

جغرافیا و توسعه - شماره ۱۲ - پاییز و زمستان ۱۳۸۷

صص: ۲۴-۵

وصول مقاله: ۱۳۸۵/۶/۲۱

تأیید نهایی: ۱۳۸۷/۳/۱۰

تأثیر حرکات سیستم گسلی نهبندان بر ژئومورفولوژی اطراف شهر نهبندان

دکتر محمد مهدی خطیب
دکتری تکتونیک دانشگاه بیرجند
کارشناس ارشد زمین‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان
اسماعیل سالاروند
دکتر محمد بومری
دکتری زمین‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان

چکیده

گستره‌ی مورد مطالعه در اطراف شهر نهبندان و در شرق ایران قرار دارد. در این تحقیق تأثیر حرکات امروزی گسل‌های نه شرقی و نه غربی که از اطراف این شهر می‌گذرند، بر ژئومورفولوژی ساختاری منطقه مورد بررسی قرار گرفته است. تغییر مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها، دره‌های V شکل، تراورتن‌زایی در مسیر گسل، چین خوردن رسوبات کواترنری و تغییر رنگ رسوبات و سنگ‌ها در پهنه‌ی برشی گسل، از شاخص‌های ژئومورفولوژیکی مهمی هستند که در برداشت‌های صحرائی و در ارتباط با حرکات سیستم گسلی نهبندان بررسی شده‌اند. تصاویر ماهواره‌ای و برداشت‌های صحرائی از منطقه نشان می‌دهد که گسل‌ها، مرز بین کوه و دشت هستند. این گسل‌ها دارای شیب تند ۸۰-۹۰ درجه می‌باشند. به گونه‌ای که شکل مورفولوژیکی آنها در تصاویر ۱ ماهواره‌ای به صورت خطی صاف در مرز بین کوه و دشت نمایان است. مؤلفه معکوس این گسل‌ها باعث برخاستگی این کوه‌ها شده و شکل توپوگرافی کنونی نواحی کوهستانی را در کنترل دارد. با توجه به جهت شیب گسل‌ها که در صحرا اندازه‌گیری شده است، این کوه‌ها در قسمت فرا دیواره‌ی گسل‌ها قرار دارند و در خلاف جهت شیب گسل در حال ارتفاع گرفتن هستند.

کلیدواژه‌ها: ژئومورفولوژی، توپوگرافی، گسل، تکتونیک فعال، کواترنری، نهبندان.

مقدمه

گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها از ساختارهای ژئومورفولوژیکی متأثر از حرکت صفحات هستند. سیستم گسلی راستا لغز راستگرد نهبندان در خاور ایران مرز استان ساختاری سیستان با پهنه‌ی لوت می‌باشد. روند کلی این سیستم گسلی، شمالی-جنوبی بوده و موجب فرآیندهای پیچیده‌ی زمین‌ساختی در این منطقه شده است. شکل کلی آن به صورت هلال دوگانه^۱ با عرض پهنه برشی

متغیر و جابجایی چند ده کیلومتری می‌باشد (شهریاری و خطیب، ۱۳۷۶: ۱). بخشی از سیستم گسلی نه‌بندان در منطقه‌ی مورد مطالعه یعنی بین عرض جغرافیایی $31^{\circ} 20'$ تا $31^{\circ} 48'$ شمالی و طول جغرافیایی $59^{\circ} 48'$ تا $60^{\circ} 14'$ شرقی قرار دارد. نه شرقی و نه غربی اگر چه قطعه‌قطعه هستند ولی حدود ۷۰۰ کیلومتر طول دارند. این گسل‌ها در قسمت جنوب به گسل‌های کهورک و نصرت‌آباد می‌پیوندند و در قسمت شمالی وارد یک زون متشکل از گسل‌های بیرجند، پورنگ، گزیک و سیستم گسلی اواز می‌شوند (Walker and Jackson, 2004: 5). شواهد ژئومورفولوژیکی گسل‌ها نشان می‌دهد که گسل‌های اصلی وارد کوتاه‌تر شده‌اند و گسل‌های غیرکوتاه‌تر اکثراً گسل‌های کوچک و فرعی منطقه‌اند. گسل‌های نه شرقی و غربی از شرق و غرب شهر نه‌بندان با موقعیت $31^{\circ} 32' 17''$ شمالی و $60^{\circ} 2' 18''$ شرقی می‌گذرند و نقش مهمی را در شکل‌گیری ژئومورفولوژی کنونی منطقه به عهده دارند. ژئومورفولوژی یا میکروشناسی زمین درباره‌ی مطالعه‌ی ناهمواری خشکی‌ها و کف دریاها و اقیانوس‌ها بحث می‌کند (محمودی، ۱۳۷۴: ۱۵).

عوامل ساختاری و تکتونیکی و نیز عوامل فرسایشی مانند آبهای جاری، باد و یخچال‌ها کنترل‌کننده شکل بیرونی زمین هستند. در بیشتر مناطق جهان کارهای مطالعاتی جهت بررسی ارتباط شکل بیرونی زمین با عوامل تکتونیکی درونی، انجام گردیده است. توپوگرافی که در منظره‌ی امروزی منطقه پنسیلوانیای مرکزی دیده می‌شود، تحت تأثیر حرکات تکتونیکی زمین در این منطقه است (Torero and Cassado, 2005: 1).

گسل ترانسفرم و کوتاه‌تر در طاق‌دیس پاکوشان تغییرات ژئومورفولوژیکی زیادی در منطقه‌ی مرکزی تایوان از خود بر جای گذاشته به طوری که مورفولوژی منطقه مربوط به حرکات این گسل می‌باشد (Sunga and Chenb, 2004: 3). در ایران نیز شکل‌های ساختاری متنوعی از جمله چین‌ها، گسل‌ها، فرازمین‌ها و فروزمین‌ها در اکثر مناطق کشور از جمله بخش شمال خاوری استان کردستان بروز نموده که تحت تأثیر حرکات تکتونیکی و چرخه دگرشکلی آلپ‌پایانی بوده است (پورکرمانی و آراین، ۱۳۸۰: ۳۷).

حرکات تکتونیکی و ساختارهای مرتبط با آن بر ژئومورفولوژی مسیر رودخانه‌ها نیز تأثیر می‌گذارد. به طوری که تغییرات مسیر رودخانه کرخه در استان خوزستان نیز متأثر از ساختارهای تکتونیکی منطقه و تکتونیک فعال آن است (پورمحمدی، ۱۳۷۵: ۵۵۳). در این تحقیق هدف ما بررسی نقش حرکات سیستم گسلی نه‌بندان بر ژئومورفولوژی منطقه است که در غالب ژئومورفولوژی ساختمانی می‌گنجد بی‌شک نقش عوامل فرسایشی بر شکل کنونی زمین در این منطقه را نباید نادیده گرفت.

