

## چین خوردگی واحدهای نئوژن؛ شاهدهی بر تکتونیک فعال در شمال غرب بیرجند

مهدی یوسفی<sup>۱\*</sup>، محمد مهدی خطیب<sup>۲</sup> و ابراهیم غلامی<sup>۳</sup>

۱، ۲ و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند

نویسنده مسئول: geomehdi66@birjand.ac.ir \*

دریافت: ۹۶/۸/۲۲ پذیرش: ۹۷/۴/۱۷

## چکیده

زمین‌ساخت منطقه شمال غرب بیرجند عمدتاً تحت تأثیر عملکرد بخش غربی پهنه گسلی شکرآب قرار دارد. نتایج چهار شاخص SL, Smf, Vf و Er در شمال غرب بیرجند، مقادیر بالایی را برای SL (۷۰۷) و Er (۰/۵۸) و مقادیر پایینی را برای Vf (۰/۹۴) و Smf (۱/۱۴) نشان می‌دهد که همراه با شواهد نوزمین‌ساختی مثل قطع‌شدگی و کج‌شدگی در رسوبات کواترنری، وجود سه نسل از تراس‌های رودخانه‌ای بریده شده، پشته‌های مسدود کننده و پرتگاه‌های گسلی، حاکی از پویایی زمین‌ساختی در این منطقه می‌باشد. هم‌چنین میزان بعد فرتال آبراهه‌ها برای این بخش گسل ۱/۳۹۳ می‌باشد که فعالیت بالای زمین‌ساختی را تأیید می‌کند. مقطع عرضی عمود بر این پهنه گسلی، نشانگر سه گسل با روند شرقی غربی موازی با هم می‌باشد. با توجه به رخداد مهاجرت عرضی در این منطقه، و هم‌چنین انطباق قانون زمین‌لرزه اخیر بر روی چین‌راندگی شمال غرب بیرجند، برخاستگی رسوبات در امتداد روند دوم گسلی (F2) را به عنوان چین‌خوردگی وابسته به گسل معرفی می‌کنیم. این تاقدیس، چینی نامتقارن با یال شمالی کم شیب و یال جنوبی پرشیب می‌باشد که برخاستگی بیش‌تر در دامنه شمالی را نشان می‌دهد؛ و در اثر عملکرد آن به همراه پس‌راندگی با شیب در جهت جنوب، موجب برخاستگی تاقدیس شده‌اند. با توجه به اختلاف شیب یال‌های شمالی و جنوبی تاقدیس شمال غرب بیرجند و هم‌چنین اختلاف ارتفاع محل اتصال یال تاقدیس به دشت شمالی نسبت به محل اتصال تاقدیس به دشت جنوبی و هم‌چنین ظهور پرتگاه‌های موازی با گسل اصلی به دلیل رشد و مهاجرت عرضی گسل، که خود را با تغییرات توپوگرافی در مقطع چین‌خوردگی نشان می‌دهند، چین‌خوردگی در شمال غرب بیرجند را از نوع چین‌خوردگی وابسته به انتشار گسل در نظر می‌گیریم.

واژه‌های کلیدی: شمال غرب بیرجند، چین‌خوردگی، تکتونیک فعال، گسلش

## مقدمه

بالای انتگرال هیپسومتریک در دامنه شمال شرقی نشان می‌دهد که این بخش تاقدیس از نظر زمین‌ساختی فعال‌تر از دامنه جنوب غربی تاقدیس است. ول و همکاران (۱۹۹۸) شاخص‌هایی مانند سطوح مثلثی شکل، شاخص تسطیح شدگی جبهه کوهستان، سینوسیته جبهه کوهستان و تقعر نیمرخ رودخانه را در چین‌های موجود در سواحل کاستاریکا بررسی کردند. (جکسون و همکاران، ۱۹۹۸) اثرات کج‌شدگی چین‌ها و نقش گسل‌ها در الگوی زهکشی و انحراف مسیر شبکه آبراهه‌ها در ناحیه ماناواتو در نیوزلند را ارزیابی کردند. (تالینگ و سوتر ۱۹۹۹) نقش زمین‌ساخت و بالآمدگی تاقدیس ویلرریج کالیفرنیا را در تراکم آبراهه‌ها بررسی کردند؛ مطالعه آن‌ها نشان داد که تراکم زهکشی در پهلوهای پر شیب کمتر است. زاچیویکز و مک کاپین (۲۰۰۰) اندازه، شیب و قدمت سطوح مثلثی شکل در ارتباط با یک گسل عادی در یوتای آمریکا را به طور دقیق ارزیابی کردند؛

شناسایی اشکال ژئومورفولوژیک مربوط به زمین‌ساخت فعال نقش مهمی را در تبیین فعالیت تکتونیکی ایفا می‌کنند (بربریان، ۱۹۹۵؛ حسامی و همکاران، ۲۰۰۶). از جمله شاخص‌های ژئومورفولوژیک مربوط به برخاستگی تاقدیس‌ها می‌توان به سطوح مثلثی شکل، دره‌های V شکل، فاصله‌بندی آبراهه‌ها، الگوی زهکشی، تراکم زهکشی، انتگرال هیپسومتریک و مئاندرهای رودخانه‌ای اشاره کرد (همتی و همکاران، ۱۳۹۴). تاکنون پژوهش‌های زیادی در زمینه ارتباط بین ژئومورفولوژی و زمین‌ساخت صورت گرفته است که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: همتی و همکاران (۱۳۹۴) با بررسی شواهد ژئومورفولوژیک زمین‌ساخت فعال در تاقدیس پیکلا، نتیجه گرفتند که جبهه کوهستانی تقریباً مستقیم، سطوح مثلثی با قاعده طولانی و شیب زیاد، تراکم زهکشی پایین، الگوی زهکشی موازی، دره‌های V شکل و مقدار

امتداد لغز چپگرد را نشان می‌دهد (علیمی و همکاران، ۱۳۹۳). با وجود نقش انکارناپذیر گسل شکرآب در دگرریختی کلی منطقه، اثر سطحی این گسل به دلیل پوشیده شدن با آبرفت‌های عهد حاضر در اکثر نقاط قابل دیدن نمی‌باشد و اکثراً فعالیت خود را با تغییر مسیر پلکانی در آبراهه‌ها، برش در رسوبات کواترنری و برخاستگی و چین‌خوردگی در نهشته‌های نئوژنی به خصوص در بخش غربی نشان می‌دهد.

#### بحث

کوتاه‌شدگی ناشی از برخورد صفحات سنگ‌کره به یکدیگر، به طور عمده به صورت گسلش معکوس و چین‌خوردگی مرتبط با آن در کمربندهای چین-راندگی نمایان می‌شود. گسل‌های شکل گرفته در ابتدا دارای ابعاد کوچکی می‌باشند؛ ولی تداوم کوتاه‌شدگی و تمرکز تنش در انتهای گسل سبب افزایش طول و رشد جانبی آن‌ها می‌شود (کمپل و همکاران، ۲۰۰۲؛ اپلوت، ۱۹۷۶). تداوم فشردگی سبب افزایش میزان جابه‌جایی روی صفحه گسل و برپایی و رشد تاقدیس مرتبط با آن می‌شود (داورز و همکاران، ۱۹۹۳؛ پئاوکوک و همکاران، ۱۹۹۱). در چنین شرایطی می‌توان از ویژگی‌های زمین‌ریختی چین‌های مرتبط با گسل به عنوان نشانگرهای جنبش‌شناختی برای شناخت الگو و سازوکار رشد چین‌خوردگی استفاده کرد (فقیه و همکاران، ۱۳۹۴). به منظور ارزیابی نقش زمین‌ساخت فعال در ایجاد چین‌خوردگی و برخاستگی رسوبات در شمال‌غرب بیرجند، ابتدا میزان پویایی و فعالیت نوزمین‌ساختی در این بخش با استفاده از شاخص‌های مورفوتکتونیک و شواهد نوزمین‌ساختی و هم‌چنین بررسی ابعاد فرکتالی آبراهه‌ها محاسبه می‌شود. در مرحله بعد مقطع عرضی عمود بر امتداد گسل در این بخش، به نحوی که مقطع ترسیم شده بیش‌ترین خطواره‌ها موازی با گسل اصلی را شامل شده باشد (مولر و تالینگ، ۱۹۹۷)، ترسیم می‌گردد. پس از انتخاب مکان مسیر مقطع، در بازدیدهای صحرائی سازوکار گسل در آن نقاط مشخص می‌گردد. هم‌چنین برخاستگی‌ها و چین‌های نمو یافته مرتبط با رشد گسل، نحوه رخنمون پرتگاه‌ها، و دیگر شواهد مورفوتکتونیک مرتبط با فعالیت گسلی برداشت می‌گردد و برخاستگی و تشکیل چین‌ها در نهشته‌های نئوژنی

