

## گسل‌های فعال و تأثیر آن‌ها بر تغییر شکل لندفرم‌های کوتاه‌تر شمال شرق دریاچه ارومیه، ایران

وحید محمدنژاد آروق\* - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه ارومیه

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۰۴/۱۶ تأیید نهایی: ۱۳۹۴/۱۰/۱۲

### چکیده

این مقاله به بررسی شواهد و آثار گسل‌های فعال بر لندفرم‌های کوتاه‌تر واقع در بخش جنوبی کوهستان میشو داغ می‌پردازد. تحلیل بصری تصاویر ماهواره‌ای مهم‌ترین ابزار در این مقاله است. مدل‌های رقومی ارتفاعی (DEM10m و SRTM90m)، اندازه‌گیری میزان جابه‌جایی کانال‌ها، میزان بالآمدگی رسوبات و تحلیل نیمرخ‌های عرضی و طولی از لندفرم‌ها اساس کار بوده است. نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، تصاویر ماهواره‌ای SPOT و Quickbird، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و داده‌های ارتفاعی رقومی ابزارهای اصلی پژوهش بوده‌اند. اندازه‌گیری‌های میدانی نیز مکمل روش‌های دورسنجی است. نتایج نشان می‌دهد که منطقه به لحاظ تکتونیکی، طی کوتاه‌تر فعال بوده است. فعالیت گسل جنوبی میشو موجب برونزد سازندهای قدیمی شده است. بالآمدگی رسوبات ناشی از فعالیت گسل هریس-داریان، ۶۵ متر و حرکت راستگرد آن که موجب جابه‌جایی آبراهه‌ها شده در حدود  $60 \pm 7$  متر برآورد شد. حرکت گسل شیبستر راستگرد یا مؤلفه حرکتی معکوس است. جابه‌جایی عمودی ۲۵ متری رسوبات مخروط‌افکنه داریان و انحراف ۱۱۰۰ متری مسیر رودخانه خامنه، جابه‌جایی ۱۰۲ متری رسوبات جدید مخروط‌افکنه‌ای، تغییر محل رسوبگذاری، حفر رأس مخروط‌افکنه و در نهایت چند بخش‌شدگی سطح مخروط‌افکنه از شواهد بسیار مشخص از فعالیت کوتاه‌تر گسل شیبستر است. مطالعات دورسنجی و میدانی داده‌های بارزشتی را در مورد تشخیص و تحلیل فعالیت گسل‌ها در مناطق فعال تکتونیکی فراهم می‌سازد.

کلیدواژه‌ها: تکتونیک فعال، دورسنجی، گسل فعال، مخروط‌افکنه، میشو داغ.

### مقدمه

ایران زون نسبتاً فشارشی فعالی است و دگرذیسی تکتونیکی آن ناشی از حرکت شمال‌غربی پوسته عربی و برخورد آن با پوسته اوراسیا از دوره سنوزوئیک تا به امروز است (هولینسورث، ۲۰۱۰). میزان همگرایی بین صفحه عربی و اوراسیا، ۲۵ تا ۳۵ میلی‌متر در سال، بر پایه داده‌های GPS اندازه‌گیری شده است (شکل ۱A؛ ماسون و همکاران، ۲۰۰۷؛ ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ دمتس و همکاران، ۱۹۹۰). آثار و شواهد تکتونیک فعال در مناطق مختلف ایران بررسی و شناسایی شد. شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک و پوشش گیاهی کم در اکثر نقاط آن موجب حفظ اشکال تکتونیکی سطحی شده است. از طرف دیگر، ایران از جمله مناطق فعال لرزه‌خیز جهان به‌شمار می‌رود و گزارش‌های تاریخی از زلزله‌های ایران

به ۲۰۰۰ سال قبل می‌رسد (امبراسیس و ملویل، ۱۹۸۲). با وجود این، وقوع زلزله تصویری واضح از دگرذیسی‌های تکتونیکی ارائه نمی‌دهد (نظری، ۲۰۰۹؛ بیلهام، ۲۰۰۴).

شواهد مورفوتکتونیکی در ارزیابی تکتونیک فعال و فعالیت گسل‌ها ابزاری مفید و مطمئن به شمار می‌رود، زیرا از طریق مطالعه این شواهد می‌توان نواحی‌ای را شناسایی کرد که در گذشته فعالیت‌های سریع یا حتی کند تکتونیکی را پشت سر گذاشته‌اند (رامیرز-هیرا، ۱۹۹۸). شواهد تکتونیک فعال معمولاً رابطه بین تکتونیک فعال (گسل‌های فعال) و توسعه لندفرم‌ها را تا حد زیادی مشخص می‌سازند. مطالعاتی که در سال‌های اخیر در ایران صورت گرفته است، نشان می‌دهد که چگونه می‌توان از بررسی‌های ژئومورفولوژی محلی، به فعالیت گسل‌ها پی برد (والکر و جکسون، ۲۰۱۲). فعالیت کواترنر گسل‌های امتدادلغز را می‌توان از طریق بررسی جابه‌جایی امتدادی اشکال جوانی مانند تراس‌های رودخانه‌ای و مخروط‌افکنه‌ها ثابت کرد.

گسل‌های تراسی نیز معمولاً با چین‌خوردگی‌ها در ارتباط است (لتیس، ۱۹۹۷). اگر این گسل‌ها در رسوبات جوان تأثیر بگذارد، موجب چین‌خوردگی این رسوبات و بالآمدن آن‌ها خواهد شد. برای مثال، اگر سطح مخروط‌افکنه‌ای از گسل تراسی متأثر شود، رسوبات مخروط‌افکنه بالا می‌آید و ممکن است دچار چین‌خوردگی شود. در چنین حالتی اگر رودخانه اصلی سطح مخروط‌افکنه، نیروی زیادی داشته باشد، بخش بالآمده را حفر می‌کند و به مسیر خود ادامه می‌دهد، در غیر این صورت منحرف خواهد شد. ولی معمولاً گسل‌های تراسی همیشه به سطح زمین نمی‌رسد. در چنین حالتی در سطح زمین موجب چین‌خوردگی می‌شود که دارای شیب زیادی در طرفین خود است (والکر، ۲۰۰۳).

یکی از بهترین چشم‌اندازی‌هایی که می‌توان شواهد مورفوتکتونیکی را در سطح آن‌ها مطالعه کرد، مخروط‌افکنه‌هاست. پیشانی کوهستان‌ها در مناطق خشک و نیمه‌خشک همواره با توسعه و گسترش مخروط‌افکنه‌ها مشخص می‌شود (بول، ۱۹۷۷؛ راجوکی، ۱۹۸۱). مخروط‌افکنه‌ها تحت تأثیر متغیرهای مختلفی قرار می‌گیرد و تحول می‌یابد. حداقل پنج عامل اصلی فرایندهای مخروط‌افکنه‌ای را متأثر می‌سازد (بلیر و مک‌فرسون، ۱۹۹۴). این فاکتورها عبارت است از سنگ‌شناسی حوضه آبریز، شکل حوضه، شرایط محیط‌های مجاور مخروط‌افکنه‌ها، اقلیم و فعالیت‌های تکتونیکی.

از مهم‌ترین لندفرم‌های کواترنری به‌ویژه در منطقه مورد مطالعه، مخروط‌افکنه‌هاست. فعالیت‌های تکتونیکی نقش بسیار بارزی در تحول مخروط‌افکنه‌ها دارد. در واقع، اثر شرایط دیگر را خنثی می‌کند. بدون وجود فعالیت تکتونیکی دائمی، مخروط‌افکنه‌ها به اشکال کوچک و با عمر کوتاه تبدیل می‌شود (پارسونز، ۲۰۰۹). بالآمدگی بخش کوهستان باعث فراهمی مواد رسوبی جدید به سطح مخروط‌افکنه‌ها می‌شود (بیتی، ۱۹۶۳). متغیرهای تکتونیکی بافت و موقعیت مخروط‌ها را متأثر می‌سازد (بول، ۱۹۷۷؛ هاروی، ۱۹۸۷). جابه‌جایی گسل‌های راستالغز<sup>۱</sup> در محل تشکیل مخروط‌افکنه‌ها موجب جابه‌جایی مخروط‌افکنه‌ها و جریان‌های سطحی آن‌ها می‌شود. شیب سطح مخروط‌افکنه‌ها را نیز تا حد زیادی تکتونیک کنترل می‌کند. ویژگی مورفولوژیکی سطوح مخروط‌افکنه‌ها شاهد فعالیت‌های تکتونیکی است (بول، ۲۰۰۹).

مطالعات زیادی در زمینه تحلیل فعالیت‌های تکتونیکی صورت گرفته است. در این میان از روش‌های متعددی همچون شواهد مورفولوژیکی، شاخص‌های کمی ژئومورفولوژیکی و سن‌سنجی استفاده شده است. به‌طور کلی، مطالعات سن‌سنجی نسبت به سایر روش‌ها کمتر است. برای نمونه، رگارد (۲۰۰۵) در امتداد گسل میناب، فتاحی (۲۰۰۶) در اطراف گسل سبزواز و کاشمر، هولینسورث (۲۰۱۰) در اطراف نیشابور و ریزا و همکاران (۲۰۱۱) در امتداد گسل آستانه به بررسی رسوبات و تعیین سن آن‌ها و ارتباط آن‌ها با فعالیت گسل‌ها پرداختند.

نقش نوزمین‌ساخت در تکامل سامانه‌های رودخانه‌ای شمال میشو داغ در کواترنر را مختاری (۱۳۸۴) بررسی و شواهدی مانند مایل شدن رسوبات پلیو<sup>۰</sup> کواترنر، انحراف رودخانه‌ها، تطبیق یا عدم تطبیق شبکه آبراهه با ساختار زمین‌شناسی و ویژگی مخروط‌افکنه‌ها را ارزیابی کرد. محرز شد که طی پلیستوسن منطقه به لحاظ تکتونیکی فعال بوده است. یمانی و گورابی (۱۳۸۹) مورفوتکتونیک ناحیه دهشیر را با استفاده از تکنیک‌های ژئومورفومتری بررسی کردند با استفاده از تجزیه و تحلیل شبکه زهکشی رقومی، ژئومورفومتری رقومی، پردازش تصویر رادار، استخراج خطوط‌ها و تجزیه و تحلیل آن‌ها، و تجزیه و تحلیل فضایی و آماری داده‌ها به تحلیل مورفوتکتونیک منطقه پرداختند و دریافتند که بر اساس شواهد نوزمین‌ساخت استخراج‌شده از SRTM ناحیه پیرامون گسل دهشیر، از قبیل پرتگاه و اثر گسل، شبکه زهکشی منحرف و جابه‌جاشده، الگوی متاندیری شبکه آب، سطوح فرسایشی ارتفاع یافته و فرسایش قهقرایی شبکه زهکشی، به دلیل موقعیت استقرار آن‌ها (در لندفرم‌های کواترنری) همگی از جمله شواهد نوزمین‌ساخت گسل دهشیرند است که دلالت بر فعالیت این گسل طی کواترنری دارد. رجیبی و آقاجانی (۱۳۸۹) گسل‌ها و توان لرزه‌زایی و خطر زمین‌لرزه در مخروط‌افکنه‌های شمال شرق دریاچه ارومیه را با استفاده از داده‌های تاریخی و دستگاهی و روش‌های زارع، اشجعی و نوروزی بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که گسل‌های منطقه توان ایجاد زمین‌لرزه‌هایی به بزرگی ۷ ریشتر را داراست. جباری و همکاران (۱۳۹۱) به مطالعه مورفوتکتونیک فعال حوضه آبریز حصارک با استفاده از شاخص‌های مورفومتری پرداختند و با تحلیل‌های کمی به این نتیجه رسیدند که حوضه مذکور به لحاظ تکتونیکی فعال است. اسماعیلی و همکاران (۱۳۹۱) آثار مورفوتکتونیکی در نیمرخ طولی رودخانه واز واقع در البرز شمالی را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که تغییرات در نیمرخ طولی رودخانه بیشتر تحت تأثیر سنگ‌شناسی حوضه است. کرمی و همکاران (۱۳۹۲) به تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیکی در شمال رشته‌کوه بزقوش با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژیکی پرداختند و با بررسی شواهدی مانند مخروط‌افکنه‌های تقطیع‌شده، پرتگاه گسلی، آبشارها و چشمه‌های آب گرم به فعال بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی پی بردند. رضایی مقدم و همکاران (۱۳۹۲) به ارزیابی تکتونیکی فعال در دامنه جنوبی میشو داغ پرداختند و با استفاده از پارامترهای کمی ژئومورفولوژیکی مانند پارامترهای پنجره‌ای، پیوسته و گسسته و شواهدی مانند پرتگاه‌های گسلی به فعالیت گسل‌ها در این ناحیه تأکید کردند.