روش تحقیق

برای بررسی ژئومورفولوژی ساختاری منطقه، ما از نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی گستره‌ی مورد مطالعه و تطبیق آنها با تصاویر ماهواره‌ی Landsat TM استفاده نموده و از کارهای صحرائی نیز بهره گرفتیم. به دلیل گذر نه شرقی و نه غربی از اطراف نهبندان، کارهای صحرائی در اطراف این شهر متمرکز گردید. برای این منظور از ۳ ایستگاه جنوب خونیک، شمال گدار زرد و شمال دهانه ناسفنده برای مطالعه بر روی گسل نه شرقی و از کوههای غرب چهارفرسخ (کوه بزرگ) و کوههای مسیر روستای قدمگاه مرتضی علی (ع) جهت بررسی حرکات مورفوتکتونیک گسل نه غربی استفاده گردید.

موقعیت زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه

این منطقه از لحاظ تقسیم‌بندی ایالات ساختاری، بخش‌هایی از ایالات ساختاری سیستان و پهنه‌ی لوت را در بر می‌گیرد (نوگل سادات، ۱۳۷۲؛ نقشه تکتونیک ایران).

ایالت ساختاری سیستان

سنگ‌های سلسله جبال شرق ایران، زمین درز سیستان نام گرفته است. زمین درز سیستان از دو منشور افزایشی (کمپلکس‌های رتوک و نه) که توسط حوضه رسوبی - آتشفشانی سفیدآبه از هم جدا می‌گردند، تشکیل شده است. کمپلکس‌های رتوک و نه واحدهای ساختاری جدا از هم هستند که با توجه به سن‌سنجی‌های اخیر دارای سن ماستریشتین با یک تاریخچه متفاوت از هم می‌باشند (Tirrul, et al, 1983:2). واحدهای سنگی منطقه پرشیب و دارای امتداد NW-SE هستند. گسل‌های امتداد لغز، واحدهای سنگی زمین درز سیستان را بریده و جابجا نموده‌اند (Walker and Jackson, 2004:6). سنگ‌شناسی منطقه شامل لیتوسفر اقیانوسی، نهشته‌های رخساره‌ی فلیش و مجموعه‌ی آذر آواری و رخساره‌ی مولاس از کرتاسه‌ی فوقانی به بالاست (خطیب و زرین‌کوب، ۱۳۷۹:۴).

پهنه‌ی لوت

پهنه‌ی لوت با درازای ۹۰۰ کیلومتر، خاوری‌ترین بخش ایران مرکزی است. مرز خاوری آن با گسل نهبندان و ایالت ساختاری سیستان و مرز باختری آن با گسل نایبند و بلوک طبس مشخص می‌شود (آقنابتی، ۱۳۸۳: ۶۵). در روی نقشه‌ی زمین‌ساخت ایران (Stockline, 1973:10) مرز شمالی این بلوک به فرو افتادگی کاشمر و مرز جنوبی به فرونشست جازموریان بسته می‌شود. تعدادی از گسل‌های منطقه از جمله قسمتی از نه غربی که از منطقه‌ی چهار فرسخ می‌گذرد، در این ایالت ساختاری قرار دارد.

پهنه‌ی لوت به ۳ بخش ۱- شمالی ۲- مرکزی و ۳- جنوبی تقسیم می‌گردد. در لوت شمالی و مرکزی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری غالب است و لوت جنوبی پوشیده از باد رفت و کلو تک است.

توپوگرافی منطقه

شهر نهبندان در ارتفاع ۱۱۹۶ متر از سطح آب‌های آزاد در دشتی آبرفتی قرار گرفته است. در جنوب آن آبادی خونیک است و در حد فاصل این دو زمین‌های مزروعی قرار گرفته‌اند. اطراف نهبندان را مانند سایر دشت‌ها، کوه‌های مختلف احاطه نموده است. در شمال نهبندان کوه تیز با ارتفاع ۱۳۲۰ متر از سطح دریا قرار دارد. کوه موسوم به دراز گوش بعد از کوه تیز و در شمال نهبندان واقع شده است. بالاترین ارتفاع این کوه‌ها ۲۰۸۹ متر از سطح آب‌های آزاد است. روستاهای اسدآباد و محمدآباد در سمت شرقی کوه و قدمگاه مرتضی علی (ع) و استونند در غرب این سلسله جبال قرار دارند. شاخه‌های فرعی گسل نه غربی از دامنه‌ی این کوه می‌گذرند. روند این کوه‌ها شمال غرب- جنوب شرق است. قسمت قدمگاه این کوه به زهک نیز معروف است. در جنوب نهبندان و خونیک کوه سفید با ارتفاع ۱۷۳۱ قرار دارد. روند آن شمالی- جنوبی و به سمت شمال و در نزدیکی روستای دو فرسخ (جنوب نهبندان) روند آن به شمال غرب- جنوب شرق تبدیل شده و به سمت غرب نهبندان گرایش پیدا می‌کند. این سلسله جبال در قسمت غرب نهبندان به ارتفاع ۱۹۰۸ متر می‌رسند و به کوه بزرگ معروف هستند. فاصله آن از شهر نهبندان ۸ کیلومتر است و در ادامه به کوه سرخ واقع در غرب چهار فرسخ می‌پیوندد. ارتفاع کوه سرخ ۲۰۰۰ متر و روند آن شمال غرب- جنوب شرق است. گسل نه غربی از این کوه‌ها می‌گذرد.

کوه‌های معروف ناسفنده با ارتفاع ۱۷۰۶ متر قسمت شرقی نهبندان را احاطه نموده‌اند که دهانه ناسفنده واقع در جاده نهبندان- زابل نام خود را از این کوه‌ها گرفته است. کوه شادز که یکی از قله‌های زمان اسماعیلیه بر روی آن است بین کوه‌های ناسفنده و نهبندان با ارتفاع ۱۴۴۵ متر قرار دارد. در بخش پهنه لوت (بخشی از گسل نه غربی و روستای چهار فرسخ در این ایالت ساختاری قرار دارند) پرشدگی‌های دره‌ای و مخروط‌ها دو چشم‌انداز مهم شکل‌های آبرفتی محسوب می‌شوند. ارتفاع متوسط واحد لوت حدود ۹۸۰ متر است و دارای مخروط‌های بزرگ و کوچک، قدیمی و جدید می‌باشد. مخروط‌های قدیمی‌تر در وضعیت بالاتری قرار دارند. در صورتی که مخروط‌های جدید در نقاط پست مشاهده می‌شوند. منشأ بیشتر شکل‌های پهنه‌ی لوت (بیش از نصف آن) از نوع رسوبات آبرفتی است (مقیمی، ۱۳۸۴: ۲۷).