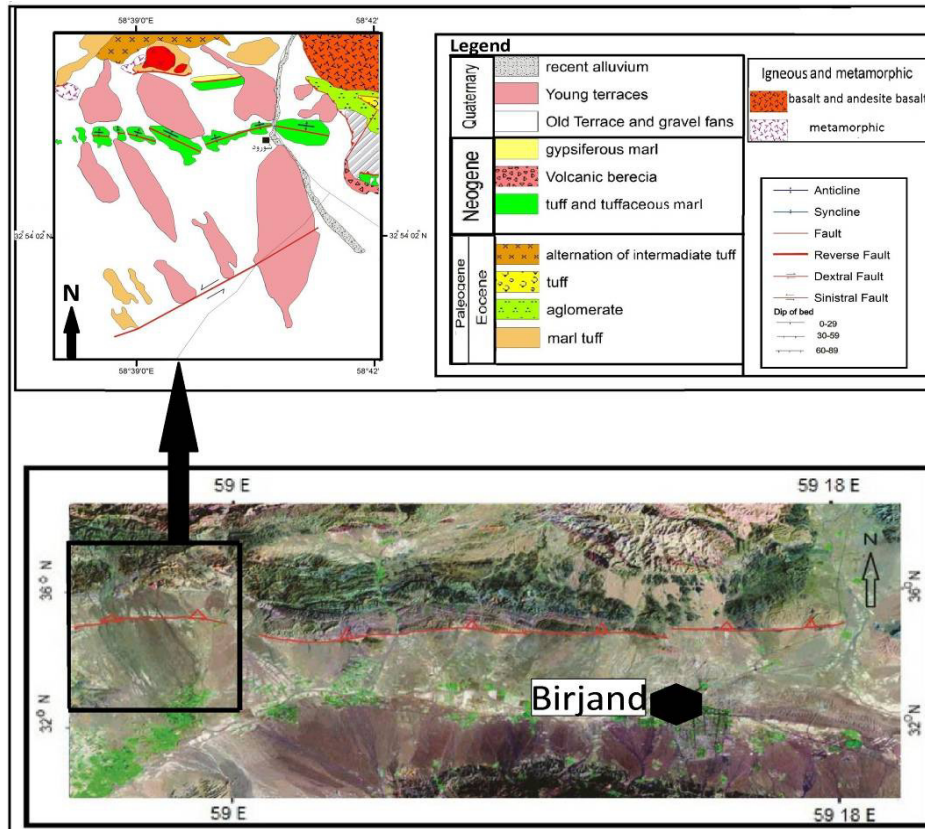
مطالعه آن‌ها نشان داد که ویژگی‌های هندسی سطوح مثلثی شکل کاملاً تحت تاثیر زمین‌ساخت منطقه قرار دارد. (آزور و همکاران، ۲۰۰۲) با مطالعه تاقدیس اوک ریج در جنوب کالیفرنیا، تفاوت میزان بالآمدگی تاقدیس و فعالیت زمین‌ساختی آن را بر اساس فراسنج‌های تراکم زهکشی، شیب‌لایه‌ها، انتگرال هیپسومتری زیرحوضه‌ها، شاخص شیب رودخانه و سینوسیته جبهه کوهستان محاسبه کردند. سانگ و چن (۲۰۰۴) نقش گسل خوردگی و ساختمان تاقدیس پاکوشان در مرکز تایوان را در جهت‌گیری و الگوی شبکه زهکشی بررسی کردند. فقیه و همکاران (۱۳۹۴) با ارزیابی زمین‌ریختی الگوی رشد جانبی چین‌های فعال در تاقدیس‌های هرنگ و کوه نمکی، شاخص‌های زمین‌ریخت‌سنجی نظیر الگوی زهکشی، چگالی زهکشی، عدم تقارن حوضه‌های زهکشی و طول-گردان زهکش‌ها برای تعیین جهت انتشار جانبی چین‌ها، نشان دادند که زمین‌ریخت‌شناسی کنونی چین‌ها در این ناحیه تا حدودی ناشی از بالآمدگی فرسایشی است؛ اما با توجه به نرخ کنونی همگرایی بین صفحه آفرو-عربی و اوراسیا (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴)، کج‌شدگی یادگانه‌های آبرفتی و دریایی (اویسی و همکاران، ۲۰۰۹)، می‌توان چین‌خوردگی فعال را عامل اصلی شکل دهنده عوارض زمین‌ریختی ناحیه دانست. در این پژوهش نتایج حاصل از بررسی کمی و کیفی نشانگرهای زمین‌ریختی رشد چین‌ها در ناحیه شمال غرب بیرجند مطالعه و ارائه می‌گردد.

#### وضعیت زمین‌شناختی

گسل شکرآب با فاصله کمینه ۴ کیلومتر از مرکز شهر بیرجند، به عنوان یک منبع فعالیت لرزه‌ای برای این شهر محسوب می‌گردد (شکل ۱). بخش غربی پهنه گسلی شکرآب واقع در شمال‌غرب بیرجند در بین طول‌های جغرافیایی  $37^{\circ} 58'$  تا  $42^{\circ} 58'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $32^{\circ} 54'$  تا  $32^{\circ} 57'$  شمالی قرار دارد. پهنه گسلی شکرآب شامل چند سری گسل موازی هم و از سری گسل‌های شرقی غربی مربوط به پایانه گسل نهندان می‌باشد که دارای مولفه تراستی با شیب به سمت شمال است (یوسفی، ۱۳۹۲). بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی ثبت شده در منطقه شکرآب، فعالیت مخرب لرزه‌ای با سازوکار راندگی و مولفه

بین رشد و برخاستگی رسوبات و فرایند مهاجرت گسل در منطقه شمال‌غرب بیرجند تبیین می‌گردد.

وابسته به رشد گسل بررسی می‌شود. نهایتاً با ارائه یک مدل منطبق بر تکامل ساختاری منطقه، ارتباط ساختاری



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی و موقعیت آن نسبت به شهر بیرجند که با کادر مشکی رنگ نشان داده شده است. گسل راندگی شکرآب با خط قرمز و مثلث‌ها نمایش داده شده است.

نظر می‌گیرند (کلر و پینتر، ۱۹۹۶). بزرگ‌ترین مقدار محاسبه شده برای شاخص SL در هر نیمرخ طولی مربوط به هر کدام از حوضه‌ها، به عنوان میزان شاخص SL آن حوضه در نظر گرفته می‌شود. مقادیر بدست آمده برای شاخص شیب رود در شمال‌غرب بیرجند، محدوده تغییرات ۵۴۰-۷۹۰ را نشان می‌دهند. با توجه به مقادیر نسبتاً بالای شاخص شیب رود در همه بخش‌های پهنه مطالعاتی و از آنجایی که در تمامی آبراهه‌ها، شیب‌های زیادتر در پایین دست کانال رودها واقع شده‌اند، و به دلیل آن که واحدهای سنگ‌شناختی منطقه شمال‌غرب بیرجند عمدتاً شامل واحدهای کم مقاوم فلیشی شیلی و مارنی می‌باشد (شکل ۱)، می‌توان نتیجه گرفت که بالا بودن مقادیر شاخص SL، می‌تواند مربوط به فعالیت تکتونیکی در غرب پهنه گسلی شکرآب باشد.

### روش مطالعه

### ارزیابی فعالیت تکتونیکی بر مبنای شاخص‌های مورفوتکتونیکی

به منظور ارزیابی پویایی تکتونیکی شمال‌غرب بیرجند، شاخص‌های Er, SL, Vf, Smf در این منطقه محاسبه گردید.