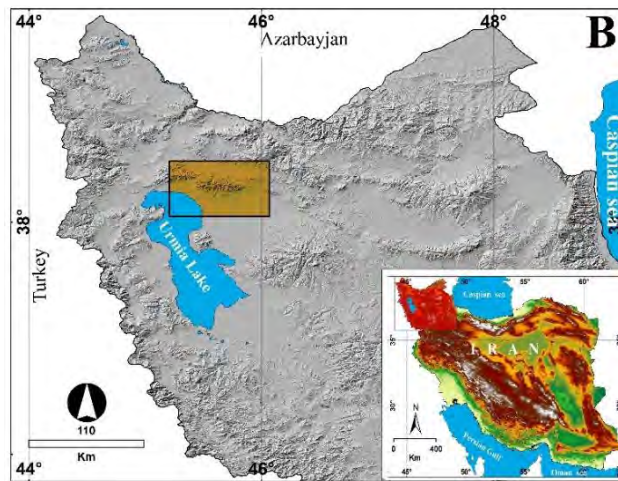
عزتی و آق‌آتابای (۱۳۹۲) به تحلیل زمین‌ساخت فعال حوضه بجنورد با کمک شاخص‌های مورفوتکتونیکی پرداختند و نتیجه گرفتند که بخش شرقی حوضه به لحاظ تکتونیکی بسیار فعال است. در ارزیابی کمی فعالیت‌های تکتونیکی حوضه ریجاب، رحیم‌زاده و همکاران (۱۳۹۳) با استفاده از شاخص‌های کمی ژئومورفولوژیکی، میزان فعالیت تکتونیکی در منطقه را از نیمه‌فعال تا بسیار فعال ارزیابی کردند.

این پژوهش با این سؤال آغاز می‌شود که آیا منطقه مورد مطالعه در دوره کواترنری و عهد حاضر به لحاظ تکتونیکی فعال بوده است؟ و در صورت فعال بودن، شواهد چنین فعالیت‌هایی در منطقه چیست؟ در این مقاله از مشاهدات دورسنجی و ژئومورفولوژیکی به منظور تشریح تکتونیک فعال و تأثیر آن بر لندفرم‌های کواترنری شمال شرق دریای ارومیه، شمال غرب ایران استفاده شده است. هدف اصلی در این تحقیق شناسایی گسل‌های فعال منطقه از طریق شواهد مورفوتکتونیکی منطقه است. هدف بعدی، شناسایی آثار و شواهد مورفوتکتونیکی در منطقه است. در واقع، شواهد مورفوتکتونیکی منطقه از قبیل الگوی شبکه رودخانه‌ها، مخروط‌افکنه‌ها، تراس‌های آبرفتی و پرتگاه‌های گسلی شناسایی و ارتباط آن‌ها با گسل‌های فعال منطقه بررسی شد.

### منطقه مورد مطالعه

کوهستان میشو، کوهپایه‌ها و دشت‌های جنوبی آن در شمال دریای ارومیه واقع شده است (۰۵' ۳۸' تا ۲۵' ۳۸' عرض شمالی و ۲۱' ۴۵' تا ۰۰' ۴۶' طول شرقی؛ شکل ۱). در این منطقه سه واحد توپوگرافی کوهستان با حداکثر ارتفاع ۳۱۵۵ متر، واحد فلات با دره‌های عریض و در نهایت واحد دشت با ارتفاعی کمتر از ۱۴۰۰ متر مشاهده می‌شود. از لحاظ شبکه هیدروگرافی، ۲۱ حوضه کوچک و بزرگ برای دامنه جنوبی میشو داغ قابل شناسایی است. می‌توان حوضه‌های آبریز منطقه را به دو دسته طبقه‌بندی کرد. اول، حوضه‌هایی که بخش اصلی آن‌ها در منطقه کوهستانی قرار دارد و سرشاخه آن‌ها به خط‌الرأس غربی- شرقی ختم می‌شود. این حوضه‌ها معمولاً دره‌های عمیق و شبکه شاخه درختی دارد. دسته دوم حوضه‌های گسترده در کوهپایه‌هاست که دره‌های کم‌عمق دارند و شاخه‌های تقریباً موازی را به نمایش می‌گذارد. اغلب رودخانه‌های منطقه مورد مطالعه فصلی است و تنها رودخانه داریان به صورت دائمی در آن جریان دارد. از دیگر رودخانه‌های مهم منطقه می‌توان به رودخانه خامنه و سیس اشاره کرد.

به لحاظ شرایط اقلیمی، این منطقه تحت تأثیر توده‌های هوای قطبی بری از شمال و توده‌های مدیترانه‌ای از شمال غرب قرار دارد. میانگین دمای سالیانه در ایستگاه‌های شانجان، شرفخانه و شبستر به ترتیب ۱۰، ۱۱ و ۱۲ درجه است. ولی بین دمای زمستان و تابستان اختلاف فاحشی وجود دارد. متوسط بارندگی نیز در منطقه در حدود ۳۰۰ میلی‌متر است. به طور کلی، نوع اقلیم کنونی منطقه از نوع نیمه‌خشک و در ارتفاعات نیمه‌خشک سرد است. ضمن اینکه نمایه تغییرپذیری فصلی نزولات جوی و درجه حرارت در منطقه مورد مطالعه، به ترتیب ۶/۵ میلی‌متر و ۷/۲ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. چنین شرایطی موجب تشدید مورفوزن در منطقه شده است که شواهد آن را می‌توان به‌ویژه در رخساره‌های شیلی و فلیش مانند مشاهده کرد. آب‌وهوای دوره‌های یخچالی منطقه احتمالاً از نوع نیمه‌مرطوب متمایل به نیمه‌خشک بوده است. چنین اقلیمی با سیستم فرسایش مجاور یخچالی در تأمین مواد آبرفتی مخروط‌افکنه‌ها نقش مهمی دارد (رضایی مقدم و همکاران، ۱۳۷۴: ۴۷).



شکل ۱. منطقه مورد مطالعه

## مواد و روش‌ها

این تحقیق متکی بر داده‌های کمی و توصیفی است که به روش‌های مختلفی گردآوری شده است. محدوده لندفرم‌های کواترنر، به‌ویژه مخروط‌افکنه‌ها، ابتدا با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ سازمان نقشه‌برداری و تصاویر ماهواره‌ای SPOT با قدرت تفکیک ۱۵ متر و سال ۲۰۰۵ استخراج شد. داده‌های کمی مانند مساحت، شیب، طول مخروط‌ها و گسل‌ها، نیمرخ‌های طولی و عرضی و سطوح مختلف مخروط‌افکنه‌ها با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، DEM 10m و تصاویر ماهواره‌ای SPOT، Quick bird و لندست سنجنده ETM با قدرت تفکیک ۳۰ متر و سال ۲۰۱۳ برآورد شد. تصاویر مذکور از وبگاه سازمان زمین‌شناسی ایالات متحده اخذ شد. در این میان تصاویر Quick bird با قدرت تفکیک ۲/۵ متر به منظور اندازه‌گیری میزان جابه‌جایی رسوبات و کانال‌ها استفاده شد. به‌منظور بررسی وضعیت زمین‌ساختی منطقه از نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه مرند (سازمان زمین‌شناسی ایران) و مطالعات تکتونیکی پیشین استفاده و نقشه گسل‌های منطقه ترسیم شد. تمامی اندازه‌گیری‌ها و پردازش تصاویر با نرم‌افزار ArcGIS و ENVI انجام یافت. تحلیل‌های توپوگرافی و ترسیم نیمرخ‌های توپوگرافی مختلف با استفاده از تصویر DEM 10m و در محیط نرم‌افزار ArcGIS صورت گرفت. همچنین، نقشه نهایی نیز در قالب این نرم‌افزار تهیه شد. تحلیل و بارزسازی تصاویر نیز در نرم‌افزار ENVI 5 انجام شد، چرا که این نرم‌افزار با اعمال فیلترهای مختلف، همچنین ترکیب باندهای مختلف توانایی بالایی در استخراج اشکال زمینی دارد. همان‌طور که گفتیم، بررسی و شناسایی شواهد فعالیت گسل‌ها و تأثیر آن‌ها بر لندفرم‌های کواترنر، به‌ویژه مخروط‌افکنه‌ها، همچنین روند تحولی آن طی کواترنر، هدف این تحقیق است. البته، هدف اصلی دیگری نیز در تحقیق متصور بودیم و آن هم بررسی کارایی داده‌های سنجنش از دور در مطالعات مورفوتکتونیکی است. در شناسایی لندفرم‌های کواترنر و سطوح مختلف مخروط‌افکنه‌ها از تکنیک تفسیر بصری تصاویر ماهواره‌ای، تحلیل ارتفاع و شیب و نیز گسترش ورنی صحرا و در نهایت تغییرات الگوی شبکه زهکشی در امتداد گسل‌ها استفاده شد.

بررسی‌های میدانی در شناسایی و اندازه‌گیری پارامترهایی همچون میزان بالآمدگی رسوبات، میزان حفر بستر جریان‌ها، ارتفاع پادگانه‌ها و میزان جابه‌جایی کانال‌ها صورت گرفت. در واقع، با بررسی‌های میدانی، اندازه‌گیری‌هایی که با

دورسنجی صورت گرفته بود آزمون و تصحیح شد. بدین منظور، نقاط مورد بازدید از روی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های مذکور بررسی، انتخاب و موقعیت آن‌ها وارد دستگاه GPS شد. در مرحله کارهای میدانی، اندازه‌گیری میزان بالاآمدگی بخش فرارو در اثر حرکات گسل‌ها، جابه‌جایی امتدادی شبکه آبراهه‌ها، همچنین حفر بستر رودخانه‌ها در سطوح مختلف مخروط‌افکنه‌ها صورت پذیرفت. سپس، کنترل داده‌ها طی بررسی‌های میدانی انجام گرفت و تکمیل شد. در نهایت، داده‌های به‌دست آمده طی مراحل فوق از طریق روش‌های کمی و توصیفی مقایسه و تجزیه و تحلیل شد و میزان و نحوه تأثیرگذاری تکتونیک فعال در لندفرم‌های کواترنر به‌ویژه مخروط‌افکنه‌ها به‌دست آمد.