در منطقه، آبراه‌ها و مسیل‌هایی مشاهده می‌گردد که بیشتر فصلی هستند ولی در جنوب خونیک یک رودخانه‌ی دائمی وجود دارد که به نام کال شور معروف است در داخل این رودخانه

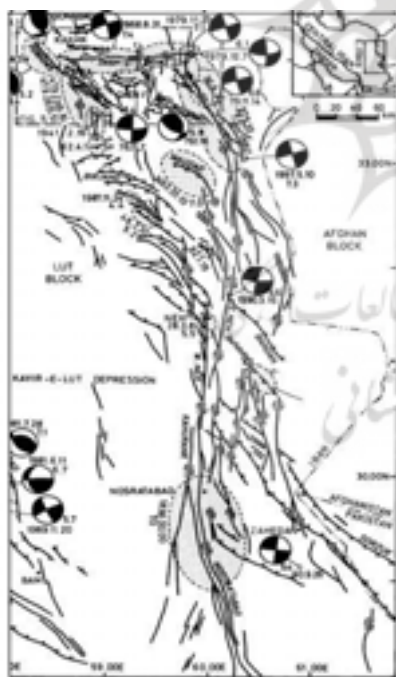
بر اثر تبخیر آب، نمک رسوب نموده به طوری که در فصل‌های کم‌بارش که تبخیر بالاست، کف رودخانه در بیشتر نقاط سفیدرنگ می‌شود. این رودخانه توسط گسل نه شرقی به صورت راستگرد ۵ کیلومتر جابجا شده است (Walker and Jackson, 2004:8).

ساختارهای مهم منطقه

از عناصر مهم منطقه، گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها و برخاستگی‌ها را می‌توان نام برد. جابجایی مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها، برخاستگی محل و تشکیل پرتگاه سطح گسل^۱ و رویه‌های مثلثی^۲، تغییر رنگ سنگ‌ها و رسوبات در پهنه‌های برشی از دیگر ساختارهای ژئومورفولوژیکی به وجود آمده توسط حرکات گسل‌ها هستند.

گسل‌ها و سازوکار کانونی آنها

در منطقه‌ی مورد مطالعه به دلیل شیب تند (۸۰-۹۰ درجه) گسل‌ها، شکل ژئومورفولوژیکی آنها در تصاویر ماهواره‌ای و در سطح زمین به صورت خطی تقریباً صاف و مستقیم و مرز بین کوه و دشت است. با توجه به ریک بردار لغزش اندازه‌گیری شده در صحرا، گسل‌های اصلی نه شرقی و نه غربی و شاخه‌های فرعی این دو دارای مؤلفه معکوس هستند (سالاروند، ۱۳۸۵:۷۲).



فوکال مکانیسم گسل‌ها نیز نشان می‌دهد که اکثر گسل‌های مربوط به سیستم گسلی نه‌بندان دارای سازوکار امتداد لغز با مؤلفه معکوس هستند (شکل ۱). (بعضی مانند گسل بیرجند سازوکار معکوس با مؤلفه امتداد لغزی دارند).

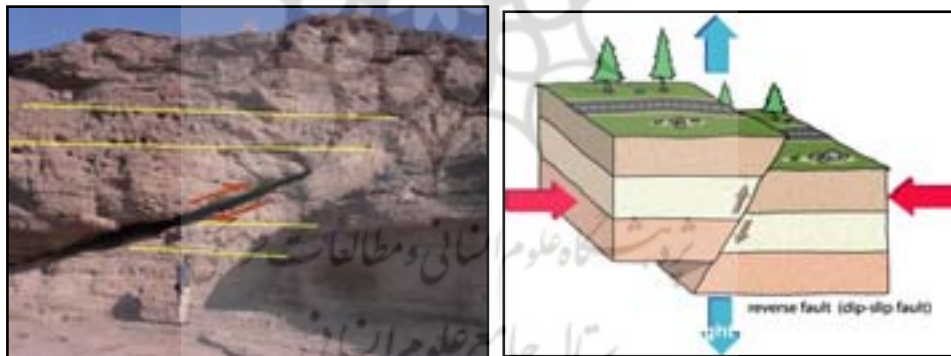
شکل ۱: سازوکار ژرفی گسل‌های شرق ایران
(اقتباس از بربریان ویاتس، ۱۹۹۹:۱۰)

1-Fault-Line Scarp
2-Flat Iron

حرکات گسل‌ها می‌تواند باعث ارتفاع گرفتن منطقه شود. این کار با حرکت مؤلفه معکوس گسل‌ها میسر است. چون حرکت بلوک فرا دیواره در گسلش معکوس به سمت بالاست؛ هر گسلی که مؤلفه‌ی معکوس بیشتری داشته باشد، این برخاستگی نسبت به بلوک فرو دیواره بیشتر است (شکل ۲- الف).

در داخل رودخانه جنوب خونیک و در موقعیت $31^{\circ} 25' 16''$ شمالی $60^{\circ} 09' 08''$ شرقی یک گسل معکوس مشاهده گردید که باعث جابجایی کنگلومرای درشت دانه به مقدار ۴ متر (در سمت شیب) به طرف بالا شده است (شکل ۲- ب). در نتیجه چنین گسل‌هایی باعث برخاستگی منطقه و چین خوردن آن و به وجود آمدن اختلاف ارتفاع بین کوه و دشت گشته است (شکل ۳). شکل ۳- الف برخاستگی محل در مسیر گسل نه غربی را نشان می‌دهد. این موقعیت در تصویر ماهواره‌ای شکل ۳- ب با علامت ۱ مشخص شده است.