### شاخص طول-گرادیان رود SL در شمال‌غرب بیرجند

شاخص شیب رود به صورت  $L \cdot (\Delta H / \Delta L)$  تعریف می‌شود. که در این رابطه  $\Delta H / \Delta L$  بیانگر شیب محلی رود ( $\Delta H$ ) اختلاف ارتفاع محدوده و  $\Delta L$  طول محدوده است و  $L$  بیانگر طول کانال از خط مستقیم رود تا مرکز بخشی است که شیب آن محاسبه شده است. مقادیر بالای SL را بطور معمول مرتبط با زمین‌ساخت جنبای عهد حاضر در

EId ارتفاع دیواره سمت چپ دره، Erd ارتفاع دیواره سمت راست دره و Esc ارتفاع بستر دره می‌باشد. چنانچه از رابطه فوق آشکار است، دره‌های تنگ و V شکل مقادیر پایین Vf را نشان می‌دهند که حاکی از آهنگ بالای برخاستگی می‌باشند (کلر و پینتر، ۱۹۹۶). دامنه تغییرات این شاخص در شمال‌غرب بیرجند بین ۰/۶۹ تا ۱/۱۴ می‌باشد. به طور کلی با توجه به مقادیر پایین شاخص Vf در منطقه، می‌توان چنین استنباط کرد که عمل فرسایش آب‌های جاری نقش مهمی در حفر عمیق دره‌ها داشته است که این امر خود ناشی از عملکرد فعالیت تکتونیکی در امتداد این گسل می‌باشد. وجود دره‌های تیز و V شکل در تمامی پهنه شکرآب دال بر فعالیت تکتونیکی زیاد در منطقه می‌باشد. بررسی چهار شاخص SL, Smf, Vf و Er در پهنه گسلی شکرآب نشان می‌دهد که بطور کلی دو شاخص نخست مقادیر میانگین پایین و دو شاخص بعدی مقادیر میانگین بالایی را به خود اختصاص می‌دهند (جدول ۱). از این رو می‌توان منطقه شمال‌غرب بیرجند را از نظر جنبایی نوزمین ساختی در کلاس ۱ رده‌بندی قرار داد. هم‌چنین شاخص‌های مورفوتکتونیکی و هم‌چنین شواهد نوزمین‌ساختی مثل پشته‌های مسدود کننده، کج‌شدگی رسوبات نئوژنی، تراس‌های متعدد رودخانه‌ای و پرتگاه‌های گسلی، فعالیت بالای تکتونیکی را در بخش غربی پهنه شکرآب نشان می‌دهند (یوسفی و همکاران، ۱۹۹۲).

جهت بررسی و مقایسه پویایی یک منطقه گسلی، علاوه بر اندیس‌های مورفوتکتونیکی گسل، محاسبه بعد فرکتالی آبراهه‌ها نیز انجام پذیرفت.

#### بررسی بعد فرکتالی آبراهه‌ها در شمال‌غرب بیرجند

##### جهت تعیین پویایی زمین‌ساختی

مطالعه توزیع الگوهای آبراهه‌ای می‌تواند به عنوان یک ابزار مناسب در مناطقی که حرکات زمین‌ساختی باعث بالا آمدگی و فرونشست نسبی شده است، مورد استفاده قرارگیرد (بامسلی و همکاران، ۱۹۸۸). در این الگوها با استفاده از تکنیک مربع شمار (Box-Counting) ابعاد فرکتالی آبراهه‌ها در جهت توزیع پراکندگی در مناطق فعال محاسبه می‌شوند. اصول این روش ترسیم نمودارهای لگاریتمی-لگاریتمی می‌باشد که در آن تعداد مربع‌های حاوی آبراهه NS، برحسب طول شبکه

#### شاخص هیپسومتری نسبت ارتفاع (Er)

این شاخص از رابطه  $E_r = (E_{mean} - E_{min}) / (E_{max} - E_{min})$  محاسبه می‌شود. در این رابطه  $E_{mean}$  میانگین ارتفاعات در یک مساحت مشخص،  $E_{max}$  و  $E_{min}$  بیشینه و کمینه ارتفاعات در آن مساحت می‌باشد. مقادیر اندک نشان‌دهنده‌ی عوارض کم ارتفاع و یا صخره‌های مجزا و مقادیر بالا نشان‌دهنده‌ی عوارض و اشکال مرتفع می‌باشند. هیپسومتری ارتفاعی ارتباطی مستقیم با نرخ بالآمدگی دارد (لیفتون و چاس، ۱۹۹۲). در این مطالعه شبکه‌های ۳×۳ کیلومتر در امتداد غرب گسل بر روی نقشه‌های توپوگرافی ترسیم شد. سپس با توجه به فرمول شاخص هیپسومتری، میزان  $E_r$  در هر شبکه محاسبه گردید. مقادیر  $E_r$  محدوده تغییرات در بازه ۰/۴۸ تا ۰/۶۳ را نشان می‌دهند. همان‌طور که ذکر شد هرچه  $E_r$  در یک منطقه بیش‌تر باشد نرخ بالآمدگی نیز در آن منطقه بیش‌تر است؛ بنابراین می‌توان نتیجه گرفت برخاستگی تکتونیکی در بخش غرب گسل شکرآب واقع در شمال غرب بیرجند زیاد می‌باشد.

#### شاخص سینوسیته جبهه کوهستان (Smf)

شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان به صورت  $Smf = Lmf / Ls$  تعریف می‌شود که در این رابطه  $Smf$  سینوسیته پیشانی کوه،  $Lmf$  طول پیشانی کوه در محدوده معینی از دامنه کوه و  $Ls$  طول خط مستقیم پیشانی کوهستان می‌باشد. شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان بیانگر توازن بین شدت و تمایل رودها برای ایجاد یک پیشانی نامنظم و فعالیت تکتونیکی قائم در جهت ایجاد یک پیشانی خطی برای کوه است. در منطقه غربی گسل شکرآب میانگین شاخص سینوسیته کوهستان به میزان ۱/۱۲ می‌باشد. که بر اساس بررسی‌های (بال و مک‌فالین، ۱۹۷۷) مقادیر بدست آمده از محاسبه شاخص فوق، معرف منطقه‌ای با جنبایی زمین‌ساختی بالا می‌باشد. در بازدید صحرایی بخصوص در بخش غربی گسل شکرآب، فعالیت زمین‌ساختی بالا، خود را با پیشانی‌های مستقیم در کوه‌ها نشان می‌دهد (شکل ۷).

#### شاخص نسبت پهنای دره به ارتفاع دره (Vf)

این شاخص به صورت  $Vf = 2 \times Vfw / ((EId - Esc) + (Erd - Esc))$  تعریف می‌شود. که در آن  $Vfw$  عرض بستر دره،

تعداد مربع‌های حاوی ساختار آبراهه (N) و اندازه مربع‌ها (S) را به دست آورده و نمودار (LogN) را در برابر (Log1/S) ترسیم گردید. برای هر الگوی فرکتالی که در آن این کار انجام شود، منحنی حاصل و یا قسمتی از آن خطی می‌شود که طبق معادله بالا، K همان بعد فرکتالی است. در بخش غربی گسل یک شبکه به ابعاد ۷ کیلومتر در ۵ مرحله به چهار گوش‌هایی با طول‌های ۳/۵، ۱/۷۵، ۰/۸۷۵، ۰/۴۳۷۵ کیلومتری شبکه‌بندی گردید. و تعداد مربع‌های حاوی آبراهه در هر مرحله شمارش گردید (شکل ۲).

در جدول ۲ ابعاد مربع‌ها (R) و تعداد مربع‌هایی که حاوی آبراهه هستند (N)، برای شمال غرب بیرجند نشان داده شده است. برای مربع‌های بخش غربی نمودار  $\log N - \log 1/S$  ترسیم گردید. میانگین بعد فرکتالی در بخش غربی گسل برابر ۱/۳۹۳ می‌باشد (شکل ۳).