## بحث و یافته‌ها

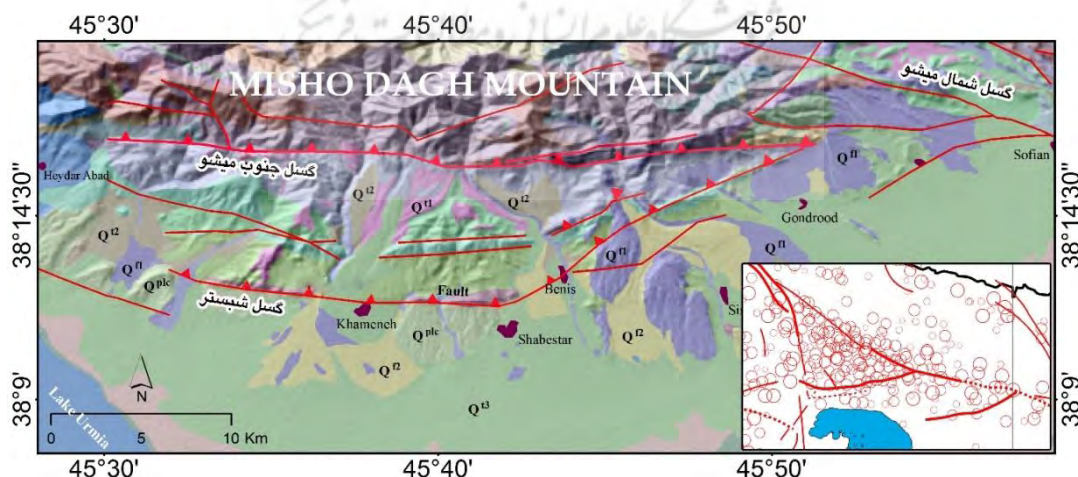
### زمین‌شناسی

کوهستان میشو، به‌خصوص دامنه جنوبی آن، از نظر زمین‌شناسی پیچیدگی زیادی دارد. ترادف رسوبی پرکامبرین تا کواترنر با نوده‌های متعددی مشخص می‌شود که بیان‌کننده تأثیر رخدادهای مهم تکتونیک در ناحیه است. بدین لحاظ، تنوع سنگ‌شناسی کاملاً مشهود است. سازندهای رسوبی، به‌ویژه رسوبات قبل از کواترنر، حالت اولیه خود را ندارد و طی فازهای مختلف کوهزایی مهم، به صورت خشکی زایی یا به‌طور مستقیم از کوهزایی متأثر شده و تغییر شیب داده است. چنانچه مجموع کوه میشو به حالت آنتی‌کلینوریم فرض شود، به ترتیب سه گسل مهم با نام‌های گسل میشو شمالی، گسل میشو جنوبی و گسل تسوج، منطقه را به صورت هورست یا فرازمین بالا آورده‌اند. بدین گونه هورست آنتی‌کلینوریم میشو تکوین یافته است. کوهستان میشو بین دو گسل اصلی یعنی گسل شمالی میشو و جنوبی میشو قرار گرفته است. هسته اصلی این کوهستان را سازندهای پرکامبرین تشکیل داده که عمدتاً از جنس ریولیت است. در امتداد این دو گسل، توده میشو به صورت هورست ظاهر شده است. این دو گسل همراه با شاخه‌های فرعی خود، تأثیر مهمی در مورفولوژی منطقه دارد. سازوکار کلی این گسل‌ها به صورت راستگرد همراه با مؤلفه راندگی است. در دامنه‌های جنوبی میشو، علاوه بر گسل جنوبی میشو، گسل‌های فعال دیگری نیز وجود دارد که با توجه به شواهد مورفوتکتونیک، در حال حاضر فعال است و بیشترین تأثیر را در مورفولوژی دامنه‌های جنوبی میشو گذاشته است. از جمله این گسل‌ها، گسل شبستر است دارای مؤلفه‌های امتدادلغز و راندگی (شکل ۲). با توجه به شواهد موجود، این گسل طی کواترنر فعال بوده و موجب بالاآمدگی رسوبات میوسن، پلیو-کواترنر، همچنین رسوبات مخروط‌افکنه‌ای شده است. به نظر می‌رسد این گسل‌ها طی فعالیت خود از پالئوزوئیک تا میوسن و عصر حاضر، منطقه چین‌خورده میشو را به صورت فرازمین بالا آورده و این امر موجب تأمین رسوبات محیط‌های اطراف شده است. دامنه‌های جنوبی میشو داغ (منطقه مطالعاتی در این مقاله)، به ترتیب از بالادست به سمت دشت‌های اطراف، به وسیله سازندهای کرتاسه (شیل‌های سبز رنگ، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک) به عمق تقریبی ۱۵۰۰ متر، سازندهای دوره میوسن (کنگومرای متراکم روشن با عمق تقریبی ۱۳۰۰ متر، مارن خاکستری دارای گچ همراه با ماسه‌سنگ آهکی و سیلت، رس با میان‌لايه‌های ضخیم ماسه‌سنگی با عمق ۱۱۰۰ متر) و سازندهای پلیو-کواترنر (شامل کنگومرای پلیستوسن و سطوح مختلف مخروط‌افکنه‌ای) مشخص می‌شود. عمده بررسی‌های صورت‌گرفته در این مقاله، تکتونیک فعال و شواهد آن در این بخش از منطقه استوار است.

بخش‌های زیادی از کوهپایه‌های جنوبی میشو، پوشیده از سطوح مخروط‌افکنه‌های کواترنر است که اغلب متروک مانده و آبراهه‌ها حفر کرده است. با وجود این، به نظر می‌رسد الگوی حفر سطوح مخروط‌افکنه‌ای به طور محلی با جابه‌جایی گسل‌ها کنترل می‌شود. گرچه معمولاً توالی مخروط‌افکنه‌ها تحت تأثیر تغییرات اقلیمی نیز صورت می‌پذیرد. وجود داده‌های سن‌سنجی اطلاعات دقیق‌تری در این مورد ارائه می‌دهد. ولی به‌طور کلی داده‌های سن‌سنجی اندکی در ارتباط با رسوبگذاری مخروط‌افکنه‌ها در ایران و منطقه مورد مطالعه وجود دارد.

## زمین‌ساخت

تکتونیک فعال ایران وابسته به جابه‌جایی شمالی صفحه عربی و برخورد آن با صفحه اوراسیاست. در امتداد نصف‌النهار ۴۵ درجه شرقی (منطقه مورد مطالعه)، میزان کوتاه‌شدگی تکتونیکی در امتداد شمالی-جنوبی، حدود  $14/3 \text{ mm/yr}^{-1}$  است (ورنانت، ۲۰۰۴). این مقدار در امتداد نصف‌النهار ۵۶ درجه شرقی به  $24 \text{ mm/yr}^{-1}$  افزایش پیدا می‌کند (ورنانت، ۲۰۰۴؛ مک‌کلاستی و همکاران، ۲۰۰۳؛ سلا و همکاران، ۲۰۰۲). زمین‌لرزه‌های متعددی (تاریخی و دستگاهی) در منطقه مورد مطالعه و اطراف آن، به‌ویژه در امتداد گسل تبریز، روی داده است که بیانگر فعالیت گسل‌های منطقه و تکتونیک فعال آن است (شکل ۲). بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی نشان می‌دهد که در سال‌های قبل از ۱۹۰۰ میلادی، روی گسل‌های جنوبی و شمالی میشو، زمین‌لرزه‌های متعددی حتی با بزرگای احتمالی ۵ الی ۷ ریشتر روی داده است (آمبراسیس و ملویل، ۱۹۸۲). در این زمینه می‌توان به زمین‌لرزه‌های سال‌های ۸۵۸، ۱۰۴۱ میلادی با ۵۰۰۰۰ نفر کشته، ۱۳۰۴ میلادی، ۱۷۸۰ میلادی با ۲۰۰۰۰۰ نفر کشته، ۱۸۷۰ و ۱۹۰۰ میلادی تبریز و اطراف آن اشاره کرد. مطابق بررسی‌ها، اکثر زمین‌لرزه‌های این منطقه دارای عمق کانونی کمتر از ۳۳ کیلومتر و بزرگای بین ۱ الی ۵ ریشتر بوده است (مگی و همکاران، ۲۰۰۲). وقوع این زمین‌لرزه‌ها بیانگر فعال بودن این منطقه به لحاظ تکتونیکی است.



شکل ۲. نقشه تکتونیکی و لیتولوژی منطقه مورد مطالعه. راندگی‌های جنوبی میشو و شبستر با مؤلفه راستگرد، در جهت شرقی-غربی قرار گرفته است. این گسل‌ها در واقع شاخه‌ای از گسل تبریز است. این راندگی‌های اصلی به همراه سایر گسل‌های منطقه، طی کواترنر فعال بوده و موجب بالآمدگی رسوبات مخروط‌افکنه‌ای در دامنه‌های جنوبی کوهستان میشو شده است. شکل گوشه سمت راست نشان‌دهنده کانون‌های زمین‌لرزه‌های اتفاق افتاده در منطقه مورد مطالعه است.



به نظر می‌رسد که فعالیت‌های اخیر گسل‌های منطقه به صورت دوره‌ای بوده است. به این صورت که از سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۰۱ تعداد زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده بیشتر از ۵۰ مورد در سال بوده و از سال ۲۰۰۱ تا ۲۰۰۴ این میزان به کمتر از ۱۵ مورد در سال رسیده است. از سال ۲۰۰۵ به بعد دوباره تعداد وقوع زمین‌لرزه‌ها افزایش یافته است (رجبی و آقاجانی، ۱۳۸۹). زمین‌لرزه‌های دستگاهی نیز بیانگر فعالیت گسل‌های منطقه طی سال‌های اخیر است. اغلب این زمین‌لرزه‌ها در امتداد گسل‌های شبستر، تسوج و گسل شمالی و جنوبی میشو روی داده است (جدول ۱). باید به این نکته توجه کرد که تعداد زمین‌لرزه‌های ثبت‌شده بسیار زیاد است که در جدول ۱، نمونه‌هایی از آن ذکر شده است. به طور متوسط از سال ۱۹۹۵ تا ۲۰۱۲ سالانه در حدود ۶۳ زمین‌لرزه در امتداد گسل‌های منطقه ثبت شده است.

جدول ۱. زمین‌لرزه‌های دستگاهی ثبت‌شده در محدوده مورد مطالعه (منبع: مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران)

ردیف	مرکز وقوع	تاریخ	بزرگا (mb)	ردیف	مرکز وقوع	تاریخ	بزرگا (mb)
۱	تسوج	۱۳۹۲/۱/۲۹	۵/۲	۱۰	شبستر	۱۳۸۹/۶/۳	۲/۷
۲	شبستر	۱۳۹۱/۲/۶	۲/۹	۱۱	مرند	۱۳۸۸/۴/۱۶	۳/۵
۳	مرند	۱۳۹۱/۲/۱۰	۳/۲	۱۲	تسوج	۱۳۸۸/۳/۴	۳/۷
۴	شبستر	۱۳۹۰/۳/۲۵	۲/۵	۱۳	تسوج	۱۳۸۷/۳/۴	۳/۷
۵	چهرگان	۱۳۹۰/۲/۸	۳	۱۴	دیزج دیز	۱۳۸۶/۱۱/۲۷	۴/۲
۶	تسوج	۱۳۸۹/۱۲/۱۱	۳	۱۵	کشکسرای	۱۳۸۳/۶/۱۵	۳/۹
۷	شبستر	۱۳۸۹/۱۱/۱۱	۲/۵	۱۶	تسوج	۱۳۸۱/۳/۱۹	۳/۸
۸	شبستر	۱۳۸۹/۱۱/۱۰	۲/۷	۱۷	تسوج	۱۳۸۰/۱۲/۱۴	۳/۸
۹	مرند	۱۳۸۹/۹/۲۸	۳/۶	۱۸			

در محدوده مورد مطالعه گسل‌های فعال متعددی وجود دارد که راندگی جنوبی میشو، همچنین گسل شبستر جزو مهم‌ترین آن‌هاست. این گسل‌ها، به‌ویژه گسل جنوبی میشو، شاخه‌ای از گسل تبریز به شمار می‌رود. این گسل با طول تقریبی ۳۳/۵ کیلومتر در جهت شرقی-غربی کشیده شده است. طبق فرمول‌های تجربی، بزرگای محاسبه‌شده برای زمین‌لرزه‌های ایجاد شده بر اثر راندگی جنوبی میشو ۶/۴ ریشتر و برای راندگی شبستر ۶/۲ ریشتر برآورد شده است. تمامی این شواهد دستگاهی، بیانگر فعالیت منطقه به لحاظ تکتونیکی است (رجبی و آقاجانی، ۱۳۸۹).

وجود نمایی‌گردان حداکثر آبراهه‌ها در ارتفاعات پایین این منطقه، به احتمال زیاد مربوط به حرکت گسل‌های جوان یا قدیمی فعال شده در کوهپایه‌هاست. همچنین، بالآمدگی منحنی نظری در ارتفاعات پایین دست یا جبهه کوهستان متأثر از تکتونیک است (رضایی‌مقدم، ۱۳۹۲، ۱۵۶). ضمن اینکه در این مقاله سعی شده است شواهد مورفولوژیکی تکتونیکی فعال این گسل‌ها از طریق دورسنجی، همچنین مطالعات میدانی به طور دقیق شناسایی و بررسی شود.



## شواهد تکتونیک فعال

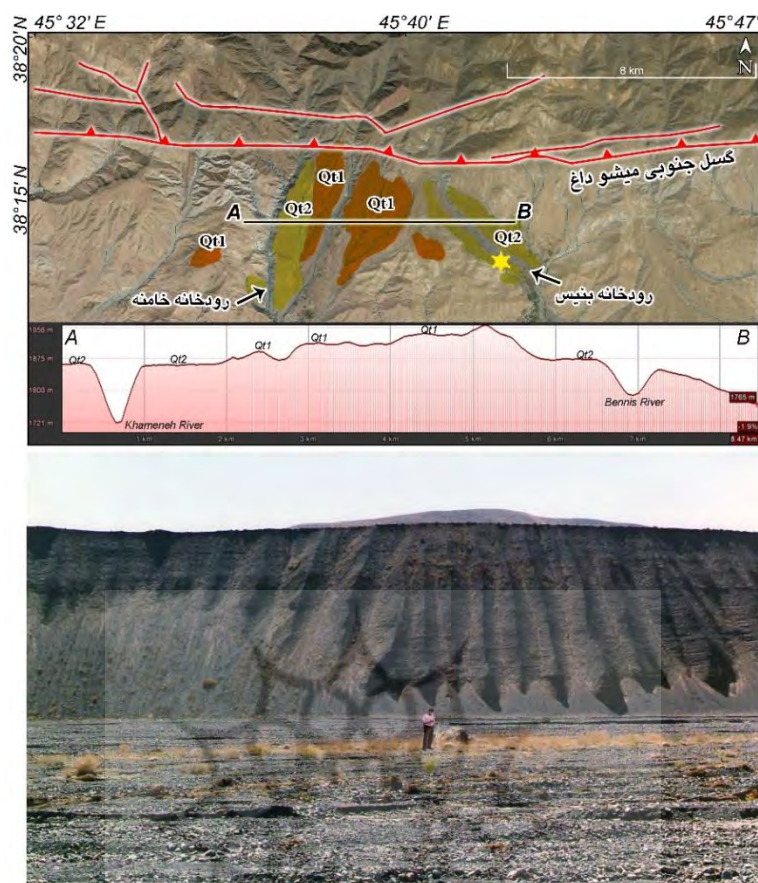
### گسل جنوبی میشو

دامنه جنوبی میشو از نظر زمین‌شناسی پیچیدگی زیادی دارد. همترازی رسوبات پرکامبرین تا کواترنر با نبوده‌های متعددی مشخص می‌شود که بیان‌کننده تأثیر رخدادهای مهم تکتونیکی در ناحیه است. بدین لحاظ، تنوع سنگ‌شناسی کاملاً مشهود است (رضایی‌مقدم، ۱۳۹۲: ۱۴۴). از طرف دیگر، مجموع گسل‌های بخش جنوبی کوهستان میشو را می‌توان به لحاظ وجود شواهد مورفولوژیکی به دو دسته تقسیم کرد؛ گسل‌هایی که در داخل کوهستان یا جبهه آن قرار دارند و شواهد مورفوتکتونیکی کمتری از خود بر جای گذاشته‌اند، مانند گسل جنوبی میشو؛ و دسته دوم، گسل‌های فعالی که بر رسوبات کواترنر اثر می‌گذارد و شواهد آن‌ها را می‌توان از طریق نقشه‌ها و تصاویر ماهواره‌ای شناسایی کرد.