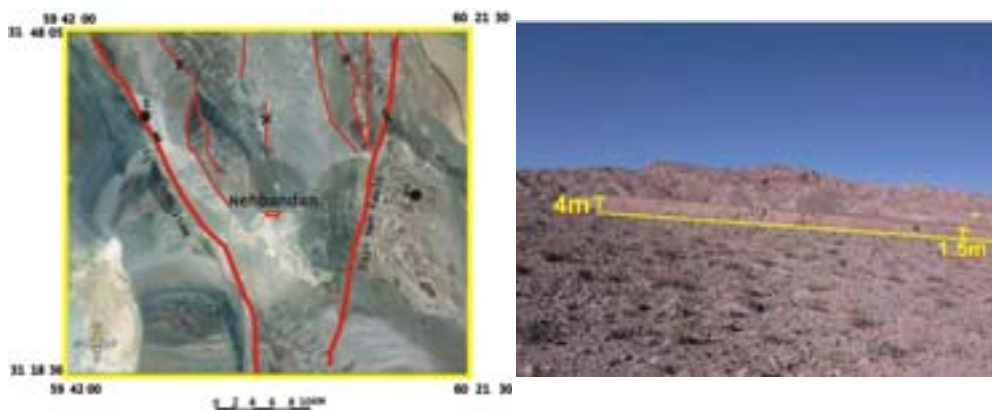
همانگونه که از شکل ۳- الف مشخص است برخاستگی به سمت کوه که محل گسل است به طور پیوسته زیاد می‌شود و این مربوط به مؤلفه‌ی معکوس گسل راستگرد نه غربی است که باعث برخاستگی محل شده است. سایر گسل‌های مشخص شده با علامت X در تصویر ماهواره‌ای نیز چنین سازوکاری دارند و مرز بین کوه و دشت هستند.



(ب)

(الف)

شکل ۲: الف- بلوک دیاگرام گسل معکوس ب- گسل معکوس داخل رودخانه جنوب خونیک- لایه مشخص شده لایه کنگلومرای درشت دانه‌ای است که بر اثر حرکت گسل جابجا شده است. این گسل باعث بالا رفتن سنگ‌های سمت شیب گسل نسبت به سمت مخالف شیب شده است.



(الف)

(ب)

شکل ۳: الف- عکس از برخاستگی محل توسط حرکات گسل نه غربی در نزدیکی روستای چهار فرسخ (موقعیت ۱ تصویر ب) - تصویر ماهواره‌ای منطقه و گسل‌های با ژئومورفولوژی تقریباً خطی که مرز بین کوه و دشت هستند (محل‌هایی که با علامت × مشخص شده‌اند). حرکت مؤلفه‌ی معکوس این گسل‌ها باعث ارتفاع گرفتن کوه نسبت به دشت شده است. شماره ۱ موقعیت شکل الف است و شماره ۲ کوه‌های چین‌خورده‌ی ناسفنده را نشان می‌دهد.

تشکیل پرتگاه سطح گسل

یک برخاستگی برجسته در کنار جاده‌ی نهبندان - قدمگاه قرار دارد که شکل ژئومورفولوژیکی آن به صورت رویه‌های مثلثی است. ولی با رویه‌های مثلثی تفاوت اساسی دارد (شکل ۴). تفاوت آن این است که رویه‌های مثلثی معمولاً در گسل‌های عادی به وجود می‌آیند و در این صورت در فرا دیواره گسل هستند. به دلیل اینکه منطقه تحت تنش فشاری قرار دارد (با توجه به فوکال مکانیسم و ریک بردار لغزش به دست آمده برای گسل‌ها در صحرا) و از نظر تکتونیکی نیز فعال است در نتیجه در حال برخاستگی، چین خوردن و کوتاه شدن می‌باشد و گسل‌ها نیز باید از نوع فشاری باشند. این برخاستگی نیز از دلایل چین‌خوردگی کوتاه‌تر و کوتاه شدن منطقه است. شکل مثلثی آن نیز مربوط به فرسایش آبراهه‌های فرعی است و با رویه‌های مثلثی که در گسل‌های عادی به وجود می‌آیند نباید اشتباه گرفته شود. می‌توان این شکل را پرتگاه سطح گسل در نظر گرفت (شکل ۴).



شکل ۴: برخاستگی منطقه و تشکیل پرتگاه سطح گسل (Fault-Line Scarp)

موقعیت: $31^{\circ} 37' 30'' N$ $59^{\circ} 35' 02'' E$

جهت دید عکس: شمال شرق

چین خوردگی بر اثر حرکات گسل و تکتونیک فعال منطقه

در شرق نهبندان کوههای معروف ناسفنده قرار دارند که گسل نه شرقی از میان این کوهها می‌گذرد. تنش فشاری و تأثیر آن بر گسل نه شرقی و پاره‌های آن، باعث چین خوردن این ناحیه گردیده است. همانگونه که می‌دانیم هر چه میزان برخاستگی بیشتر باشد نرخ فرسایش و تأثیر عوامل مکانیکی فرسایشی بر منطقه نیز بیشتر می‌گردد. لیتولوژی این کوهها شامل شیل سیاه‌رنگ است و تأثیر تنش‌های تکتونیک بر این ناحیه باعث تشکیل شیل‌های مدادی شده است. شیل مدادی یک پدیده تکتونیک است و در شیل‌ها و یا سیلت استون بر اثر تلاقی دو کلیواژ با هم و یا یک کلیواژ با دانه‌بندی به وجود می‌آید. شیل‌های مدادی به دلیل برخاستگی منطقه تحت تأثیر فرسایش مکانیکی بیشتری قرار گرفته و شکل بسیار خردشده‌ای پیدا نموده‌اند (شکل ۵).



ب

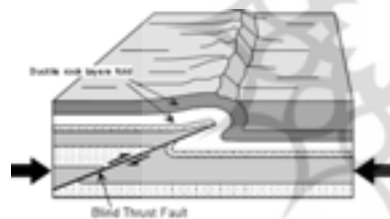


الف

شکل ۵: الف- کوههای چین خورده ناسفنده که بر اثر تکتونیک فعال منطقه شیل‌های تشکیل دهنده آن تکتونیزه شده و در بعضی حالات تشکیل ساختار شیل‌های مدادی را داده‌اند. ب- نمای نزدیکتر شیل‌ها را نشان می‌دهد. این عکس‌ها موقعیت ۲ شکل ۳- ب می‌باشد.

برخاستگی و چین خوردن رسوبات کواترنری

در بعضی موارد ممکن است گسل‌هایی رخنمون سطحی نداشته باشند، ولی از روی اثراتی که در سطح از خود به جا می‌گذارند، می‌توان به وجود آنها پی برد. به این گسل‌ها گسل‌های کور می‌گویند. یکی از این اثرات چین خوردن رسوبات سطحی است که بر اثر گسترش گسل به سمت بالا تشکیل می‌گردند (شکل ۶- الف).