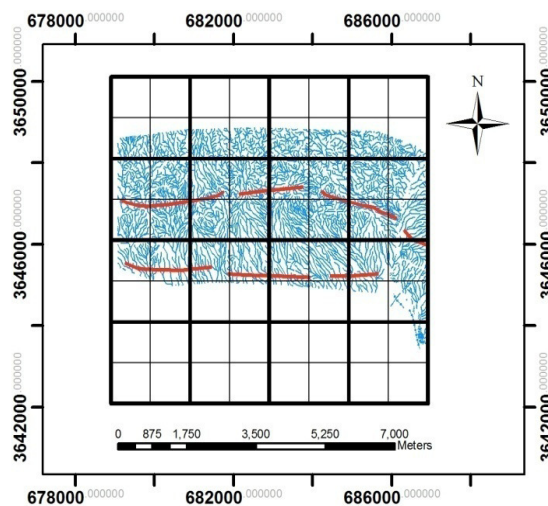
اندازه‌گیری (S) رسم می‌شود. رابطه کلی برای محاسبه ابعاد فرکتالی عبات است از:  $N_n = C/R_n^D$ . در رابطه بالا  $N_n$  تعداد متغیرهای معلوم برای یک پدیده، C ثابت،  $R_n$  بعدخطی ویژه و D بعد فراکتالی می‌باشد (تورکات، ۱۹۹۲). برای هر کدام از منحنی‌های فرکتالی رابطه  $\log(N) = a + K \log(1/S)$  صادق است. که در آن (K) شیب خط و نشان‌دهنده بعد فرکتالی آبراهه‌ها می‌باشد (مندلبورت، ۱۹۸۷).

### بررسی بعد فرکتال در شمال غرب بیرجند

با استفاده از جدیدترین عکس‌های هوایی تهیه شده توسط سازمان نقشه‌برداری کشور، رقومی‌سازی و نقشه تراکم آبراهه‌ها بر روی شمال غرب بیرجند انجام پذیرفت. برای محاسبه شاخص فوق به نحوی که همه قطعات گسلی پوشش داده شود، شبکه‌بندی در امتداد گسل بر روی نقشه حاوی عنصر آبراهه ترسیم گردید. در محیط GIS نقشه را به شبکه‌های مختلف تقسیم کرده و

جدول ۱. مقایسه میانگین شاخص‌های ریخت‌زمین‌ساختی در منطقه شمال غرب بیرجند

شاخص	بخش غربی شکرآب
Smf	۱.۱۴
$V_f$	۰/۹۴
$S_L$	۷.۰۷
Er	۰/۵۸
رده جنیابی تکتونیکی	۱

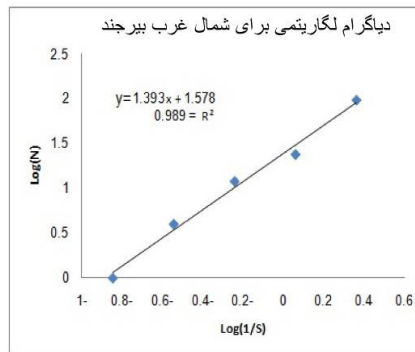


شکل ۲. شبکه‌بندی انجام شده بر روی منطقه شمال غرب بیرجند به منظور محاسبه بعد فرکتالی

## جدول ۲. ابعاد و تعداد مربع‌های حاوی آبراهه برای

شبکه مربوط به شمال غرب بیرجند

R (Km)	N (west)
R1=۷	۱
R2=۳/۵	۴
R3=۱/۷۵	۱۲
R4=۰/۸۷۵	۲۴
R5=۰/۴۳۷۵	۹۸

شکل ۳. نمودارهای  $\log N - \log 1/S$  برای بدست آوردن

بعد فرکتالی در شمال غرب بیرجند

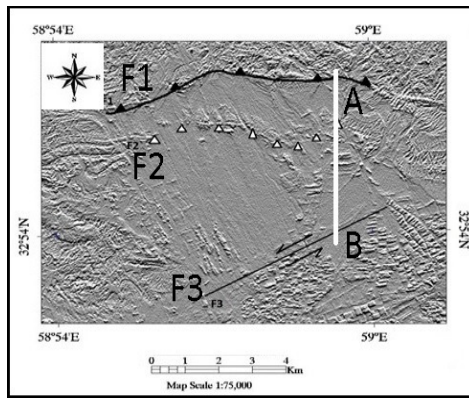
لذا عارضه‌های مورفولوژیکی مثل برخاستگی و چین‌خوردگی رسوبات نئوژنی در روندهای موازی با گسل اصلی، واقع در فرو دیواره گسل اصلی را می‌توان در ارتباط با رشد و مهاجرت پرتگاه‌های گسل، و انتقال دگرریختی از طرف شمال به طرف دشت جنوبی کوهستان شکرآب لحاظ کرد. رخداد پدیده مهاجرت در روندهای موازی با گسل اصلی که در گسلش‌های جوان‌تر آثار آن به صورت برش‌خوردگی و برخاستگی رسوبات می‌باشد، از فرایندهای رایج در سیستم‌های راندگی و به خصوص در روندهای شرقی- غربی در شرق ایران می‌باشد (واکر و همکاران، ۲۰۰۴). لذا در این مرحله، مقطع عرضی عمود بر امتداد گسل، به نحوی که مقطع ترسیم شده بیش‌ترین خطواره‌ها موازی با گسل اصلی را شامل شده باشد (مولر و تالینگ، ۱۹۹۷)، ترسیم می‌گردد. پس از انتخاب مکان مسیر مقطع، در بازدیدهای صحرائی سازوکار گسل در آن نقاط مشخص گردید. هم‌چنین نحوه رخنمون پرتگاه‌ها، برش و برخاستگی‌ها در رسوبات و دیگر شواهد مورفوتکتونیک مرتب با فعالیت گسلی برداشت گردید. نهایتاً با ارائه یک مدل، ارتباط ساختاری بین رشد و برخاستگی رسوبات و فرایند مهاجرت گسل در این منطقه، تبیین می‌شود.

## بررسی چین‌خوردگی وابسته به گسلش با ترسیم

## مقطع عرضی عمود بر بخش غربی گسل شکرآب

در بررسی عکس‌های ماهواره‌ای Landsat و اعمال فیلتر جهت‌دار در جهت‌های مختلف برای استخراج خطواره‌های گسلی، و با ترسیم مقطع عرضی A-B، سه گسل موازی با روندهای شرقی- غربی در شمال غرب بیرجند تشخیص داده شد (شکل ۴).

در مناطقی که برخاستگی و فعالیت تکتونیک دیده شود به دلیل اینکه آبراهه‌ها فرصت چندانی برای شاخه‌شاخه شدن و در حقیقت افزایش طول در یک مساحت معین را ندارند، آب‌های جاری به سرعت و بصورت آبراهه‌هایی با شیب تند از حوضه خارج می‌شوند، در نتیجه محدوده‌ای کم تراکم را ایجاد می‌کنند و به عبارت دیگر بعد فرکتالی در آن قسمت کمتر است. هم‌چنین در مناطقی که فعالیت تکتونیک کمتر است، به دلیل فرصت بیش‌تر برای پخش شدن آبراهه‌ها و افزایش تراکم آن‌ها در سطح، بعد فرکتالی بیش‌تر می‌باشد. براساس نتایج بدست آمده از محاسبه ابعاد فرکتالی آبراهه‌ها و با استفاده از نظرات (هوویس، ۱۹۹۶؛ تومکین و برآن، ۱۹۹۹؛ کووی و شولز، ۱۹۹۲) که بر این باورند که هرچه بعد فرکتالی آبراهه به ۱ نزدیک‌تر باشد به معنای تراکم کمتر و در نتیجه برخاستگی و پویایی بیش‌تر تکتونیک می‌باشد، می‌توان منطقه شمال غرب بیرجند را به دلیل دارا بودن مقدار پایین بعد فرکتالی آبراهه‌ای (۱/۳۹۳)، منطقه فعال تکتونیک معرفی کرد. پایین بودن بعد فرکتال آبراهه‌ها در منطقه مطالعاتی و در نتیجه فعالیت بالای زمین‌ساختی در این بخش گسل، خود را با ظهور پرتگاه‌های گسلی متناوب و موازی با گسل اصلی و آثار گسلش پنهان در نهشته‌های کواترنری که در دشت جنوبی کوه شکرآب واقع شده‌اند، و هم‌چنین برخاستگی و چین‌خوردگی رسوبات نئوژنی در این بخش نشان می‌دهد (یوسفی و همکاران، ۱۳۹۴). با محاسبه شاخص‌های مورفوتکتونیک و مقادیر بدست آمده از آن‌ها و شواهد نوزمین‌ساختی و هم‌چنین با تعیین ابعاد فرکتالی آبراهه‌ها مشخص گردید که شمال غرب بیرجند منطقه‌ای با پویایی و فعالیت زمین‌ساختی بالا می‌باشد و