گسل جنوبی میشو با طول تقریبی ۳۳/۵ کیلومتر در جبهه جنوبی کوهستان میشو واقع شده است. این گسل از نصف‌النهار روستای حیدرآباد واقع در شمال دریاچه ارومیه شروع می‌شود و به سمت شرق تا شمال شرق صوفیان ادامه می‌یابد (شکل ۲). جابه‌جایی گسل جنوبی میشو موجب شده تا سازندهای مختلف با سن‌های مختلف در کنار هم قرارگیرد. در بخش غربی منطقه مورد مطالعه، شیل‌های سبزرنگ، ماسه‌سنگ و لایه‌های آهکی کرتاسه در مقابل شیل‌های میکادار و شیست‌های سبز دگرگونی پرکامبرین قرار گرفته است. به سمت شرق و در بخش‌های انتهایی گسل میشو نیز رسوبات کواترنر کهن در مقابل آهک‌های کرتاسه قرار گرفته است (شکل ۲).

عملکرد گسل جنوبی میشو همراه با فعالیت سایر گسل‌های منطقه، اشکال خاصی به وجود آورده است. در بالادست رودخانه بنیس و خامنه و در نتیجه فعالیت گسل جنوبی میشو، دو سطح پادگانه‌ای کاملاً مشخص ایجاد شده است (شکل ۳). لازم به ذکر است که سطح سوم نیز که جدیدترین سطح است، در بستر سیلابی رودخانه‌های مذکور قابل مشاهده است. با نگاهی به تصاویر ماهواره‌ای مشخص می‌شود که وجود این سه سطح با سطوح سه‌گانه مخروط‌افکنه‌ها هماهنگ است.

در امتداد مقطع  $A^{\circ} B$  (شکل ۳)، بستر رودخانه خامنه و بنیس به ترتیب در ارتفاع ۱۷۲۳ و ۱۷۸۷ متری از سطح دریا قرار دارد (اندازه‌گیری با GPS دستی). ارتفاع پادگانه‌های اول (Qt1) ۱۸۹۱ تا ۱۹۱۱ متر و ارتفاع پادگانه‌های دوم (Qt2) ۱۸۶۰ تا ۱۸۷۳ متر است. چنین اختلافی شاید ناشی از عملکرد محلی گسل‌ها بوده و سبب بالآمدن بخشی از پادگانه‌ها شده است. با توجه به مورفولوژی سطح پادگانه‌ها و بافت رسوبات آن می‌توان به تفاوت سن نسبی آن‌ها پی برد. پادگانه‌های قدیمی‌تر دارای مورفولوژی ناهموار و معمولاً فرسایش یافته است. ضمن اینکه در اکثر قسمت‌های آن، ورنی صحرا نیز تشکیل شده است؛ در حالی که سطوح جدیدتر پادگانه‌ای مسطح است و فرایندهای فرسایشی نتوانسته تغییرات مهمی در سطح آن‌ها ایجاد کند. در واقع، چنین می‌توان عنوان کرد که فعالیت راندگی جنوبی میشو طی کواترنر سبب بالآمدن رسوبات جدید رودخانه‌ای، همچنین حفر بستر آن شده و به این صورت پادگانه‌های ابرفتی تشکیل شده است.



شکل ۳. تصویر ماهواره‌ای Quick bird از سطوح پادگانه‌ای در پایین دست گسل جنوبی میشو داغ. سه سطح پادگانه‌ای در تصویر قابل مشاهده است. امتداد راندگی میشو با جهت شرقی- غربی در مرکز تصویر دیده می‌شود. این گسل سبب شده تا سازندهای کرتاسه روی سازندهای پرکامبرین رانده شود. رسوبات رودخانه‌ای ارتفاع یافته، بستر حفر شده و در نتیجه تشکیل سطوح پادگانه‌ای متعدد را می‌توان در این بخش از منطقه شناسایی کرد. نیمرخ توپوگرافی در امتداد خط A - B در پایین تصویر ترسیم شده است. سطوح پادگانه‌های قدیمی به شدت بر اثر جریان‌های ثانویه حفر شده است، در حالی که سطوح جدیدتر پادگانه‌ها دچار فرسایش نشده است. موقعیت تصویر پایین با علامت ستاره در تصویر بالا مشخص شده است.

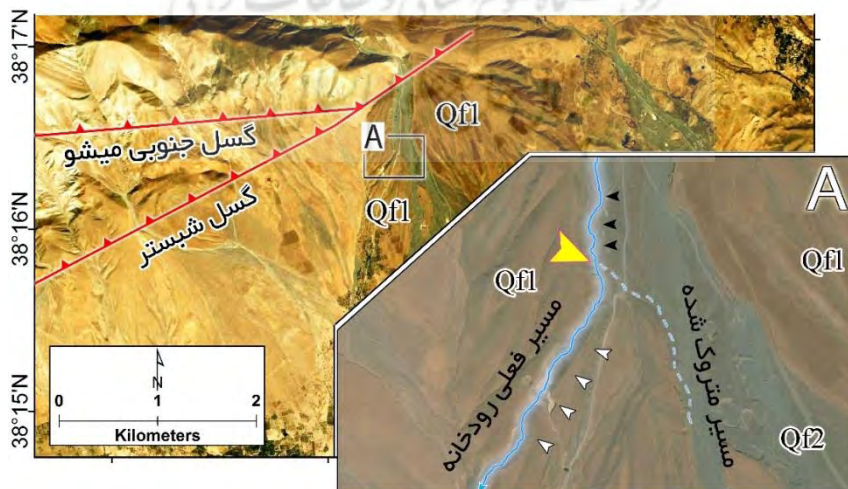
به سمت شرق و با توجه به اینکه گسل جنوبی میشو در جبهه کوهستان واقع شده است، مخروط‌افکنه‌های متعددی در پای جبهه کوهستان تشکیل شده است. در امتداد نصف النهار شهر سیس، رسوبات مخروط‌افکنه‌ای قدیمی با شیب متوسط ۱۳ درصد قرار دارد که روی شیل‌های سبزرنگ، ماسه‌سنگ و لایه‌های آهکی کرتاسه تشکیل شده است. نکته قابل تأمل در این منطقه بالآمدگی رسوبات کواترن است (شکل ۴). به این صورت که در اثر عملکرد گسل جنوبی میشو و شاخه‌های فرعی آن، سازندهای کرتاسه دچار بالآمدگی شده و در نتیجه رسوبات سطحی آن‌ها نیز (مخروط‌افکنه‌ها)، ارتفاع یافته و با گذشت زمان دچار فرسایش شده است، به نحوی که شواهد این رسوبات به صورت محلی، در سطح سازندهای کرتاسه مشهود است. این بدین معناست که گسل، بعد از تشکیل مخروط‌ها در کواترن، فعالیت داشته است.



شکل ۴. رسوبات کواترنر بالاآمده که در سطح سازندهای شیل، ماسه‌سنگ و لایه‌های آهکی کرتاسه قرار گرفته است. فعالیت گسل و بالاآمدگی سازندهای کرتاسه در بخش جنوبی گسل موجب شده تا رسوبات مخروط‌افکنه‌ای نیز ارتفاع یابد و دچار فرسایش شود. شواهد این رسوبات را می‌توان به راحتی در سطح سازندهای قدیمی ارتفاع یافته مشاهده کرد. (a) مدل سه‌بعدی و (b) تصویر تهیه‌شده در بازدید میدانی از منطقه

### مخروط‌افکنه سرکند دیزج

یکی از شواهد مشخص تکتونیک فعال در امتداد گسل جنوبی میشو، مخروط‌افکنه سرکند دیزج است. این مخروط در محل اتصال گسل جنوبی میشو و گسل شبستر تشکیل شده است. در بالادست آن رسوبات کرتاسه برونزد پیدا کرده است. اثر مهم تکتونیک در سطح این مخروط‌افکنه را می‌توان در تقطیع و در نتیجه متروک ماندن بخش‌های بالادست مخروط‌افکنه، شکل‌گیری مخروط جدید در پایین دست (سطح دوم)، حفر رأس مخروط‌افکنه قدیمی، و تغییر سطح اساس فرسایشی و تغییرات رسوبی آن مشاهده کرد. با توجه به فعالیت‌های تکتونیک، مخروط‌افکنه مذکور دارای دو سطح قدیمی مشخص است (شکل ۵).



شکل ۵. تصویر ماهواره‌ای Quickbird از مخروط‌افکنه سرکند دیزج. گسل شبستر و گسل جنوبی میشو در این بخش به همدیگر متصل می‌شود. فعالیت گسل سبب شده تا سطوح مشخصی (Qf1 & Qf2)، در سطح مخروط‌افکنه تشکیل شود. A نشان‌دهنده محل تغییر (بیکان زرد رنگ) کانال اصلی سطح مخروط‌افکنه است. مسیر متروک و قدیمی کانال با خطوط بریده مشخص شده است.



در بخش‌های بالادست مخروط‌افکنه (امتداد گسل شبستر در شکل ۵)، بین بستر کانال اصلی و رسوبات سطح اول، در حدود ۲۱ متر اختلاف ارتفاع وجود دارد. این اختلاف زیاد، ناشی از عملکرد گسل و بالآمدن بخش بالادست مخروط‌افکنه و در نتیجه حفر شدید رأس آن است.

درباره مخروط‌افکنه دیزج باید به یک نکته مهم اشاره کرد و آن هم تغییر مسیر جریان اصلی در سطح آن است (شکل A۵). جریان اصلی سطح مخروط از مسیر اصلی خود منحرف شده و در بخش غربی مخروط، سطوح قدیمی را حفر کرده است. بدین صورت می‌توان گفت که سطح اصلی مخروط‌افکنه به طور کامل متروک مانده است. بنابراین، می‌توان گفت که دینامیک مخروط‌افکنه در پایین‌دست نقطه تغییر کانال، کاملاً متحول شده است. چنین شرایطی موجب دستکاری سطح مخروط و برداشت رسوبات شن و ماسه به دست انسان شده است.

در بخش بالادست مخروط‌افکنه مذکور، رسوبات پادگانه‌ای قدیمی روی رسوبات قرمز بالایی قرار گرفته است. نکته‌ای که باید بدان توجه کرد تمایل این رسوبات در اثر فعالیت‌های تکتونیکی است. به نظر می‌رسد فعالیت گسل‌های شبستر و جنوبی میشو در این بخش از منطقه مورد مطالعه سبب شده تا سازند قرمز بالایی به همراه رسوبات سطحی خود یعنی رسوبات پادگانه‌ای قدیمی از حالت افقی خارج و کج شود (شکل ۶).