الف

ب



شکل ۶- الف بلوک دیاگرام گسل کور و چگونگی چین دادن رسوبات سطحی ب- چین خوردگی و بالا آمدن رسوبات کواترنری در کنار گسل نه شرقی که احتمالاً بر اثر حرکات گسل کور و زیرسطحی به وجود آمده است. موقعیت: $31^{\circ} 26' 54'' N$ $60^{\circ} 09' 58'' E$ جهت دیدن عکس: جنوب شرق

گسترش گسل کور و زیرسطحی به سمت سطح زمین ممکن است همانند زلزله سال ۱۹۹۴ سفیدآبه باعث یک زمین لرزه‌ی بزرگ شود (Berberian, et al, 2000:238). چین خوردگی سطحی ممکن است متقارن و یا به صورت غیرمقارن رشد کند. چنین چین خوردگی در موقعیت $31^{\circ} 26' 54''$ شمالی و $60^{\circ} 09' 58''$ شرقی در مسیر گسل نه شرقی مشاهده گردید که احتمال دارد بر اثر گسل کور و زیرسطحی به وجود آمده باشد (شکل ۶- ب). اثبات وجود گسل زیر سطحی نیاز به مطالعات ژئوفیزیکی دارد.

سایر شکل‌های ژئومورفولوژیکی

علاوه بر ساختارهای ژئومورفولوژیکی اصلی مانند چین‌ها، گسل‌ها و برخاستگی‌ها، ساختارهای دیگری نیز در منطقه بر اثر فعالیت گسل‌ها به وجود می‌آیند که در ارتباط با ژئومورفولوژی ساختاری هستند. از جمله دره‌های V شکل، تغییر رنگ رسوبات و سنگ‌ها در پهنه‌ی برشی گسل، جابجایی مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها توسط حرکات گسل و تراورتن‌زایی در مسیر گسل را می‌توان نام برد.

دره‌های V شکل

یکی از راههای ارزیابی فعالیت تکتونیکی منطقه استفاده از نسبت V است. نسبت V برابر است با مساحت برشی از دره که در حال حاضر فرسایش یافته، به مساحت نیم‌دایره‌ای که شعاع آن برابر ارتفاع کنونی دره است (Burbank and Anderson, 2001:206). نسبت V نزدیک و حتی بزرگتر از ۱ نشان‌دهنده دره‌های U شکل است که از نشانه‌های نرخ فعالیت تکتونیکی پایین منطقه است.

برعکس در مناطق فعال تکتونیکی نسبت V کمتر از ۰/۵ درصد است و معمولاً دره‌ها به‌طور عمیق حفر شده‌اند (Burbank and Anderson, 2001:206). در این منطقه نسبت V به دست آمده از ۱۶ دره‌ی موجود در جنوب خونیک و شمال گذار زرد برابر ۰/۴۹ درصد به دست آمد که نشان‌دهنده‌ی فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی می‌باشد. مورفولوژی دره‌ها نیز حاکی از V شکل بودن است و فعال بودن منطقه را تأیید می‌کند (شکل ۷).



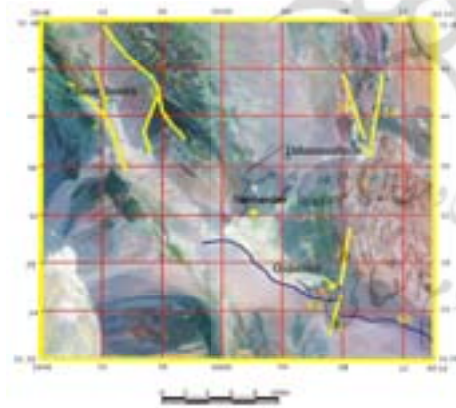
شکل ۷: دره‌های به شکل V که نشان‌دهنده‌ی فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی است.

موقعیت: $31^{\circ} 36' 32'' N$ $60^{\circ} 09' 33'' E$

جهت دید عکس: جنوب غرب

جابجایی مسیر رودخانه جنوب خونیک بر اثر حرکت گسل نه شرقی

در جنوب خونیک رودخانه توسط گسل نه شرقی به صورت راستگرد جابجا شده است. امتداد رودخانه قبل از رسیدن به گسل تقریباً شرقی- غربی است. با توجه به این که امتداد گسل نه شرقی، شمال شرق- جنوب غرب است این رودخانه در امتداد این گسل ۵ کیلومتر جابجا شده است (Walker and Jackson, 2004:8) و سپس در امتداد اصلی خود یعنی شرقی- غربی به حرکت خود ادامه می‌دهد (شکل ۸).



(ب)



(الف)

شکل ۸: الف- جابجایی رودخانه جنوب خونیک توسط گسل نه شرقی. موقعیت عکس در شکل ب و در قسمت 6a مشخص شده است. ب- شماره‌های ۱ تا ۵ مسیرهایی را بر روی گسل‌های نه شرقی و نه غربی مشخص می‌کند که در آن مسیرها کار صحرایی انجام گردیده است. جهت دید عکس: جنوب شرق

جابجایی آبراهه‌ها بر اثر حرکت گسل

در مسیر گسل‌های امتداد لغز جابجایی آبراهه‌ها نیز مانند رودخانه انجام می‌گیرد. این آبراهه‌ها ممکن است مستقیماً در امتداد گسل قرار گیرند و جابجا گردند (شکل ۹). در بعضی جاها نیز حرکت آبراهه‌ها در محدوده‌ی پهنه‌ی فشاری-برشی قرار گرفته است. در این مناطق به علت فعالیت برشی گسل و نیز وجود چین‌های کواترنری که حاصل قرار گرفتن رسوبات کواترنری در یک پهنه‌ی فشاری-برشی است؛ آبراهه‌ها بارها تغییر مسیر داده‌اند (شکل ۱۰). به دلیل حرکت راستگردی گسل نه شرقی همانگونه که در شکل ۹ آمده است آبراهه‌ها به سمت راست جابجا شده‌اند. مقدار جابجایی‌ها از چند متر تا ۱۰۰ متر بسته به دفعات فعالیت گسل متغیر است. آبراهه‌هایی که حاصل یک مرحله فعالیت گسل هستند، نسبت به آبراهه‌های قدیمی‌تر که حاصل فعالیت چند مرحله‌ای گسل هستند، کمتر جابجا شده‌اند.



