 197.
- Keller, E. A. & Pinter, N., 2002- *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape* (2nd Ed.). Prentice Hall, New Jersey.
- Keller, E. A. & Pinter, N., 1996- *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey.
- Ramírez- Herrera, M. T., 1998- Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 317-332.
- Rockwell, T. K., Keller, E. A., Clark, M. N. & Johnson, D. L., 1984- Chronology and rates of faulting of Ventura River terraces, California. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 1466- 1474.
- 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. *Geomorphology* 250, 203-226.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chéry, J., 2004- Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophys. J. Int.*, 157, 381- 398.
- Vita-Finzi, C., 1962- *Recent Earth movement-An introduction to Neotectonics*. Academic Press, London, pp. 226.

Tectonic Activity Rate in Behabad Area According to Morphotectonic Indices, NE Yazd Province, Iran

M. Sheban^{1*}, F. Ghaemy², A. Abbasnejad³ & F. Ghaemy⁴

¹M.Sc., Faculty of Basic Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

²Associate Professor, Faculty of Basic Sciences, Ferdowsi University Mashhad, Mashhad, Iran

³Associate Professor, Faculty of Basic Sciences, Bahonar University Kerman, Kerman, Iran

⁴M.Sc., Geological Survey of Iran, Mashhad, Iran

Received: 2011 November 19

Accepted: 2013 April 09

Abstract

Neotectonics that is a major factor of landform development in tectonically active regions has significantly affected fluvial systems and mountain-front landscapes in the Behabad area of the Central Iran Zone. To assess tectonic activities in the area, we analyzed geomorphic indices including the mountain-front sinuosity (Smf), stream-gradient index (SL), valley floor width–valley height ratio (Vf), drainage basin shape (Bs) and drainage basin asymmetry (Af). These indices were combined to yield the relative active tectonics indices (Iat). Based on Iat values, the study area was divided into four parts: Class 1 (very high relative tectonic activity, 1.52% in area), Class 2 (high, 68.58%), Class 3 (moderate, 20%), and Class 4 (low, 9.9%). The results are consistent with field observations on landforms and geology. The active tectonics indices and geomorphological evidences indicate that the tectonic activity rate in the studied area is predominantly moderate to high.

Keywords: Morphotectonics, Behabad fault, Kuhbanan fault, Behabad, Iran

For Persian Version see pages 141 to 152

*Corresponding author: M. Sheban; E-mail: msheban.888@gmail.com