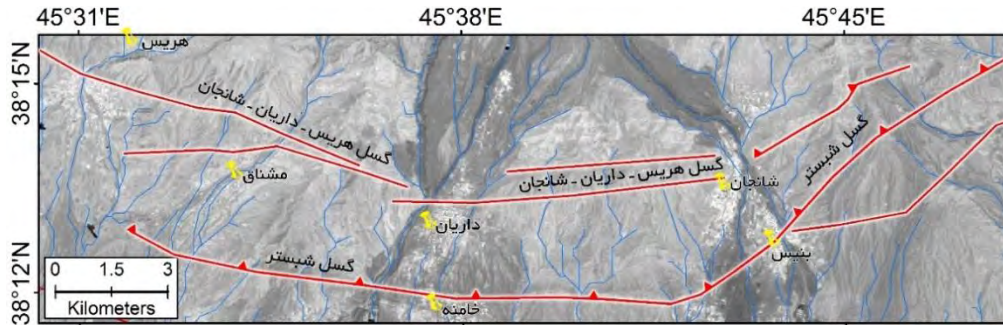


شکل ۶. تمایل رسوبات پادگانه‌ای و سازند قرمز بالایی در اثر فعالیت تکتونیکی گسل شبستر و جنوبی میشو در اطراف روستای سفید کمر

## گسل هریس - داریان - شانجان

موقعیت گسل هریس - داریان - شانجان در شکل ۷ نشان داده شده است. این خط گسلی با طول تقریبی ۱۸ کیلومتر (در منطقه مورد مطالعه)، ابتدا با جهت شمال غربی - جنوبی شرقی، سپس جهت غربی - شرقی امتداد یافته است. با توجه به شکل ۷، مشاهده می‌شود که خط گسلی مذکور به صورت دو گسل تقریباً موازی در کنار یکدیگر قرار گرفته است، ضمن اینکه در بخش شرقی منطقه، جهت و نوع این خط گسلی تغییر کرده و جهت آن شمال شرقی و نوع آن هم راندگی شده

است. فعالیت خط گسلی هریس - داریان - شانجان سبب ارتفاع یافتن سازند کنگلومرای میوسن شده است. سازند مذکور موازی با جبهه کوهستان و گسل‌های منطقه برونزد یافته ولی در برخی قسمت‌ها با رسوبات کواترنر مدفون شده است.

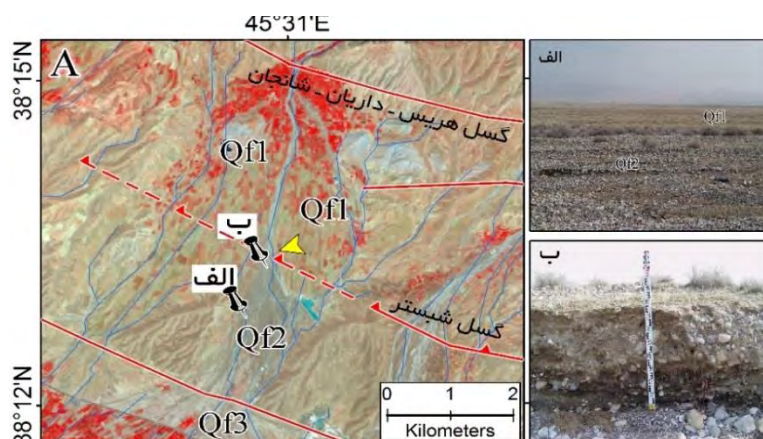


شکل ۷. تصویر ماهواره‌ای SPOT از سیستم گسلی هریس - داریان - شانجان. از نصف‌النهار شانجان به بعد گسل مذکور به راندگی با شیب شمالی تبدیل می‌شود.

شواهد زمین‌ساختی این گسل را می‌توان در تشکیل مخروط‌افکنه‌ها و تقطیع آن‌ها، عدم تطابق رأس توپوگرافیکی با رأس هیدرولوژیکی مخروط‌افکنه، جابه‌جایی شبکه آبراهه و حفر بستر آن، تشکیل پرتگاه خط گسلی و پادگانه‌های مرتفع آبرفتی مشاهده کرد. در بخش غربی گسل فوق، مخروط‌افکنه هریس تشکیل شده است. در اینجا نیز سه سطح قدیمی و جدید را می‌توان مشاهده کرد. البته، باید اشاره کرد که در تشکیل این سطوح و متروک ماندن آن، گسل شبستر نیز نقش داشته است. لیکن عامل اصلی تشکیل آن فعالیت خط گسلی هریس - داریان - شانجان بوده است.

همان‌طور که گفتیم، می‌توان سه سطح مشخص را در مخروط‌افکنه هریس مشاهده کرد (شکل ۸). سطح اول این مخروط در پای خط گسلی هریس تشکیل شده است. با توجه به مشاهدات میدانی، همچنین تصاویر ماهواره‌ای، این سطح قدیمی کاملاً متروک شده است، چرا که سطح آن زیرکشت رفته و رسوبات آن به ثبات رسیده است. در واقع، محل رسوبگذاری مخروط‌افکنه تغییر کرده است. رسوبگذاری سطح دوم، در امتداد گسل شبستر صورت گرفت است و جابه‌جایی و فعالیت این گسل موجب تشکیل سطح دوم شده است. بررسی‌های میدانی نشان داد که این سطح هنوز به طور کامل متروک نشده و شواهد رسوبات جدید آن قابل مشاهده است (شکل ۸ الف). رسوبات آن بسیار جوان است و طبق مطالعات، به نظر می‌رسد به هنگام وقوع سیلاب‌های شدید، این سطح فعال می‌شود.

آبراهه اصلی مخروط، سطح دوم مخروط‌افکنه هریس را بریده و به عمق برده است. این پدیده موجب تشکیل سطح سوم در پایین دست می‌شود. البته، اشاره شد که این میزان حفر زیاد نیست و به نظر می‌رسد سطح سوم در حال تشکیل است. شبکه آبراهه‌ای در برخی بخش‌ها توانسته است رسوبات سطح دوم را به عمق ۸۰ سانتی‌متر حفر کند و به این صورت محل رسوبگذاری به سمت پایین دست مخروط‌افکنه جابه‌جا شده است (شکل ۸ ب).



شکل ۸. A) تصویر ماهواره‌ای SPOT مخروط‌افکنه هریس. سطوح مختلف مخروط‌افکنه در تصویر مشخص شده است. رأس هیدرولوژیکی مخروط‌افکنه با علامت پیکان زرد رنگ مشخص است. الف عکس سطوح غیرفعال (Qf1)، فعال (Qf2) و سطح جدیدتر (Qf3) را نشان می‌دهد. حفر بستر کانال در سطح مخروط در شکل ب نشان داده شده است. موقعیت عکس‌های الف و ب روی تصویر ماهواره‌ای مشخص شده است.

حرکت راستگرد گسل هریس - داریان - شانجان از امتداد نصف‌النهار داریان به سمت شرق سبب‌شده تا شبکه آبراهه در جهت پایین‌دست دامنه از مسیر خود منحرف شود. آثار و شواهد این فرایند نیز به خوبی حفظ شده است. شکل ۱۰A بخشی از سیستم گسلی مذکور را نشان می‌دهد که موجب حفر رسوبات کواترنری، همچنین بالآمدن کنگلومرای میوسن شده است. از آنجا که در این بخش گسل هریس - داریان - شانجان به صورت دو گسل موازی در کنار هم قرار دارد، سیستم کوچک فشار به بالا ایجاد کرده است که این خود موجب بالآمدن رسوبات میوسن می‌شود (هولینسورث، ۲۰۱۰). میزان بالآمدن رسوبات کنگلومرای میوسن در بین این دو گسل موازی در حدود ۶۵ متر است. شکل ۱۰e نیمرخ توپوگرافی خط عمود بر دو گسل موازی مذکور را نشان می‌دهد. موقعیت ترسیم نیمرخ در شکل ۱۰A نشان داده شده است. شیب گسل جنوبی کمتر از گسل شمالی است. با وجود این، فعالیت فشار به بالای این دو گسل موازی موجب ایجاد اختلاف ارتفاعی ۶۵ متری شده است. با توجه به شیب ساختمانی گسل، به نظر می‌رسد هر تغییری در آن، رسوبات سطحی را نیز متأثر خواهد کرد.

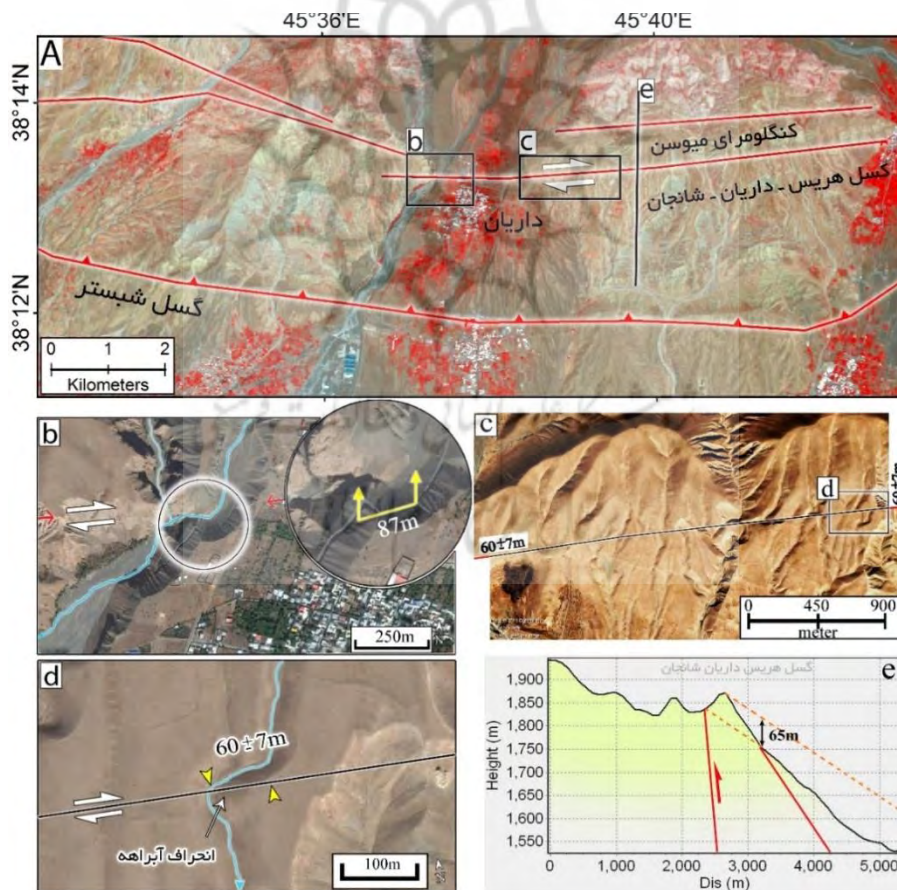
جزئیات موجود در شکل ۱۰، نحوه عملکرد امتدادلغزی گسل، همچنین انحراف شبکه آبراهه را نشان می‌دهد. یک سری از شبکه‌های آبراهه‌ای که در سطوح بالآمده کنگلومرای پلیوسن تشکیل شده است، در امتداد گسل هریس - داریان - شانجان در حدود ۶۰ م ۷ جابه‌جایی راستگرد دارد (شکل ۱۰c). میزان جابه‌جایی افقی این آبراهه‌ها با استفاده از تصاویر Quickbird و پیمایش‌های میدانی اندازه‌گیری شده است. شکل ۱۰d یک نمونه از آبراهه‌ای منحرف‌شده را با دقت بالا نشان می‌دهد. این آبراهه در سطح رسوبات میوسن جاری است و همان‌طور که مشاهده می‌شود در حدود ۶۰ م ۷ جابه‌جایی امتدادی دارد.

شواهد جابه‌جایی راستگرد گسل هریس - داریان در بخش شمال غربی شهر داریان به خوبی مشهود است. در این بخش از گسل، جریان اصلی رودخانه در حدود ۸۷ متر جابه‌جایی امتدادی دارد (شکل ۱۰b). این شکل جزئیات جابه‌جایی رودخانه اصلی را نشان می‌دهد. میزان جابه‌جایی رودخانه اصلی نسبت به سایر آبراهه‌های کوچک‌تر، بالاست. علاوه بر، جابه‌جایی امتدادی، رودخانه در این بخش بستر خود را به شدت حفر کرده است. میزان حفر بستر از کناره آن اندازه‌گیری و ۴۵ متر ثبت شد (شکل ۹).





شکل ۹. تراس آبرفتی در شرق داریان و در امتداد گسل هریس - داریان - شانجان. ارتفاع پادگانه از بستر اصلی رودخانه در حدود ۴۵ متر است.



شکل ۱۰. (A) تصویر ماهواره‌ای SPOT گسل‌های موازی هریس - داریان - شانجان. جهت این گسل‌ها در غرب منطقه، شمال غربی - جنوبی شرقی است. سپس جهت آن تغییر کرده و غربی - شرقی شده است. (b) تصویر Quickbird از جابه‌جایی راستگرد رودخانه اصلی در شمال غرب شهر داریان. میزان جابه‌جایی در حدود ۸۷ متر است. در این بخش عمق کانال اصلی ۴۵ متر است. (c) تصویر بازسازی شده از جابه‌جایی افقی ۶۷ متری آبراهه‌ها. (e) نیمرخ توپوگرافی در امتداد خط e و نشان‌دهنده بالآمدگی رسوبات میوسن



حفر بستر سبب شده تا رسوبات مخروطافکنه‌ای واقع در بخش شرقی آن، متروک و شهر داریان در سطح آن ایجاد شود. در واقع، می‌توان گفت که انحراف میسر رودخانه اصلی موجب متروک شدن مخروطافکنه و شکل‌گیری سطح جدیدی در پایین دست آن شده است.