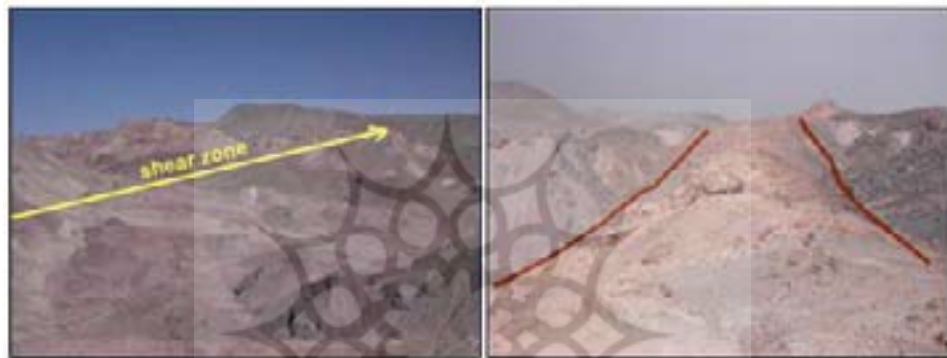
شکل ۹: عکس از جابجایی آبراهه‌ها توسط گسل در شمال دهانه ناسفنده-خط قرمز امتداد گسل است.
موقعیت: $31^{\circ} 38' 21'' N$ $60^{\circ} 12' 44'' E$
جهت دید عکس: شمال غرب



شکل ۱۰: آبراهه‌هایی که در پهنه فشاری-برشی قرار گرفته و چند بار تغییر مسیر داده‌اند.
موقعیت: $31^{\circ} 25' 18'' N$ $60^{\circ} 9' 18'' E$
جهت دید عکس: جنوب شرق

تغییر رنگ رسوبات و سنگ‌ها بر اثر قرار گرفتن در پهنه‌ی برشی گسل

پهنه‌های برشی سرزمین‌های دگر شکل‌یافته‌ای هستند که بین حداقل دو گسل امتداد لغز قرار گرفته و نسبت طول در آنها بیش از ۵ برابر عرض است. در پهنه‌های برشی به دلیل قرار گرفتن رسوبات و سنگ‌ها در بین گسل‌های امتداد لغز و تأثیر حرکت و جابجایی این گسل‌ها بر آنها، خردشدگی و دگرشکلی در این رسوبات به وجود می‌آید. در صورتی که آب‌های زیرزمینی نیز از امتداد این گسل‌ها به سمت بالا حرکت کنند، در این دگرسانی سهیم شده و باعث تغییر رنگ و دگرشکلی رسوبات سطحی می‌شوند (شکل ۱۱).



(ب)

(الف)

شکل ۱۱- الف- قرار گرفتن رسوبات در پهنه برشی گسل نه شرقی در گردنه گدازرد و تغییر رنگ و دگرسانی شدن آنها ب- تغییر رنگ یافتن و تپه ماهور شدن رسوبات کواترنر به دلیل قرار گرفتن در پهنه‌ی برشی گسل

موقعیت: $31^{\circ} 26' 50'' N$ $60^{\circ} 09' 36'' E$

جهت دید عکس‌ها: شمال شرق

تراورتن‌زایی در مسیر گسلش

به تراورتن‌زایی در ارتباط با تکتونیک تراورتنیک^۱ می‌گویند. در مسیر کارهای صحرایی در امتداد گسل‌های نه شرقی و نه غربی تراورتن‌هایی دیده شده که از شواهد فعالیت گسل در کواترنر است (شکل ۱۲ و ۱۳). به این دلیل که اگر در زمین شکستگی باشد و این شکستگی به سطح رسیده باشد، در امتداد آن آب‌های زیرزمینی به سمت بالا حرکت می‌کنند تا به سطح برسند. اگر این آب‌ها حاوی املاح $CaCO_3$ (کربنات کلسیم) باشد به علت کم شدن فشار و گرم شدن آب در سطح زمین نسبت به عمق، این املاح رسوب می‌کنند و رسوب آنها به صورت

تراورتن است. تراورتن‌ها سن زیادی ندارند و مربوط به کواترنر هستند (Pettijohn, 1975: 155). در امتداد گسل نه غربی نیز یک توده‌ی تراورتنی به صورت تراورتن رسوب کرده‌اند. سنگ‌های تراورتن سن زیادی ندارند. مشاهده شد که با پهنه‌ی برشی گسل هم امتداد بوده و از میان سنگ‌های آذرینی که در حاشیه آن قرار دارند، بیرون زده شده است. شیب و امتداد آن N15E/80NW اندازه‌گیری شد (شکل ۱۳).



شکل ۱۲: تراورتن‌زایی در مسیر گسل نه شرقی شمال دهانه ناسفنده کوه که به صورت خط سفیدی مشخص است.

موقعیت: $31^{\circ} 38' 28'' N$ $60^{\circ} 13' 06'' E$

جهت دید عکس: جنوب غرب



شکل ۱۳: توده تراورتنی بیرون زده شده از میان سنگ‌های آذرینی و در امتداد گسل نه غربی در نزدیک روستای قدمگاه

موقعیت: $31^{\circ} 38' 54'' N$ $59^{\circ} 55' 49'' E$

شیب و امتداد تراورتن N15E/80NW

جهت دید عکس: جنوب شرق

قرار گرفتن لیتولوژی‌های مختلف در کنار یکدیگر بر اثر حرکت گسل

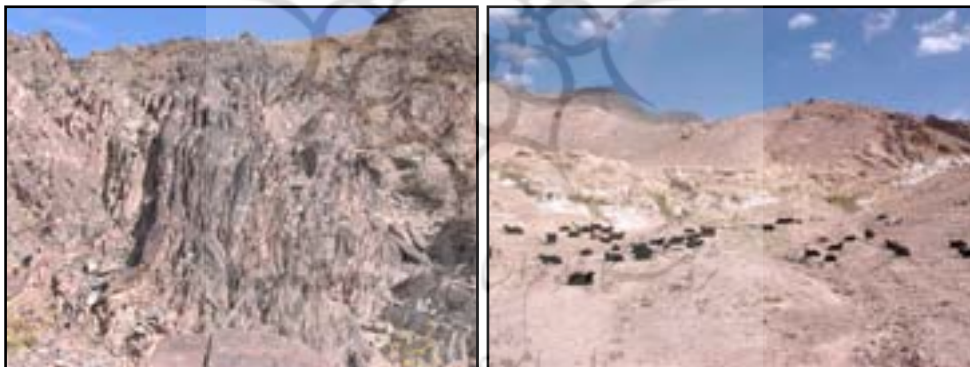
یکی از دلایل وجود گسل قرار گرفتن دو تیپ سنگ در کنار یکدیگر است که یا از نظر سن و یا لیتولوژی اختلاف فاحشی با هم دارند. در منطقه‌ی شمال دهانه‌ی ناسفنده و در موقعیت $31^{\circ} 38' 15''$ شمالی و $60^{\circ} 12' 47''$ شرقی سنگ‌های تیره آذرینی اولترا بازیک در کنار سنگ‌های روشن رسوبی قرار گرفته‌اند. چنین مورفولوژی بر اثر حرکت گسل نه شرقی به وجود آمده است و این سنگ‌ها را در کنار یکدیگر قرار داده است (شکل ۱۴).