شکل ۴. خطواره‌های گسلی در مقطع عرضی A-B

زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی لایه‌های برخاسته جوان، می‌توان گسل‌های پنهان و در نهایت مناطق پر خطر و لرزه‌خیز را شناسایی کرد. همانطور که پیش‌تر گفته شد کوتاه‌شدگی ناشی از برخورد صفحات سنگ‌کره به یکدیگر، به طور عمده به صورت گسلش معکوس و چین‌خوردگی مرتبط با آن در کمربندهای چین‌راندگی نمایان می‌شود (کمپل و همکاران، ۲۰۰۲؛ ایلوت، ۱۹۷۶). از مهم‌ترین اهداف این نوشتار ارتباط دادن چین‌خوردگی و گسلش فعال می‌باشد. نمونه واضح از چین‌خوردگی وابسته به گسلش پنهان در منطقه شمال‌غرب بیرجند، را می‌توان در گسل F2 (شکل ۴) مشاهده کرد. گسل‌های فعال در اطراف بیرجند ارتباط نزدیکی با ساختارهای زمین‌شناسی قدیمی دارد به طوری که بر روی تصاویر ماهواره‌ای در جنوب منطقه، چین‌خوردگی‌های مرتبط با گسلش در واحدهای نئوژن و به موازات رشته کوه وجود دارد (علیمی و همکاران، ۱۳۹۳). با حرکت از گسل F1 به سمت جنوب و با طی فاصله‌ای در حدود ۱ کیلومتر، شاهد خطواره‌ای دیگر از گسل در مقطع عرضی خواهیم بود. گسل F2 که در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خوسف هم معرفی شده است، دارای سه امتداد متفاوت شمال شرق- جنوب غرب، شرقی- غربی و شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد (شکل ۴). گسل اصلی منطقه (F1) دارای شیب به سمت شمال می‌باشد. رخداد پدیده مهاجرت عرضی شمالی جنوبی در این سیستم گسلی، منجر به ایجاد گسل‌های جدید در دشت شکرآب شده است؛ بطوری که گسل‌های جنوبی مکانیزمی مشابه با گسل اصلی دارند. در سیستم‌های راندگی عملکرد توام گسل اصلی و پس راندگی همراه آن، موجب برخاستگی و چین‌خوردگی رسوبات رویی می‌شود. به دلیل وجود

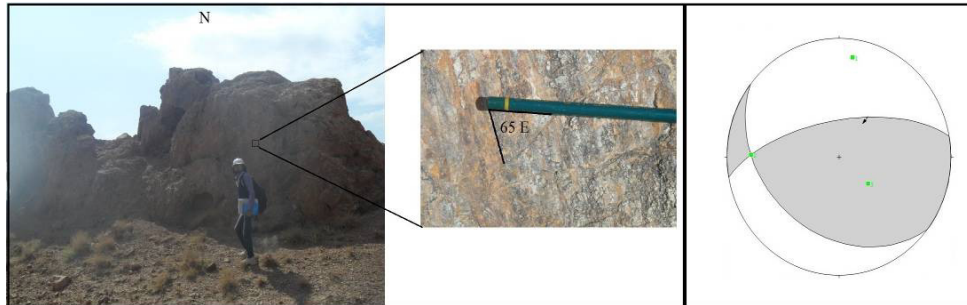
**F1:** این روند گسلی در مقطع، مرز بین کوه و دشت شکرآب را می‌سازد و در واقع گسل اصلی و آشکار منطقه می‌باشد که بقیه گسل‌های موجود در بخش‌های جنوبی، در فرودپایه آن واقع شده‌اند و از آن منشعب می‌شوند. عملکرد این گسل باعث برخاستگی رسوبات پالئوژنی و نئوژنی و بهم ریختگی در توده‌های نفوذی و متامورفیکی منطقه شده است. طول گسل F1 در مقطع حدود ۷ کیلومتر می‌باشد که خود از بهم پیوستگی قطعات مختلف تشکیل شده است. موقعیت صفحه گسل N80E,65NW و موقعیت ریک حرکتی آن N36,55 می‌باشد. بنابراین مکانیزم این گسل، راندگی با مولفه امتداد لغز چپگرد می‌باشد (شکل ۵). هم‌چنین در محدوده اثر این گسل، با حرکت به سمت جنوب و با دور شدن از گسل اصلی شکرآب شاهد جابجایی پلکانی چپگرد آبراهه‌ها در مخروطه‌افکنه‌ها هستیم که نشانگر آثار گسلی جدید در نهشته‌های جوان‌تر می‌باشند. پرتگاه‌های متعدد و موازی با روند گسل اصلی هم از دیگر ویژگی این بخش می‌باشد که خود دال بر رخداد مهاجرت عرضی و انتشار گسلش در بخش غرب گسل شکرآب می‌باشد (یوسفی و همکاران، ۱۹۹۲؛ یوسفی و همکاران، ۱۳۹۴).

**F2:** گسل‌های راندگی فعال معمولاً به سطح زمین نمی‌رسند و پنهان می‌باشند. با توجه به اینکه این گسل‌ها از عوامل اصلی ایجاد زمین‌لرزه‌ها می‌باشند، شناسایی آن‌ها از اهمیت خاصی برخوردار است (فخاری و خطیب، ۱۳۹۰). بررسی زمین‌لرزه‌های رخ داده ناشی از گسل‌های معکوس نشان می‌دهد که رخداد آن‌ها با نواحی تغییر شکل یافته رسوبات جوان همخوانی داشته‌اند. از اینرو با توجه به اینکه لغزش در این گسل‌های پنهان با ایجاد تاقدیس در بالای راندگی همراه می‌باشد، لذا با بررسی

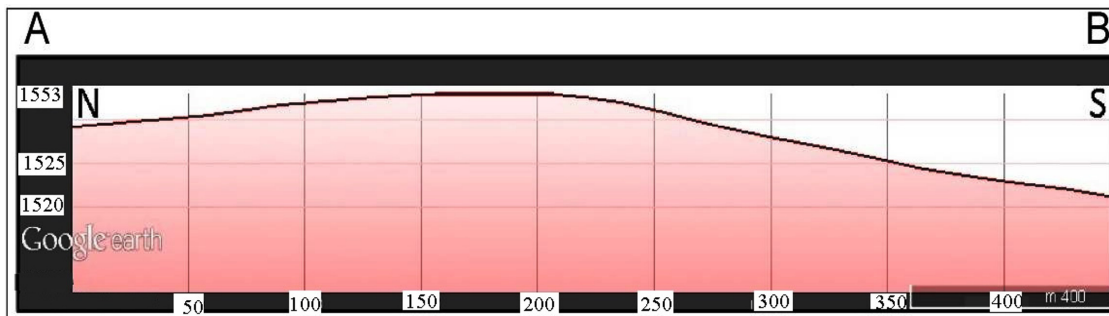


تاق‌دیس به دشت در ارتفاع بالاتری نسبت به محل اتصال دامنه جنوبی قرار دارد (شکل ۶، مقطع A-B در شکل ۴)، و بدلیل جهت شیب به سمت شمال در گسل اصلی منطقه (F1)، می‌توان یال شمالی تاق‌دیس را بلوک واقع در فرادیواره گسل F2 در نظر گرفت. این مورد نشان می‌دهد راندگی در زیر یال جنوبی تاق‌دیس، گسل اصلی در خطواره F2 می‌باشد.