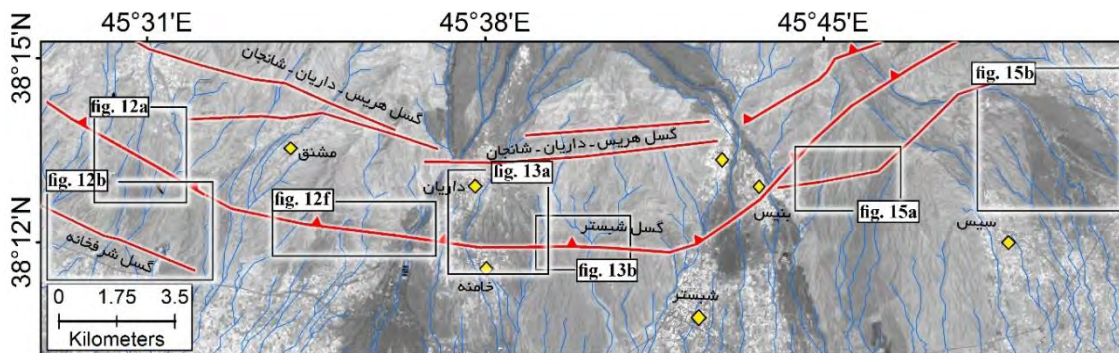
### گسل شبستر

این گسل که طولی در حدود ۳۵ کیلومتر دارد در جنوب گسل جنوبی میشو واقع است و از حد فاصل میان شهرهای داریان و خامنه می‌گذرد و شهر بنیس روی آن قرار گرفته است (شکل ۱۱). سازوکار این گسل، راستگرد با مؤلفه حرکتی معکوس است. فعالیت لرزه‌ای این گسل از گسل‌های شمالی و جنوبی میشو کمتر است. گسل شبستر را می‌توان به سه بخش تقسیم کرد؛ بخش غربی که از حوالی روستای تیل شروع می‌شود، دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی است. بخش مرکزی با امتداد غربی - شرقی بین نصف‌النهارهای کوزه کنان و شبستر قرار گرفته و قطعه شرقی آن با امتداد جنوب غربی - شمال شرقی امتداد یافته است. نکته قابل توجه این است که در از روستای بنیس به سمت شرق، این گسل به دو شاخه تقسیم می‌شود. در ادامه شواهد مورفولوژیکی فعالیت آن آمده است.

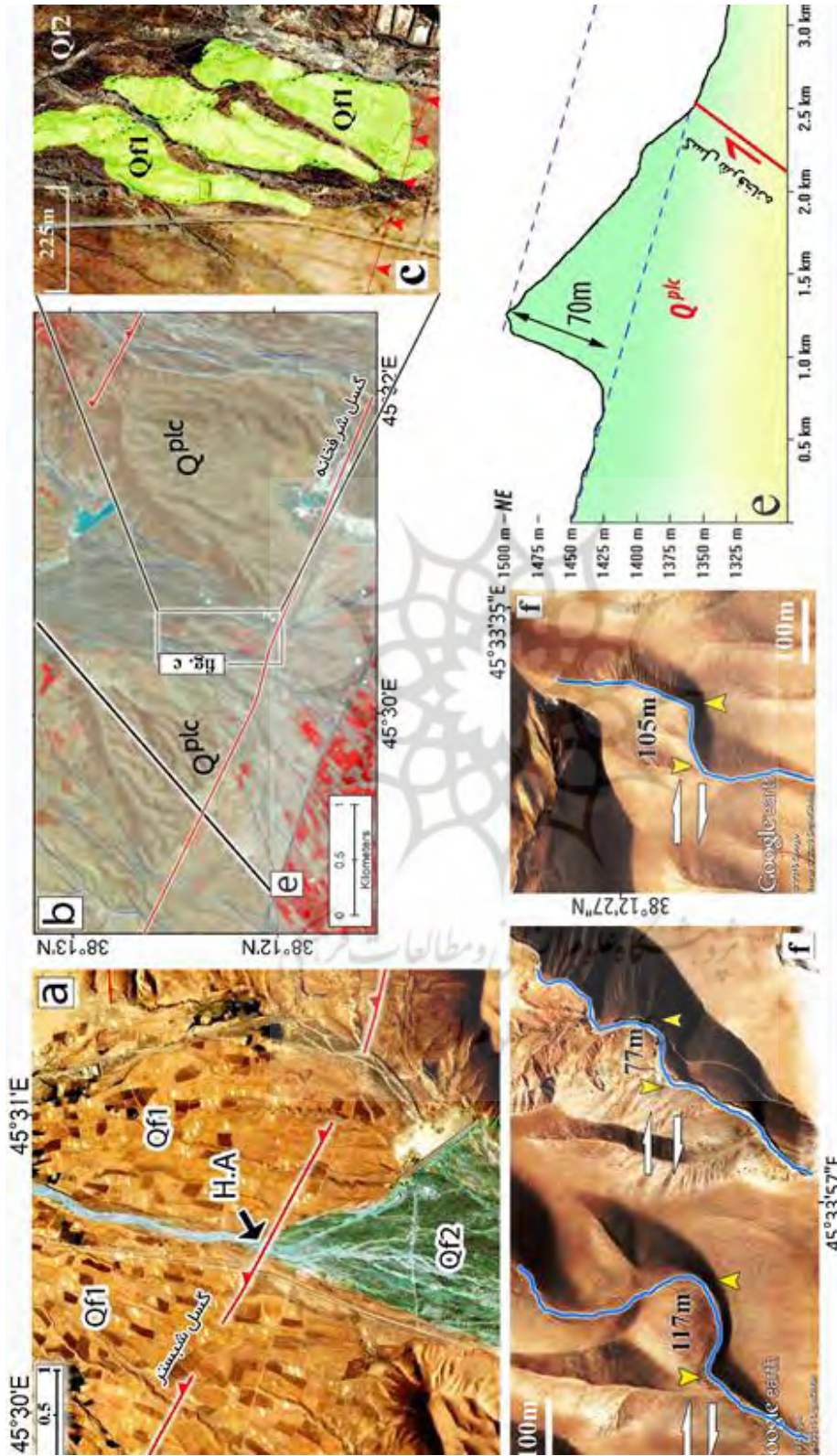
### مخروطافکنه هریس و گسل شبستر

مهم‌ترین شاهد مورفوتکتونیک قطعه غربی گسل شبستر را می‌توان در سطح مخروطافکنه هریس مشاهده کرد. فعالیت کواترنر گسل مذکور در سطح این مخروطافکنه سبب جابه‌جایی محل رسوبگذاری آن شده است. به عبارت دیگر، رأس هیدرولوژیکی مخروط از رأس توپوگرافیکی آن تبعیت نمی‌کند (شکل ۱۲a). این امر موجب شده تا سطح مخروطافکنه تقطیع شود و سطوح مختلفی شکل می‌گیرد. در واقع، می‌توان گفت مخروطافکنه هریس با سه گسل در رأس، وسط و پایین دست متأثر شده است که گسل شبستر بخش مرکزی آن را تحت تأثیر قرار داده است.

موازی با گسل شبستر و در بخش جنوبی آن، گسل شرفخانه با جهت غربی - شرقی امتداد یافته است. این گسل واحدهای کواترنر شمالی را برش داده و سبب بالآمدن بخش‌های شمالی خود نسبت به بخش‌های جنوبی شده است.



شکل ۱۱. مورفوتکتونیک گسل شبستر



شکل ۱۲. شواهد تکونیکی فعال در امتداد گسل شبستر. (a) حفر بستر رودخانه اصلی و تقطیع مخروط‌افکنه هریس و تشکیل مخروط جدیدتر در پایین‌دست گسل شبستر. (b) تصویر سنجنده SPOT از فعالیت گسل شرفخانه که موجب بالآمدن رسوبات پلیوکواترنر در حدود ۷۰ متر شده است. این رسوبات از نوع کنگلومرا و شدیداً دچار فرسایش است. (c) تصویر Quickbird از تأثیر گسل شرفخانه بر بالآمدگی رسوبات قدیمی مخروط‌افکنه‌ای. این رسوبات در بین رسوبات جدیدتر بروز کرده و با رنگ روشن مشخص شده است. (d) حرکت راست‌گرد گسل شبستر. جابه‌جایی امتدادی گسل سبب انحراف جریانات سطحی شده است. میزان جابه‌جایی این گسل به طور متوسط در حدود ۱۰۰ متر اندازه‌گیری شده است. (e) نیمرخ توپوگرافی در امتداد رسوبات بالآمده پلیوکواترنر و گسل شرفخانه. موقعیت ترسیم نیمرخ در شکل b نشان داده شده است. موقعیت تمامی شکل‌ها در شکل ۱۱ نشان داده شده است.

این گسل نسبت به گسل شبستر به حالت پلکانی چپ‌گرد قرار گرفته است. آبراهه جابه‌جاشده در طول این گسل نشان از وجود مؤلفه افقی امتدادلغز راست‌گرد این گسل دارد. کمترین میزان جابه‌جایی افقی دیده‌شده در طول بخش گسلی شرفخانه بر پایه آبراهه جابه‌جاشده در رسوبات کواترنری  $9 \pm 0/5$  متر است. شواهد ریخت‌زمین‌ساختی سازوکار امتدادلغز راست‌گرد و وارون با شیب صفحه به سمت شمال را برای بخش گسلی شرفخانه معرفی می‌کند (قهرمانی، ۱۳۹۳: ۱۵۶).

مهم‌ترین شاهد مورفوتکتونیک این گسل در منطقه مورد مطالعه به دو شکل ظاهر شده است. اول اینکه فعالیت کواترنر گسل مذکور سبب بالآمدگی (در حدود ۷۰ متر) و چین‌خوردگی بسیار ضعیف در رسوبات کنگلومرای نیمه‌متراکم پلیوکواترنر شده است (شکل ۱۲b). این بالآمدگی به صورت تپه‌های کنار هم در بخش شمالی گسل شرفخانه قرار گرفته است. شاهد دیگر، فعالیت این گسل، بالآمدگی و برونزد رسوبات قدیمی مخروط‌افکنه‌ای (Qf1) در بین رسوبات جدیدتر (Qf2) است. البته، باید اشاره کرد که میزان بالآمدگی بسیار ناچیز است و با بررسی‌های میدانی و تصاویر ماهواره‌ای با وضوح بسیار بالا قابل شناسایی است (شکل ۱۲c).

همان‌طور که گفتیم، گسل شبستر دارای حرکت امتدادلغز راست‌گرد است. شواهد این جابه‌جایی در شکل ۱۲f نشان داده شده است. متوسط جابه‌جایی راست‌گرد گسل شبستر در امتداد نصف‌النهارهای خامنه و مشنق حدود ۱۰۵ متر است. در بیشتر این محدوده رسوبات کنگلومرای میوسن با گسل شبستر برش خورده و آبراهه‌های سطحی آن جابه‌جا شده است.

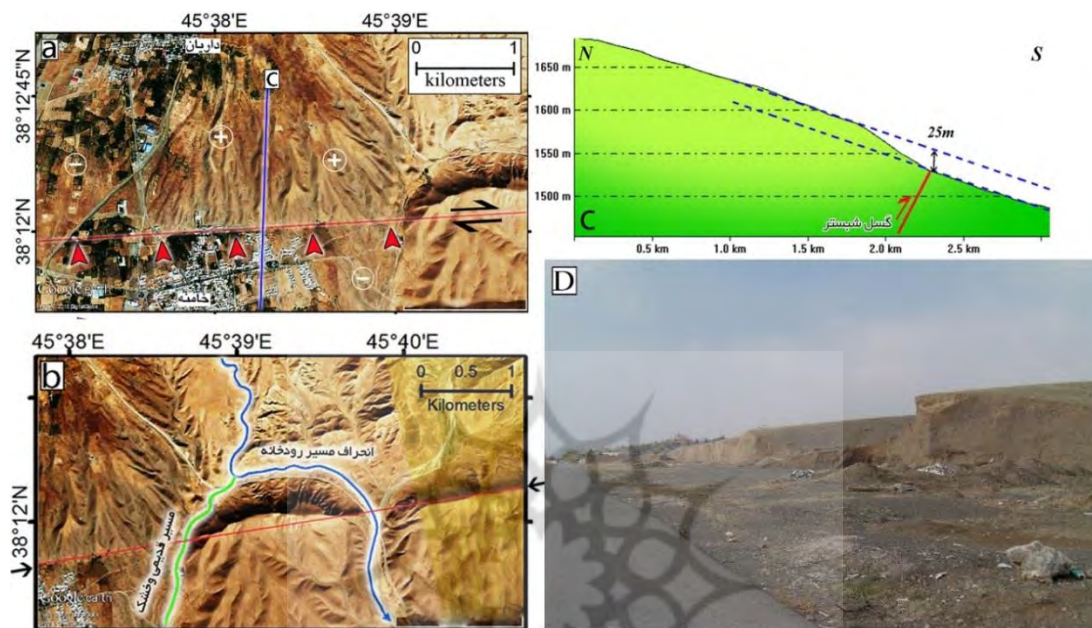
### مخروط‌افکنه داریان و گسل شبستر

در شمال شهر خامنه و جنوب داریان، فعالیت گسل شبستر نمود بیشتری پیدا کرده است. این محدوده محل تشکیل و تحول مخروط‌افکنه داریان (یا خامنه) است. سه شاهد عمده و اساسی در این بخش وجود دارد: حفر بستر جریان اصلی مخروط و تغییر محل رسوبگذاری، بالآمدن رسوبات مخروط‌افکنه‌ای و در نهایت تشکیل پشته‌های مسدودکننده و پدیده انحراف رودخانه اصلی.