شکل ۱۴: کنتاکت (خط تیره) بین سنگ‌های رسوبی (قسمت روشن) با سنگ‌های آذرینی (قسمت تیره) و وجود گسل
موقعیت: $31^{\circ} 38' 15'' N$ $60^{\circ} 12' 47'' E$
جهت دید عکس: جنوب غرب

گسلش در سنگ‌های آذرین

شاهد ژئومورفولوژی دیگر وجود شکستگی و گسلش در سنگ‌های آذرینی است که آب‌های زیرزمینی از طریق آن به سطح نفوذ کرده و به سمت بالا آمده‌اند. وجود چشمه‌ها و رسوباتی که توسط آب‌های زیرزمینی در امتداد یک خط نهشته شده‌اند مبین وجود گسل است (شکل ۱۵/الف). همچنین در نزدیکی روستای قدمگاه به دلیل قرار گرفتن سنگ‌های آذرین در پهنه‌ی برشی گسل، این سنگ‌ها ظاهری پیچ و تاب خورده به خود گرفته‌اند (شکل ۱۵/ب).



(ب)

(الف)

شکل ۱۵: الف- وجود چشمه‌ها و رسوباتی که توسط آب‌های زیرزمینی به سطح آورده و در امتداد یک خط نهشته شده‌اند دلیل وجود گسلش است. ب- قرار گرفتن سنگ‌های آذرین در پهنه‌ی برشی گسل و پیچ و تاب خوردن این سنگ‌ها

موقعیت الف: $31^{\circ} 39' 09'' N$ $59^{\circ} 55' 34'' E$ موقعیت ب: $31^{\circ} 40' 58'' N$ $59^{\circ} 55' 02'' E$

جهت دید عکس الف: شمال شرق و عکس ب: شمال

مقایسه‌ی تطبیقی بین ساختارها و عناصر ژئومورفولوژی با توپوگرافی

مقایسه‌ی ساختارها و ژئومورفولوژی منطقه با توپوگرافی نشان‌دهنده‌ی تأثیرساختارهای اصلی مانند گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها و برخاستگی‌ها بر توپوگرافی منطقه است. حرکات گسل‌ها بر اثر تنش فشاری باعث چین‌خوردن و برخاستگی منطقه می‌شود و عامل به وجود آمدن اختلاف ارتفاع و توپوگرافی کوه و دشت در منطقه شده است. دره‌های V شکل نتیجه‌ی برخاستگی منطقه است. این برخاستگی در فرادیواره‌ی گسل‌های معکوس و یا با مؤلفه‌ی معکوس انجام می‌گیرد (شکل ۲). وقتی که نرخ برخاستگی بالا و منطقه از نظر تکتونیکی فعال باشد، چنین شکل دره‌هایی به وجود می‌آیند. این دره‌ها در شمال گردنه‌ی گذارزرد دیده می‌شود. گسل نه شرقی رودخانه جنوب خونیک را ۵ کیلومتر به صورت راستگرد جابجا نموده است (شکل ۱). مطالعات صحرایی در همین منطقه نشان می‌دهد که آبراهه‌ها نیز جابجایی راستگرد داشته‌اند (شکل ۹ و ۱۰).

رنگ زرد گردنه معروف گذارزرد بین جاده بیرجند- زاهدان به دلیل قرار داشتن این منطقه در پهنه‌ی برشی گسل نه شرقی است. در این پهنه برشی سنگ‌ها خرد شده و رسوبات نیز به علت نفوذ آب‌های زیرزمینی دگرسان شده و به رنگ زرد تغییر رنگ داده‌اند. تپه ماهورهای شمال گذار زرد بر اثر قرار گرفتن رسوبات کواترنری در یک پهنه فشاری- برشی به وجود آمده است (شکل ۱۱). آبراهه‌ها نیز در این پهنه بارها تغییر مسیر می‌دهند (شکل ۱۰). این گسل به سمت شمال از میان کوه‌های شیلی معروف ناسفنده گذشته و حرکات این گسل باعث برخاستگی این کوه‌ها، به هم ریختگی ساختارها و تشکیل شیل‌های مدادی در آن شده است. فعالیت این گسل در کواترنری باعث رسوب تراورتن در امتداد این گسل شده که به صورت خط سفیدی نمایان است (شکل ۱۲).

پهنه‌ی برشی بین کوه‌های لاه‌کوه گرمه و لاه‌کوه سفید در شمال دهانه ناسفنده و به هم ریختگی و خردشدگی سنگ‌ها نیز ناشی از حرکات گسل نه شرقی و شاخه‌های آن است. تغییرات توپوگرافی و ژئومورفولوژیکی ناشی از حرکات گسل نه غربی نیز در منطقه مشهود است. حرکات نه غربی در کوه‌های غرب چهار فرسخ (کوه بزرگ) باعث به وجود آمدن یک پهنه‌ی فشاری- برشی شده که رنگ زرد آن از دور نمایان است. ارتفاع زیاد کانال‌های رودخانه‌ای در

نزدیکی کوه و کم شدن ارتفاع به سمت دشت (شکل ۳) نشان از برخاستگی بیشتر در پای کوه دارد. با توجه به جهت شیب اندازه‌گیری شده در این منطقه که به سمت جنوب غرب است (سالاروند، ۱۳۸۵: ۷۳) می‌توان نتیجه گرفت که کوه‌های برافراشته شده در این منطقه فرادیواره گسل نه غربی هستند؛ که مؤلفه معکوس این گسل باعث برخاستگی و به وجود آمدن این کوه‌ها شده است.

شاخه‌ای از این گسل در مسیر کوه‌های زهک (نزدیک روستای قدمگاه) باعث پیچ و تاب خوردن سنگ‌های آذرینی به دلیل قرار گرفتن در یک پهنه برشی شده است (شکل ۱۵ ب). این گسل باعث قرارگیری توده‌های بزرگ تراورتن در امتداد خود (شکل ۱۳) و قرار گرفتن چشمه‌ها و سبزه‌ها در یک امتداد شده است (شکل ۱۵ الف). اختلاف ارتفاع این کوه‌ها نیز با دشت به علت مؤلفه‌ی معکوس داشتن گسل نه غربی (شاخه قدمگاه) است.