پرتگاه‌های گسلی متعدد و پلکانی در یال‌های شمالی و جنوبی چین، که خود را با تغییرات توپوگرافی در تاق‌دیس شمال‌غرب بیرجند نشان می‌دهند، ضمن تأیید گسله بودن یال‌های شمالی و جنوبی، نتیجه می‌گیریم که عملکرد راندگی پنهان و پس‌راندگی در خطواره گسلی F2 موجب برخاستگی و رشد این چین‌خوردگی شده است. همچنین با توجه به اینکه در این قسمت مقطع عرضی ترسیمی (خطواره F2)، محل اتصال دامنه شمالی



شکل ۵. آثار خش لغز برداشت شده در گسل F1



شکل ۶. مقطع توپوگرافی رسم شده A-B جهت مقایسه اختلاف ارتفاع راس تاق‌دیس با دشت‌های شمالی و جنوبی آن

کم می‌باشد. در تاق‌دیس شمال‌غرب بیرجند نیز همانطور که گفته شد، یال پشتی کم شیب و یال جلویی پر شیب‌تر است (شکل ۶)، مضاف بر اینکه بررسی سازوکار کانونی زمین‌لرزه اخیر غرب شکرآب، عمق ۱۰ کیلومتر را برای فعالیت این گسل نشان می‌دهد (علیمی و همکاران، ۱۳۹۳)، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که شکل‌گیری و ایجاد رمپ اولیه در عمق کم صورت گرفته است. در اثر عملکرد گسل پنهان F2 و پس‌راندگی همراه آن، رسوبات نفوذنی برخاستگی حدود ۶ متر را متحمل شده‌اند (شکل ۷).

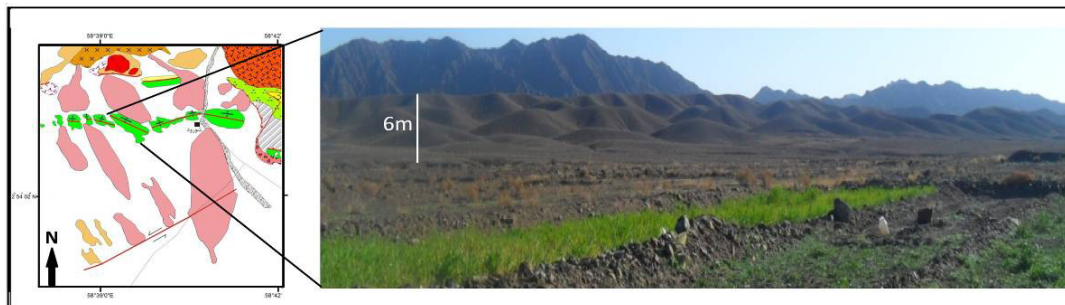
وجود پرتگاه گسلی در هر دو دامنه شمالی و جنوبی نشانگر وجود دو راندگی پنهان با شیب‌های مخالف شمالی و جنوبی می‌باشد. با توجه به اینکه همزمان با

برخاستگی فرادیواره در گسل‌های پنهان در مناطق دیگر ایران مانند طبس، نیز مشاهده شده است (بربریان، ۱۹۷۹؛ واکر و همکاران، ۲۰۰۳). ستیغ پهن در تاق‌دیس شمال‌غرب بیرجند را می‌توان مطابق مدل چین پیشرو گسلی (تاوانی و استورتی، ۲۰۰۶) که در آن ستیغ پهن را به طول بلند رمپ اولیه مربوط می‌داند، توجیه کرد. یعنی به دلیل اینکه رمپ اولیه دارای طول زیادی بوده است، در مراحل ابتدایی رشد گسل، چینی که ایجاد شده دارای ستیغی پهن می‌باشد (فخاری و خطیب، ۱۳۹۰). همچنین می‌توان پیدایش این چین را مطابق مدل چین پیشرو گسلی (تاوانی و همکاران، ۲۰۰۶) در نظر گرفت. در این مدل ذکر شده است که یال جلویی با شیب زیاد و یال پشتی با شیب کم، نشانگر ایجاد رمپ اولیه در عمق

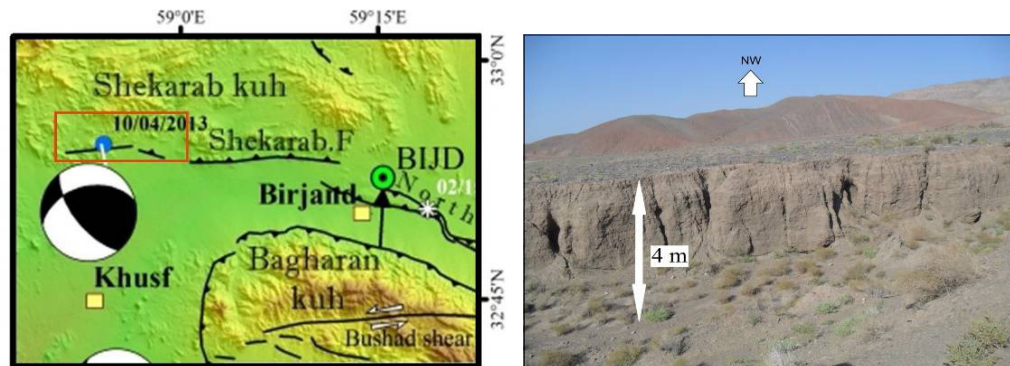


F2 اشاره کرد (علیمی و همکاران، ۱۳۹۳) (شکل ۸ ب). سازوکار کانونی ایجاد شده، گسل مسبب زمین‌لرزه (F2) را از نوع راندگی با شیب به سمت شمال شرق به همراه مولفه امتدادی چپگرد معرفی می‌کند که با مکانیزم گسل اصلی منطقه (F1) که ما در باز دیده‌های صحرائی مشخص کردیم، مشابهت دارد. مورد فوق‌الاولا فعالیت زمین‌ساختی منطقه را اثبات می‌کند و ثابا نشان می‌دهد که چین‌خوردگی موجود که کانون زمین‌لرزه اخیر بر آن منطبق است، وابسته به گسلش است که در طی زمان و با روندهایی موازی با روند گسل اصلی به طرف جنوب مهاجرت کرده است.

افزایش جابجایی در راستای گسل، طول گسل نیز افزایش می‌یابد (کویو شولز، ۱۹۹۲)، با حرکت به سمت غرب منطقه، همراه با کاهش ارتفاع چین‌خوردگی و در مناطقی که حتی اثری از چین مشاهده نمی‌شود، در مسیر رودخانه‌ها می‌توان حفر بستر ناشی از فعالیت گسل را مشاهده کرد که نشانگر رشد طولی گسل می‌باشد (شکل ۸ الف). علاوه بر موارد ذکر شده در بالا، از دیگر دلایل اساسی و مهم که می‌توان بوسیله آن چین‌خوردگی رسوبات نئوژنی با روند غربی شرقی را به گسلش F2 در غرب پهنه شکرآب نسبت داد، می‌توان به وقوع زمین‌لرزه 10/04/2013 در عمق ۱۰ کیلومتری و بزرگی  $MW=4.4$  با کانون گسیختگی کاملاً منطبق بر چین-راندگی گسل



شکل ۷. نمایی از چین‌خوردگی و برخاستگی در رسوبات نئوژن وابسته به گسل پنهان F2. عدم وجود بریدگی واضح در رسوبات کواترنری، پنهان بودن این گسل را تأیید می‌کند. (دید به سمت NE)



شکل ۸. الف) حفر بستر رودخانه به عمق ۴ متر در شمال غرب بیرجند (شکل سمت راست). ب) نقشه عارضه نگاری SRTM ۹۰ متر منطقه شکرآب. سازوکار کانونی زمین‌لرزه اخیر در غرب شکرآب (محدوده مطالعاتی مستطیل قرمز رنگ می‌باشد) عملکرد راندگی با مولفه چپگرد را نشان می‌دهد (علیمی و همکاران، ۱۳۹۳). (شکل سمت چپ)