مخروط‌افکنه داریان (یا خامنه) مخروط نسبتاً بزرگی است که در پای گسل جنوبی میشو تشکیل شده و به طول ۱۵ کیلومتر امتداد یافته است. با توجه به اینکه گسل‌های مختلفی آن را متأثر ساخته است، شرایط پیچیده‌ای دارد. بالادست مخروط‌افکنه بالا آمده و تراس‌هایی در آن ایجاد شده است (شکل ۳). پس از این مرحله، رأس مخروط‌افکنه به غرب داریان منتقل و رسوبگذاری صورت گرفته است که پیامد آن گسترش مخروط‌افکنه است. پس از توسعه مخروط یا هم‌زمان با آن، گسل شبستر در بخش‌های میانی مخروط‌افکنه فعالیت کرده و سبب بالآمدن سطوح میانی مخروط شده است. این امر موجب انحراف و حفر بستر مخروط‌افکنه (در حدود ۲۳ متر)، همچنین تشکیل پرتگاه گسلی در رسوبات مخروط‌افکنه‌ای شده است (شکل ۱۳a). فعالیت این گسل سبب تشکیل مخروط‌افکنه جدید کوزه‌کنان شده است. رأس این مخروط‌افکنه در حال حاضر در غرب شهر خامنه و دقیقاً در پایین‌دست گسل جوان و فعال شبستر قرار دارد. لوگ‌های ۱۴۰ متری موجود در امتداد این مخروط‌افکنه اطلاعات خوبی در اختیار قرار می‌دهد. در مجموع، با بررسی لوگ‌ها آشکار می‌شود که شکل عمومی مخروط‌افکنه کوزه‌کنان از نوع عدسی‌شکل متمایل به تیغه‌ای، دارای تراکم در پایین‌دست است. هر دو شکل یادشده فعال‌بودن تکتونیک و بالآمدگی کوهستان را تأیید می‌کند.



با توجه به شکل ۱۳a، مشاهده می‌شود که گسل شبستر موجب بالآمدن رسوبات شمالی مخروط‌افکنه در حدود ۲۵ متر شده است. بخش‌های بالآمده در شکل با علامت مثبت نشان داده شده است. شواهد نشان می‌دهد که این بخش از گسل علاوه بر حرکات امتدادی و عمودی، حرکت الکلنگی نیز داشته است. حرکت راستگرد آن نیز موجب جابه‌جایی آبراهه‌های سطحی شده است؛ ضمن اینکه بالآمدگی رسوبات سبب شروع فرایندهای فرسایشی شده است.



شکل ۱۳. (a) تصویر ماهواره‌ای Quickbird از بالآمدگی رسوبات مخروط‌افکنه‌ای در اثر فعالیت گسل شبستر. پرتگاه گسلی به ارتفاع ۲۵ متر در شمال شهر خامنه تشکیل شده است. بخش‌های بالآمده با علامت مثبت نشان داده شده است. (c) نیمرخ توپوگرافی پرتگاه گسلی مذکور. موقعیت نیمرخ در شکل a با خط آبی نشان داده شده است. (b) انحراف مسیر رودخانه در اثر فعالیت گسل شبستر و متروک ماندن مسیر قدیمی آن. امتداد گسل به وسیله دو پیکان در طرفین شکل نشان داده شده است. (d) پرتگاه گسل شبستر در شمال شهر خامنه

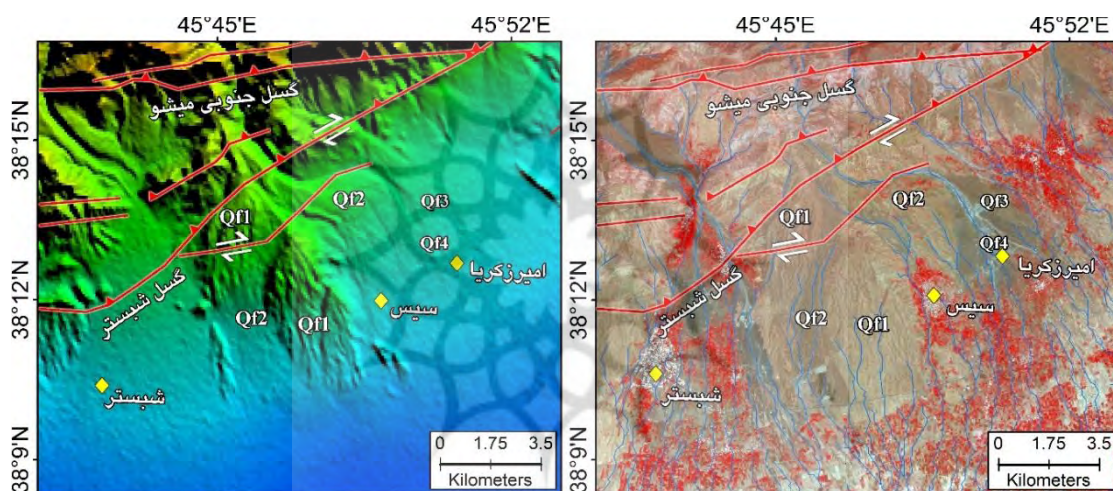
به سمت شرق و خارج از محدوده مخروط‌افکنه، فعالیت گسل شبستر موجب بالآمدگی رسوبات میوسن و تشکیل پرتگاه گسلی مشخصی در آن‌ها شده است. این میزان بالآمدگی (در حدود ۶۲ متر)، موجب شده تا رودخانه جاری در شمال آن، مسیر خود را تغییر دهد و در مسیر جدیدی جاری شود. شواهد آن در شکل ۱۳b مشاهده می‌شود. مسیر جریان اصلی در حدود ۱۱۰۰ متر به سمت شرق انحراف یافته است. در این شکل خط آبی نشان‌دهنده مسیر فعلی رودخانه و خط سبز بیانگر مسیر قدیمی و متروک رودخانه است.

### مخروط‌افکنه سیس

مخروط‌افکنه سیس با طول بیش از ۱۴ کیلومتر و عرض ۱۰ کیلومتر بزرگ‌ترین مخروط منطقه مورد مطالعه است. این مخروط در شرق شبستر و بنیس واقع شده است (شکل ۱۱). شاید بتوان گفت که شدیدترین تغییرات تکتونیکی را متحمل شده و شواهد این تغییرات را به راحتی می‌توان در سطح آن شناسایی کرد. این مخروط‌افکنه متأثر از گسل شبستر و شاخه‌ای فرعی از آن قرار گرفته است. فعالیت این گسل‌ها سبب تقطیع شدید مخروط‌افکنه، جابه‌جایی محل رسوبگذاری آن و انحراف شبکه آبراهه سطحی آن شده است.

شواهد فعالیت این گسل به سه دسته تقسیم شده است؛ اول اینکه گسل باعث بالآمدن بخش‌هایی از مخروط‌افکنه شده که در نتیجه باعث متروک ماندن این بخش‌ها شده است. اثر دوم گسل شبستر تغییر محل رسوبگذاری مخروط‌افکنه‌ها و جابه‌جایی عرضی و طولی آن‌هاست. اثر سوم آن در به هم ریختن نظم طبیعی کانال‌های سطح مخروط‌افکنه‌ها یعنی قطع امتداد کانال‌ها و تشکیل کانال‌های بی‌سر و انحراف مسیر آن‌ها در سطح مخروط‌افکنه‌هاست. لازم به ذکر است که شبکه آب‌ها مرسوم‌ترین شاخص و شناساگر در بررسی نقش تکتونیکی و تأثیر آن در تحول لندفرم‌هاست (یمانی و گورابی، ۱۳۸۹: ۴).

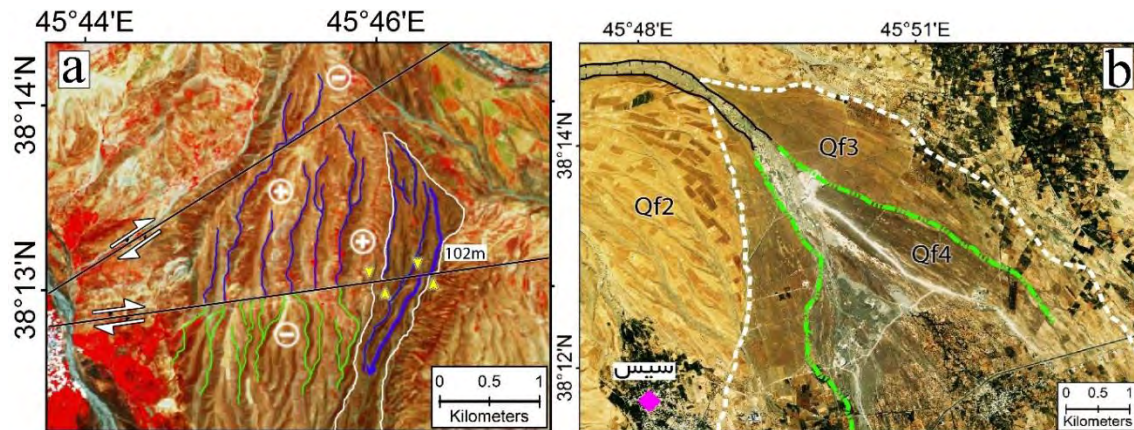
شکل ۱۴ بالآمدگی بخش‌های مختلف مخروط‌افکنه سیس تحت تأثیر گسل شبستر و شاخه‌های فرعی آن را نشان می‌دهد. این تغییرات را می‌توان در مدل رقومی ارتفاعی بهتر درک کرد. در مخروط مذکور چهار سطح مشخص را می‌توان بر اساس ارتفاع، شکل شبکه زهکشی و اختلاف رنگ رسوبات تشخیص داد.



شکل ۱۴. تصویر ماهواره‌ای و مدل رقومی ارتفاعی مخروط‌افکنه سیس. سطوح چهارگانه مخروط‌افکنه به خوبی نشان‌دهنده تأثیر تکتونیک فعال بر آن است. ضمن اینکه با توجه به تصاویر، محل رسوبگذاری به سمت شرق تغییر مکان داده است و سطح فعال (Qf4) مخروط‌افکنه تشکیل شده است.

شاهد دیگر حرکات تکتونیکی در سطح مخروط‌افکنه سیس، تغییر محل رسوبگذاری و شبکه زهکشی سطحی آن است. جابه‌جایی عمودی و راست‌گرد شاخه فرعی گسل شبستر در شرق بنیس موجب قطع مسیر آبراهه‌های سطحی مخروط‌افکنه و جابه‌جایی عرضی آن‌ها و بی‌سر شدن جریانات شده است. شکل ۱۵a تأثیر امتداد لغز شاخه گسل شبستر بر شبکه سطحی مخروط‌افکنه را نشان می‌دهد. امتداد جریاناتی که از سمت شمال به جنوب جاری بوده در اثر فعالیت گسل شبستر قطع شده و جریانات به اصطلاح بی‌سر شده است. در نتیجه، امتداد جریانات شمال خط گسل در جنوب آن مشاهده نمی‌شود. جابه‌جایی امتدادی گسل مذکور روی رسوبات سطح دوم نیز تأثیر گذاشته و موجب انحراف ۱۰۲ متری رسوبات به سمت راست شده است. این امر بیانگر فعالیت‌های جدیدتر گسل است. قسمت‌های بالآمده رسوبات (در حدود ۱۰ متر) با علامت مثبت روی تصویر نشان داده شده است.





شکل ۱۵. (a) تصویر ماهواره‌ای SPOT، نشان‌دهنده تغییرات عمودی و افقی رسوبات و شبکه زهکشی سطح مخروط‌افکنه. علامت مثبت رسوبات بالا آمده است. در سمت راست تصویر رسوبات دوم در حدود ۱۰۲ متر به سمت شرق جابه‌جا شده است. (b) تصویر Quickbird و تقطیع سطح مخروط‌افکنه. این شکل بیانگر جابه‌جایی مخروط‌افکنه به سمت شرق، سیس تشکیل سطوح مختلف در آن است. دره تغذیه‌کننده مخروط به شدت حفر شده است.