با توجه به جهت شیب میانگین اندازه‌گیری شده در صحرا برای این گسل (به سمت شمال شرق)؛ می‌توان نتیجه گرفت که کوه‌های زهک در قسمت فرا دیواره گسل هستند و مؤلفه‌ی معکوس گسل باعث ارتفاع گرفتن آن نسبت به دشت در طی سالیان دراز بوده است. پیشانی صاف کوه‌ها نیز نشان از تکتونیک فعال کنونی و تغییرات در حال انجام ژئومورفولوژیکی و توپوگرافی گستره دارد. این شکل ساختاری در شمال دهانه‌ی ناسفنده حد فاصل لاه کوه گرمه و لاه کوه سفید دیده می‌شود.

نتیجه‌گیری

از تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی و تطبیق آنها با برداشت‌های صحرائی نتیجه می‌شود که ژئومورفولوژی گستره‌ی نه‌بندان ارتباط تنگاتنگی با حرکات سیستم گسلی نه‌بندان دارد. به طوری که گسل‌های نه شرقی و نه غربی که از اطراف شهر نه‌بندان می‌گذرند کنترل‌کننده‌ی ریخت زمین در این منطقه هستند. این گسل‌ها و شاخه‌های فرعی آنها به علت داشتن مؤلفه معکوس و نیز گذر از مرز بین کوه و دشت، باعث اختلاف ارتفاع بین دشت در برگیرنده نه‌بندان با ارتفاعات اطراف هستند.

برخاستگی محل باعث به وجود آمدن دره‌های V شکل شده است زیرا هر چه منطقه‌ای بیشتر ارتفاع بگیرد، آب‌ها برای رسیدن به سطح اساس بستر خود را بیشتر حفر می‌کنند و در

منطقه‌ای که تکتونیک فعال، و نرخ برخاستگی بیشتر از نرخ فرسایش باشد، دره‌ها به شکل V هستند. با توجه به تکتونیک فعال منطقه (که با استفاده از شواهد مورفوتکتونیکی نظیر جابجایی آبراهه‌ها، دره‌های V شکل، تراورتن‌زایی در مسیر گسل و... که در بالا اشاره شد) و نیز مؤلفه فشاری گسل‌ها که از کارهای صحرایی (سالاروند، ۱۳۸۵: ۷۲) و سازوکار کانونی گسل‌ها (شکل ۱) به دست آمده است، می‌توان گفت: هر ساله به چین خوردن بیشتر پوسته در این ناحیه و ارتفاع گرفتن این کوهها نسبت به دشت افزوده می‌گردد. حرکت توام مؤلفه امتدادلغزی و معکوس گسل‌ها، باعث به‌وجود آمدن پهنه‌های فشاری- برشی در منطقه گردیده است. ساختارهایی مانند چین‌خوردگی‌های کواترنر (تپه‌ماهورها) و تغییر رنگ رسوبات و سنگ‌ها در این پهنه‌ها به چشم می‌خورد. تراورتن‌زایی در مسیر گسلش که از اولین شواهد ژئومورفولوژیکی گسلش و شکستگی است و اصطلاحاً به آن تراورتنیک می‌گویند؛ هم در امتداد گسل نه‌شرقی و هم در امتداد شاخه‌ای از گسل نه‌غربی (قدمگاه) مشاهده گردید.

منابع و مآخذ

- ۱- آقائباتی، علی (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۲- بربریان، مانوئل؛ قرشی، منوچهر؛ ارژنگ روش، بهرام؛ مهاجر اشجعی، ارسلان (۱۳۷۱). پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون، سازمان زمین‌شناسی کشور. گزارش شماره ۶۱.
- ۳- پورکرمانی، محسن؛ آرین، مهران (۱۳۸۰). ژئومورفولوژی ساختمانی بخش شمال خاوری استان کردستان، مجله علوم انسانی دانشگاه سیستان و بلوچستان. سال هفتم. شماره ۱۶.
- ۴- پورمحمدی، بهنام (۱۳۷۵). مورفوتکتونیک رودخانه کرخه، مجموعه مقالات چهارمین سمینار مهندسی رودخانه. دانشگاه شهید چمران اهواز.
- ۵- خطیب، محمد مهدی؛ زرین کوب، محمد حسین (۱۳۷۹). تحلیل کرنش همزمان با تشکیل کانی‌های سازنده لیستونیت‌ها در پهنه‌ی برشی رزق (جنوب خاوری بیرجند)، سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- ۶- سالاروند، اسماعیل (۱۳۸۵). ارزیابی خطر زمین لرزه- گسلش در گستره شهر نه‌بندان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی. دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ۷- شهریاری، سهراب؛ خطیب، محمد مهدی (۱۳۷۶). تحلیل فرکتالی سیستم گسلی نه‌بندان، فصلنامه علوم زمین. شماره ۲۴-۲۳.
- ۸- محمودی، فرج‌الله (۱۳۷۴). ژئومورفولوژی ساختمانی، انتشارات دانشگاه پیام نور.
- ۹- مقیمی، ابراهیم (۱۳۸۴). فرآیندهای آبرفتی باد و تغییر مخروط‌ها در دشت‌لوت، مجله پژوهش‌های جغرافیایی. شماره ۵۲.
- ۱۰- نوگل سادات، میرعلی اکبر (۱۳۷۲). نقشه تکتونیک ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

- 11- Berberian, M, and Yeats, R (1999). Pattern of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 89.
- 12- Berberian, M, Jackson, J. A, Qurashi, M, Talebian, M., Khatib, M. M, and Priestley, K.(2000). The 1999 Sefidabe Earthquakes in eastern Iran: blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone, Geophys, Journal, vol. 42.
- 13- Burbank, D, and Anderson, R.(1986). Tectonic Geomorphology, The Pennsylvania State University.
- 14- Pettijohn, F. J (1975). Sedimentary rocks, 3rd edition, New York.
- 15- Stockline, J, Eftekhari - Nejad, J, and Hushmandzadeh, A (1973). Central Lut reconnaissance: East Iran. Geol. Surv. Iran. Rep: 22.
- 16- Tirrulle, R., Bell, L. R, Griffis, R. J, and Camp, V. E. (1983). The Sistan suture zone of eastern Iran, G. S. A. Bulletin.
- 17- Tejero, R, and Casado, J. M. (2005). Insights into the tectonic topography of the present-day landscape of the Central Iberian Peninsula, Geomorphology, vol. xx.
- 18- Sunga, O, and Chenb, Y (2004). Geomorphic evidence and Kinematic model for Quaternary transfer faulting of the Pakuashan anticline: Central Taiwan, Journal of Asian Earth Sciences, vol. 24.
- 19- Walker, R, and Jackson, J. (2004). Active tectonic and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, Tectonics, vol. 23.