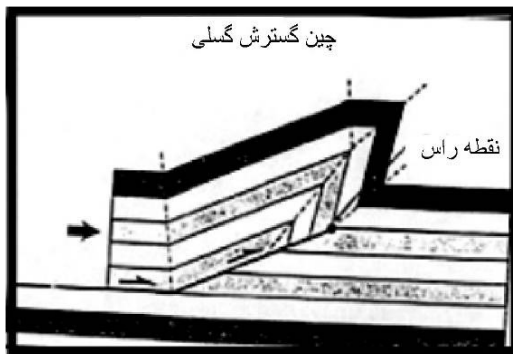
شده است. با افزایش جابجایی در گسل و رشد چین، طول گسل افزوده شده و به سمت باختر رشد کرده است که آثار آن در حفر بستر رودخانه‌ای در غرب منطقه قابل مشاهده است. با توجه به شیب یال‌های شمالی و جنوبی تاقدیس غرب شکرآب و بدلیل اختلاف ارتفاع محل اتصال

بررسی ستیغ شمال‌غرب بیرجند نشان دهنده چینی نامتقارن با یال شمالی کم شیب و یال جنوبی پرشیب می‌باشد. در دامنه شمالی و جنوبی آن پرتگاه‌های گسلی مشاهده می‌شود. فعالیت و جابجایی در گسل پنهان و پس راندگی آن باعث ایجاد چین‌خوردگی در این منطقه

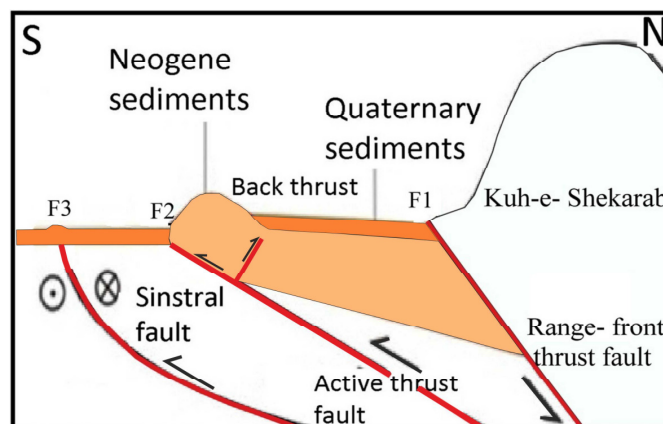
واحدهای کواترنری رخ داده است؛ که می‌توان آن را گسلی پنهان (Hidden fault) معرفی کرد که اثر فعالیت و حرکت خود را بصورت جابجایی چپگرد در محور مخروطه‌افکنه‌های جوان نشان می‌دهد. این پدیده در عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای بخوبی قابل مشاهده است (شکل ۴). در نهایت با تلفیق داده‌های موجود اعم از برداشت‌های صحرایی، محاسبه سازوکار کانونی زلزله‌ها و با توجه به سازوکار گسل‌های موازی با روند شرقی- غربی در شمال غرب بیرجند و تعیین ویژگی‌های هر کدام و هم‌چنین عوارض مورفولوژیکی همراه با هر خطواره گسلی و ساختارهای ایجاد شده در اثر فعالیت هر یک از این سه گسل مثل برخاستگی، چین‌خوردگی و برش در رسوبات جوان، می‌توان بلوک دیاگرام سه‌بعدی را برای منطقه شمال غرب بیرجند، منطبق بر ویژگی‌های ساختاری منطقه، به شکل زیر ارائه کرد (شکل ۱۰).

دامنه تاقدیس به دشت شمالی نسبت به محل اتصال تاقدیس به دشت جنوبی (شکل ۶)، و هم‌چنین با توجه به انتشار گسل و ظهور پرتگاه‌های موازی با گسل اصلی که خود را با تغییرات توپوگرافی در مقطع چین‌خوردگی نشان می‌دهند (شکل ۹ الف)، چین وابسته به گسل در غرب شکرآب را مطابق مدل (سپ، ۱۹۸۵) از نوع چین‌خوردگی وابسته به انتشار گسل در نظر می‌گیریم (شکل ۹ ب).

**F3:** با ادامه حرکت در مقطع از گسل F2 به سمت جنوب و در فاصله حدود ۱/۵ کیلومتر، شاهد نسل سوم از گسلش در این مقطع خواهیم بود. همانطور که اشاره شد تشخیص این گسل با استفاده از اعمال فیلتر در جهات مختلف بر روی عکس‌های ماهواره‌ای Landsat جهت بارزسازی خطواره‌های گسلی انجام پذیرفت. گسل F3 دارای امتداد N55E و طول تقریبی ۵/۵ کیلومتر است. در اثر فعالیت این گسل، برخاستگی به میزان جزئی در



شکل ۹. الف) مقطع توپوگرافی پرتگاه‌های نشانگر انتشار گسل (سمت راست). ب) الگوی هندسی یک چین گسترش گسلی (سمت چپ) (سپ، ۱۹۸۵)



شکل ۱۰. مدل شماتیک ساختاری مبین ارتباط بین گسلش فعال و چین‌خوردگی در شمال غرب بیرجند. در این مدل گسل F1 گسل آشکار و گسل‌های F2 و F3 گسل‌های پنهان در نظر گرفته شده‌اند.

## نتیجه‌گیری

بررسی مقادیر بدست آمده از شاخص‌های مورفوتکتونیک و شواهد نوزمین‌ساختی و هم‌چنین محاسبه بعد فرکتالی آبراهه‌ای در شمال غرب بیرجند، نشان می‌دهند که این منطقه در گروه مناطق فعال زمین‌ساختی قرار دارد. با ترسیم مقطع عرضی عمود بر بخش غربی گسل شکرآب، شاهد سه خطواره گسلی با روند شرقی غربی موازی با هم هستیم که با توجه به رخداد مهاجرت عرضی در گسل شکرآب (یوسفی و همکاران، ۱۹۹۴)، برخاستگی رسوبات در امتداد خطواره گسلی F2، را چین‌خوردگی وابسته به گسل معرفی می‌کنیم. هم‌چنین به دلیل وقوع زمین‌لرزه اخیر 10/04/2013 در عمق ۱۰ کیلومتری و بزرگی  $MW=4.4$ ، و با حل سازوکار کانونی که گسل مسبب زمین‌لرزه را از نوع راندگی با شیب به سمت شمال شرق به همراه مولفه امتدادی چپگرد معرفی می‌کند، که کاملاً منطبق بر چین راندگی گسل F2 می‌باشد، می‌توان دلیل دیگری را جهت اثبات برخاستگی و چین‌خوردگی وابسته به گسل فعال در منطقه بیان کرد. وجود پرتگاه‌های گسلی در هر دو دامنه شمالی و جنوبی تاقدیس شمال غرب بیرجند، نشانگر وجود دو راندگی پنهان با شیب مخالف شمالی و جنوبی می‌باشد. بررسی ستیغ شمال غرب بیرجند نشان می‌دهد این تاقدیس، چینی نامتقارن با یال شمالی کم شیب و یال جنوبی پرشیب می‌باشد. با توجه به شیب یال‌های شمالی و جنوبی تاقدیس و بدلیل اختلاف ارتفاع محل اتصال دامنه تاقدیس به دشت شمالی نسبت به محل اتصال تاقدیس به دشت جنوبی (شکل ۶)، و هم‌چنین با توجه به انتشار و مهاجرت گسل و ظهور پرتگاه‌های موازی با گسل اصلی که خود را با تغییرات توپوگرافی در مقطع چین‌خوردگی نشان می‌دهند، چین وابسته به گسل در شمال غرب بیرجند را از نوع چین‌خوردگی وابسته به انتشار گسل در نظر می‌گیریم.