شکل ۱۵b بیانگر تغییر محل رسوبگذاری مخروط‌افکنه به سمت شرق و تقطیع دوباره آن است. در حال حاضر نیز بخش فعال مخروط‌افکنه در این بخش قرار دارد. باید به این نکته اشاره کرد که پس از جابه‌جایی محل رسوبگذاری به سمت شرق و تشکیل سطح جدید، فعالیت گسل‌ها صورت گرفته و موجب شده تا این سطح جدید نیز به سطوح فرعی‌تر (Qf3 & Qf4) تقسیم شود.

## نتیجه‌گیری

این مقاله در قدم اول سعی دارد فعالیت و شواهد گسل‌های واقع در دامنه جنوبی میشو داغ، شمال غرب ایران را با جزئیات دقیق بررسی کند. بنابراین، بررسی و شناسایی شواهد فعالیت گسل‌ها و اندازه‌گیری میزان تغییرات لندفرم‌ها با استفاده از روش‌های دورسنجی، همچنین مطالعات میدانی صورت گرفت. بررسی شواهد فعالیت گسل‌ها، به‌ویژه در سطح مخروط‌افکنه‌ها، نشان می‌دهد که مجموعه گسل‌های مورد مطالعه طی کواترنر فعالیت شدیدی داشته است. فعالیت آن سبب جنوبی‌تر شدن بیشتر عمودی بوده است و شواهدی از امتداد لغز بودن این گسل در منطقه شناسایی نشد. فعالیت آن سبب شده سازندهای مختلف با سن متفاوت، برونزد پیدا کنند و در مقابل هم قرار گیرند. برخلاف گسل جنوبی میشو، شواهد تکتونیکی سایر گسل‌ها مشخص و معمولاً در رسوبات کواترنر قابل شناسایی است. این امر بیانگر فعالیت آن‌ها در کواترنر است. فعالیت گسل هریس - داریان - شانجان موجب ارتفاع یافتن رسوبات کنگلومرای پلیوسن در حدود ۶۵ متر شده است. ضمن اینکه این گسل نیز دارای حرکت راست‌گرد است و سبب جابه‌جایی آبراهه‌های واقع در امتداد خود در حدود ۶۰ متر شده است. بررسی‌ها نشان داد که گسل شبستر راست‌گرد با مؤلفه حرکتی معکوس است و شواهد مورفوتکتونیکی این گفته را اثبات می‌کند. متوسط جابه‌جایی امتدادی آن ۱۰۵ متر است که در مقایسه با گسل داریان - شانجان، جابه‌جایی بیشتری را نشان می‌دهد. فعالیت همین گسل موجب بالا آمدن ۲۵ متری رسوبات مخروط‌افکنه داریان شده است. از طرف دیگر، سبب انحراف ۱۱۰۰ متری مسیر رودخانه‌ای در شرق خامنه شده است. در جهت شرق، همین

گسل بر مخروط‌افکنه سیس تأثیر گذاشته و موجب تغییر شکل آن شده است. جابه‌جایی ۱۰۲ متری رسوبات جدید مخروط‌افکنه‌ای، تغییر محل رسوبگذاری، حفر رأس مخروط‌افکنه و در نهایت، چندبخش‌شدگی سطح مخروط‌افکنه از شواهد بسیار مشخص از فعالیت کواترنر گسل شبستر است.

گسل‌هایی که در این مقاله بررسی شد، به‌منظور تشریح شرایط تکتونیکی این منطقه اهمیت دارد. همچنین، باید به این نکته اشاره کرد که استفاده از داده‌های دورسنجی و سایر روش‌های مطرح در مقاله، قادر به شناسایی دقیق مناطق مستعد زمین‌لرزه نیست. بنابراین، مطالعاتی از این قبیل شروع مناسبی برای مطالعات دقیق‌تر آتی است؛ ضمن اینکه در قدم اول، مطالعات دورسنجی و میدانی داده‌های باارزشی را در مورد تشخیص و تحلیل فعالیت گسل‌ها در مناطق فعال تکتونیکی فراهم می‌سازد. در صورت تکمیل نتایج این مقاله با داده‌های سن‌سنجی و بررسی دقیق فعالیت زمانی و مکانی گسل‌ها، مناطق حساس به زمین‌لرزه با دقت زیاد شناسایی و نتایج آن در برنامه‌ریزی‌های عمرانی استفاده می‌شود.

## منابع

- اسماعیلی، ر.؛ متولی، ص.؛ حسین‌زاده، م.م. (۱۳۹۱). بررسی اثرات مورفوتکتونیک در نیمرخ طولی رودخانه واز، البرز شمالی، استان مازندران، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۳، زمستان: ۱۰۱-۱۱۴.
- جباری، ن.؛ ثروتی، م.ر.؛ حسین‌زاده، م.م. (۱۳۹۱). مورفوتکتونیک فعال حوضه آبریز حصارک با استفاده از شاخص‌های مورفومتریک، فصلنامه پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۲، ۱۷-۳۴.
- رجبی، م.؛ آقاجانی، ک. (۱۳۸۹). بررسی گسل‌ها، توان لرزه‌زایی و خطر زمین‌لرزه در مخروط‌افکنه‌های شمال‌شرق دریاچه ارومیه، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۳(۷): ۱-۱۴.
- رحیم‌زاده، ز.؛ علائی طالقانی، م.؛ رضاپور، ع. (۱۳۹۳). ارزیابی کمی فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه ریجاب، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۲، تابستان: ۲۱۱-۲۲۴.
- رضایی مقدم، م.ج.؛ خیری‌زاده آروق، م.؛ سرافروزه، س. (۱۳۹۲). ارزیابی تکتونیک فعال در دامنه جنوبی میشو داغ، مجله پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۲(۳): ۱۴۱-۱۵۸.
- عزتی، م.؛ آق‌آتابای، م. (۱۳۹۲). تحلیل زمین‌ساخت فعال حوضه بجنورد با کمک شاخص‌های مورفوتکتونیکی، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، ۴، بهار: ۱۳۰-۱۴۴.
- قهرمانی ز.؛ نظری، ا.؛ نظری، ح.؛ پورکرمانی، م. (۱۳۹۳). ریخت‌زمین‌ساخت، هندسه و سازوکار جوان پهنه گسلی صوفیان- شبستر، آذربایجان (ایران)، مجله علوم زمین، ۲۳ (۹۲): ۱۵۵-۱۶۴.
- کریمی، ف.؛ رجبی، م.؛ عسگری، م. (۱۳۹۲). تحلیل فعالیت‌های نتوتکتونیک در شمال رشته‌کوه بزقوش با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژیکی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۲، ۹۲: ۱۴۱-۱۵۸.
- مختاری، د. (۱۳۸۴). نقش نوزمین‌ساخت در تکامل سامانه‌های رودخانه‌ای شمال میشو داغ در کواترنر، مجله علوم زمین، ۵۷، پاییز.
- یمانی، م.؛ گورابی، ا. (۱۳۸۹). بررسی زمین‌ساخت ناحیه دهشیر با استفاده از روش‌های ژئومورفومتری، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۲۰-۱: ۷۲.
- Ambraseys, N.N.; Melville, C.P. (1982). A History of Persian Earthquakes. Cambridge University Press, UK.
- Beaty, C.B. (1963). Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada. Ann. Assoc. Am. Geogr. 53, 516° 535.



- Bilham, R. (2004). Earthquakes in India and the Himalaya: Tectonics, geodesy and history, *Ann. Geophys.*, 47, 839° 858.
- Blair, T.C.; McPherson, J.G. (1994). Alluvial fan processes and forms. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. Eds., *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman & Hall, London, pp. 354° 402.
- Bull, W.B. (2009). *Tectonically Active Landscape*, John Wiley & Sons.
- Bull, W.B. (1977) The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography* 1: 222° 270.
- DeMets, C.; Gordon, R.G.; Argus, D.F.; Stein, S. (1990). Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101: 425° 478.
- Esmaeili, R.; Motavli, S.; Hoseinzade, M. (2012). Effects of morphotectonics on Vaz river profile, north alborz, mazandaran province, *Quantitative Geomorphological Research*, 3: 104-114
- Ezzati, M.; Aghaatabi, M. (2012). Investigation of active tectonic in Bojnord basin using morphotectonic index, *Quantitative Geomorphological Research*, 4: 130-144.
- Fattahi, M. (2006). Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL), *Earth and Planetary Science Letters*, pp. 20-34.
- Ghahramani, A.; Nazari, H.; Pourkermani, M. (2014). Morphotectonics, Kinematics and Geometry of the Fault Zone, Azerbaijan (NW Iran) Sufian-Shabestar. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 23(92): Summer.
- Harvey, A.M. (1987). Alluvial fan dissection: relationship between morphology and sedimentation. In: Frostik, L., Reid, I. (Eds.), *Desert Sediments: Ancient and Modern*, Vol. 35. Geological Society of London Special Publication, London, pp. 87° 103.
- Holinsworth, J. (2010). Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake, *Journal of Geophysical Research*, vol 115.
- Jabbari, N.; Servati, M.; Hoseinzade, M. (2012). Active tectonics of Hesarak basin using morphometric index, *Quantitative Geomorphological Research*, 2: 17-34.
- Karami, F.; Rajabi, M.; Asghari, M. (2012). Analyze of neotectonic activities in north ward of Bozghosg range using geomorphological methods, *Geographical Research*, 2: 141-158.
- Lettis, W.R.; Wells, D.L.; Baldwin, J.N. (1997). Empirical observations regarding reverse earthquakes, blind thrust faults, and Quaternary deformation: are blind thrust faults truly blind? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87: 1171° 1198.
- Maggi, A.; Priestley, K.; Jackson, J. (2002). Focal Depth of Moderate and Large Size Earthquake in Iran. *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*. 4(2-3):1-10.
- Masson, F.; Anvari, M.; Djamour, Y.; Walpersdorf, A.; Tavakoli, F.; Daigni`eres, M.; Nankali, H.; van Gorp, S. (2007). Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophys. J. Int.*, 170: 436° 440.
- McClusky, S.; Reilinger, R.; Mahmoud, S.; Ben Sari, D.; Tealeb, A. (2003). GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophys. J. Int.*, 155:126° 138.
- Mokhtari, D. (2005). Role of Neotectonics on Fluvial Systems in the Quaternary Case Study: Rivers of Northern Slope of Misho-Dagh Mountains, Northwest Iran, *Geo Science*, No 57.
- Nazari, H.; Ritz, J.F.; Shafei, A.; Ghassemi, A.; Salamati, R.; Michelot, J.L.; Massault, M. (2009). Morphological and paleoseismological analyse of the Taleghan fault, Alborz, Iran, *Geophys. J. Int.*, 178: 1028° 1041.
- Parsons, A. (2009). *Geomorphology of Desert Environments*, Springer Science+Business Media, London.
- Rachocki, A. (1981). *Alluvial fans, an attempt at an empirical approach*, John Wiley publications, New York.
- Rahimzade, Z.; Taleghani, M.; Rezapour, A. (2013). Quantities Investigation of tectonic activities in Rijab basin, *Geographical Research*, 2: 211-224.
- Rajabi, M.; Aghajani, K. (2010). Study of faults, Earthquake hazards and shaking in northeast urmia lake alluvial fans, *Physical Geography Research Quarterly*, 7: 1-14.
- Ramirez- Herrera, M.T., (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 317-322.
- Regard, V., et al. (2005). Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone: role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran, *Geophys. J. Int.*, 162(1): 177° 203.

- Rezaei Moghadam, M.H.; Kheyrizadeh, M. (2013). Active tectonic assessment in MishoDagh south hillside, Quantitative Geomorphological Researches, 3: 141-158.
- Rizza, M.; Mahan, S.; Ritz, J.F.; Nazari, H.; Hollingsworth, J.; Salamati, R. (2011). Using luminescence dating of coarse matrix material to estimate the slip rate of the Astaneh fault, Iran. Quaternary Geochronology.
- Sella, G.F.; Dixon, T.H.; Mao, A. (2002). REVEL: a model for recent plate velocities from space geodesy, J. geophys. Res., 107(B4), ETG 11° 1, 11° 32.
- Talebian, M.; Jackson, J. (2004). A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, Geophys. J. Int., 156(3): 506° 526.
- Vernant, P.; Nilforoshan, F.; Hatzfeld, D.; Abbassi, M.R.; Vigny, C.; Masson, D. (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(1): 381-398.
- Vernant, P. et al., (2004). Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, Earth planet. Sci. Lett., 223: 177° 185.
- Walker, R.; Jackson, J. (2002). Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike-slip system. Journal of Structural Geology, 24: 1677-1698.
- Walker, R.; Jackson, J.; Baker, C. (2003). Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences. Geophysical Journal International, 152: 749-765.
- Yamani, M.; Gorabi, A. (2009). Morphotectonics of Dehshir region using geomorphometry methods, Physical Geography Research Quarterly, 72: 1-20.