## منابع

- فخری، س.، و خطیب، م.م (۱۳۹۰) چین‌خوردگی در ارتباط با گسلش فعال در شمال بیرجند، اولین همایش ملی زمین‌شناسی ایران، ۸-۱.
- فقیه، ع.، جمشیدی، آ.، و نوحه‌گر، ا (۱۳۹۴) ارزیابی زمین‌ریختی الگوی رشد جانبی چین‌های فعال در کمان فارس، کمربند چین-راندگی زاگرس، ایران (مطالعه موردی: تاقدیس‌های هرنگ و کوه‌نمکی)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۵، ۱۴۲-۱۳۳.
- علیمی، م.، ا. خطیب، م.، م. حسامی آذر، خ.، و هیهات، م. ر (۱۳۹۳) ارزیابی لرزه زمین‌ساختی راندگی‌ها و پهنه‌های گسلی پنهان در گستره مختاران- خاور ایران، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه شهید چمران اهواز، شماره ۱۲، ۵۲-۴۱.
- همتی، ف.، بهرامی، ش.، و زنگنه اسدی، م. ع (۱۳۹۴) شواهد ژئومورفولوژیک زمین‌ساخت فعال در طاق‌دیس پیکلا، فصل‌نامه تحقیقات جغرافیایی، سال ۳۰، شماره ۳، ۲۲۲-۲۰۸.
- یوسفی، م (۱۳۹۲) تحلیل مهاجرت پرتگاه‌های گسلی فعال شکرآب با استفاده از داده‌های ریخت‌زمین‌ساختی و نوزمین‌ساختی، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بیرجند، ۷۰-۵۷.
- یوسفی، م.، خطیب، م. م.، غلامی، ا.، و موسوی، س. م (۱۳۹۲) ارزیابی فعالیت گسل شکرآب (شمال بیرجند) بر مبنای داده‌های ریخت‌زمین‌ساختی، فصل‌نامه پژوهش‌های دانش زمین، شماره ۱۴، ۶۵-۵۳.
- یوسفی، م.، خطیب، م. م.، و غلامی، ا (۱۳۹۴) ارزیابی مهاجرت پرتگاه‌های گسلی شکرآب، یکی از سرچشمه‌های لرزه‌زای شهر بیرجند، فصل‌نامه زمین‌ساخت شماره ۲، ۵۰-۳۶.
- Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S (2002) Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain-Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. Geological Society of America bulletin, 114: 745-753.
- Bamsly, M.F., Devanery, R.L., Mandelbrot, B.B., Peitgen, H.O., Saupe, D., Voss, R.F (1988) The science of Fractal Images, Springer, Verlage, New York, Inc, 311p.
- Berberian, M (1979) Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) Earthquake of September 16, 1978. Bulletin of the Seismological Society of America, 69: 1861-1887.
- Berberian, M (1995) Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics, Tectonophysics, 241: 193-224.
- Bull, W.B., Mc fadden, L.D (1977) Tectonic geomorphology north and south of the Garlok fault, California, 8th Annual geomorphology sym, New York.
- Champel, B., Van der Beek, P., Mugnier, J. L., Leturmy, P (2002) Growth and lateral propagation of fault-related folds in the Siwaliks of western Nepal: rates, mechanisms, and geomorphic signature. Journal of Geophysical Research, Solid Earth, 107: 1-18.

- Tavani, S.F., Storti (2006) Fault- bend folding as an end member solution of (double- edge) fault propagation foldin. *Terra Nova*, 18: 270-275.
- Tavani, S., Storti, F., Salvini, F (2006) Double-edge fault- propagation folding: geometry and kinematics. *Journal of Structural geology*, 28: 19-35.
- Tomkin, j. H., Braun, J (1999) Simple models of drainage reorganization on a tectonically active ridge system, New Zealand. *Journal of Geology and Geophysics*, 42: 1-10.
- Turcotte, D. L (1992) Fractals in Geology and Geophysics. *PAG*, 131:171-196.
- Talling, P., Sowter, M. J (1999) Drainage density on progressively tilted surfaces with different gradients, Wheeler Ridge, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 809-824.
- 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. *Geophysical Journal International* , 157: 381–398.
- Walker, R. T., Jackson, J., Baker, C (2004) Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran. *Geophysical Journal International*, 157: 265-282.
- Walker, R.T., Jackson, J., Baker, C (2003) Thrust folding in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. *Geophysical journal International*, 152: 749-765.
- Wel, S. G., Bullard, T. F., Menges, C. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Ritter, J. B., Wesling, J. R (1988) Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, 1: 239– 265.
- Zuchiewicz, W. A., McCaplin, J. P (2000) Geometry of faceted spurs on an active normal fault: case study of the CentralWasatch Fault, Utah, U.S.A. *Anna Societatis Geologorum Poloniae*, 70: 231-249.
- Cowie, P.A., Scholz, C.H (1992) Growth of fault by accumulation of seismic slip. *Journal of geophysical research*, 97: 1085-1095.
- Dawers, N.H., Anders, M.H., Scholz, C.H (1993) Growth of normal faults: displacement–length scaling. *Geology*, 21: 1107–1110.
- Elliott, D (1976) The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets, *Philosophical Transaction. Royal Society of London*, 283: 289–312.
- Hessami, K., Nilforoushan, F., Talbot, C.J (2006) Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements. *Journal of the Geological Society*, 163: 143-148.
- Hovius. N (1996) Regular spacing of drainage outlets from linear mountain. *Basin Research*, 8: 29-44.
- Jackson, J., Van Dissen, R., Berryman, K (1998) Tilting of activefolds and faults in the Manawatu region, New Zealand: evidencefrom surface drainage kinematics, New Zealand. *Journal of Geologyand Geophysics*, 41: 377–385.
- Keller, E. A., Pinter, N (1996) *Active tectonic*, Prentice Hall, Saddle River, New Jersey, 339p.
- Lifton, N. A. Chase, C. G (1992) Tectonics, climatic and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: implications for landscape evolution in the San Gabriele Mountains, California. *Geomorphology*, 5: 77-114.
- Mandelbrot, B. B (1987) Fractal geometry in San Andreas Fault System. *Journal of Geophysical Resarch*, 92: 331-344.
- Mueller, K., Talling, P (1997) Geomorphic evidence for tear faults accommodating lateral propagation of an active fault-bend fold, Wheeler Ridge, California. *Journal of Structural Geology*, 19: 397 – 411.
- Oveisi, B., Lavé, J., Van der Beek, P., Carcaillet, J., Benedetti, L., Aubourg, C (2009) Thick- and thin-skinned deformation rates in the central Zagros simple folded zone (Iran) indicated by displacement of geomorphic surfaces. *Geophysical Journal International*, 176: 627–654.
- Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J (1991) Displacement and segment linkage and relay ramps in normal fault zones. *Journal of Structural Geology*, 13: 721–733.
- [26] Sung, O., Chen, Y.C (2004) Geomorphic evidence and kinematicmodel for quaternary transfer faulting of the Pakuashan anticline, central Taiwan. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24: 389–404.
- Suppe, J (1985) *Prinsipal of Structural Geology*, Prentise-hall, 537p.

## Neogene units folding evidence of active tectonic in the North West Birjand

M. Yousefi<sup>1\*</sup>, M. M. Khatib<sup>2</sup> and E. Gholami<sup>3</sup>

1, 2, 3- Dept., of geology, Faculty of Science, Birjand University, Birjand

\* geomehdi66@birjand.ac.ir

Received: 2017/11/13

Accepted: 2018/7/8

### Abstract

The north-west Birjand area tectonics is mainly affected by performance of western part of the Shekarab fault Zone. The results of the morphotectonic indexes include Smf, Vf, Er, SL, suggesting high amounts for SL (707) and Er (0.58) and lower values for Vf (0.94) and Smf (1.14), with neotectonic evidences such as cutting and tilting in Quaternary sediments, three abandoned river terrace levels and fault scarps, indicate the tectonics activity in this area. The stream fractal dimensions for western part of fault is 1.393 that also confirms tectonic activity. Cross section traced perpendicular to the fault zone represents three parallel east-west direction fault. Due to the occurrence of lateral migration in this area and adaptation epicenter of the recent earthquake above of north-west birjand thrus-fold, we suggest the rising in deposits along the F2 fault as fault related-folding. This anticline is asymmetric fold with more slope southern flanks than the northern flanke and also represent rising more on the northern flanks and with the performance of the back thrust with the slope to the south, rising anticline has been made. Due to the difference between the northern and southern flanks slopes of the anticline in the north-west Birjand and also difference between junction points of the anticline to the plains in northern and southern plain, and also due to the occurrence of scarps parallel to the main fault because of growth and lateral migration in faults that they are show themselves by topographical changes in the folding section, we consider the folding in the north west Birjand as fault propagation related-folding.

**Keywords:** North West Birjand, Foldin, Active Tectonic, Faulting