

تحلیل تأثیرات زمین‌ساخت فعال و تغییر اقلیم بر مورفولوژی و شبکه هیدروگرافی حوضه کردان

زینب بیاتی صداقت - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
ابوالقاسم گورابی* - دانشیار ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
مجتبی یمانی - استاد ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
مهران مقصدی - استاد ژئومورفولوژی، گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

پذیرش مقاله: ۱۴۰۳/۰۱/۲۲ تأیید نهایی: ۱۴۰۳/۰۶/۲۰

چکیده

شبکه زهکشی یکی از پارامترهایی است که به فعالیت‌های زمین‌ساختی و تغییرات اقلیمی حساس بوده و می‌تواند تغییرات این فعالیت‌ها را در خود ثبت نماید. هدف این پژوهش بررسی نقش تکتونیک و تغییر اقلیم بر مورفولوژی کواترنری و شبکه زهکشی حوضه رود کردان است. تحلیل این تغییرات با استفاده از شواهد میدانی، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی به عنوان داده‌ها و ابزارهای اصلی این پژوهش انجام شده است. علاوه بر این، یافته‌ها براساس شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی (Δa)، شاخص عدم تقارن حوضه (AF)، شاخص انشعابات (R)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (T)، انتگرال هیپسومتریک (Hi) و الگوی زهکشی پارامترهای ژئومورفیک حوضه و مخروط افکنه تحلیل و تلفیق شده‌اند. در کنار این پارامترها، با استفاده از نتایج تحقیقات سایر پژوهشگران و بازسازی اقلیم دیرینه سعی شده است تا با استفاده از عوامل مذکور به عنوان تکنیک‌های مدلی و مفهومی، تأثیرات تحولات کواترنری نیز به صورت تحلیلی بررسی شود. نتایج نشان می‌دهد که نئوتکتونیک و تغییرات اقلیمی دیرینه بر روی شبکه زهکشی منطقه و ایجاد سکانس‌ها به تناوب تأثیرگذار بوده‌اند. همچنین نتایج به‌دست آمده بیانگر آن هستند که فعالیت نوزمین‌ساختی از طریق تغییرات شیب متوالی بر روی آبراهه‌های حوضه کردان نقش ایفا کرده است. از سوی دیگر هم‌زمان تحولات اقلیمی مقارن با تغییرات دبی جریان، علاوه بر ایجاد توالی‌های رسوبی در پادگانه‌ها در تعدیل شکست‌های شیب نیمرخ طولی آبراهه متاثر از زمین‌ساخت تأثیرگذار بوده است. از همین روی، شبکه زهکشی حوضه کردان تحت تأثیر این فرایند همواره در حال حفر عمیق آبراهه و تمایل به تمرکز بوده است. به طوری که در مقایسه با حوضه‌های جوان کواترنری، توسعه‌یافتگی الگوهای پیچان‌رودی، شریانی و جزیره‌ای حتی در بخش‌های پایین‌دست حوضه و قبل از خروجی دیده نمی‌شود. وجود قطعات بسیار بزرگ قطعه سنگی با ژنز یخچالی، فراتر از نیروی کنونی جریان رودخانه در بالادست مخروط و پیرامون آبراهه اصلی موید تسلط فرآیند مورفوژنتیک دیرینه مسلط بر این حوضه است.

واژگان کلیدی: تکتونیک فعال، تغییرات اقلیمی، حوضه کردان، الگوی زهکشی.

مقدمه

برای ایجاد تحول و گسترش شبکه زهکشی عوامل مختلفی مثل تکتونیک، لیتولوژی و اقلیم موثر هستند. شبکه هیدروگرافی حوضه نسبت به حرکات تکتونیکی بسیار حساس و تاثیرپذیر است. از بین ظواهر ژئومورفولوژیکی، تکتونیک فعال و شبکه زهکشی و ویژگی‌های مربوط به آنها مانند الگوی زهکشی، ناهنجاری‌های زهکشی، نحوه اتصال (زاویه اتصال شبکه‌ها) تراکم زهکشی و جهت شبکه‌ها در شناسایی تکتونیک فعال و تفاوت‌های مکانی آنها نقش مهمی دارند (جیمسیون و همکاران^۱، ۲۰۰۴). با بررسی شاخص‌های سلسله مراتبی (Δa)، انشعابات (R)، عدم تقارن حوضه-زهکشی (Af)، تقارن توپوگرافی عرضی رودخانه (T)، انتگرال هیپسومتریک (Hi) و الگوی زهکشی می‌توان اطلاعات بسیار مهمی را درباره فعالیت‌های تکتونیکی به دست آورد. تاکنون برای تشخیص فعالیت‌های تکتونیکی در حوضه‌های آبخیز با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک تحقیقات متعددی انجام شده است از جمله: گولدزورسی^۲ و جکسون (۲۰۰۰) تغییر مسیر آبراهه‌ها در یونان را در حوضه (لاریسا) تجزیه و تحلیل کردند و نقش گسل‌ها را در تغییر آبراهه‌ها بسیار موثر دانستند. همچنین سیمونی و همکاران^۳ (۲۰۰۳) اثبات کردند که بالا آمدگی زمین‌ساختی در تفاوت‌های مکانی الگو و تراکم زهکشی در حوضه آپنین شمالی^۴ در ایتالیا کاملاً تاثیرگذار بوده و اثرات آن به‌طور کامل مشهود است. جیمسیون و همکاران (۲۰۰۴) نیز در بررسی‌های خود تاثیر عوامل تکتونیکی بر تغییرات شبکه هیدروگرافی رودخانه‌ای در شمال هند را مطالعه کرده و مشخص کردند که عوامل تکتونیکی، نقش مهمی در تفاوت ویژگی‌های مورفومتری شبکه‌های زهکشی برعهده دارند.

احمدی و همکاران (۲۰۰۶) واکنش شبکه زهکشی یک طاق‌دیس در حال رشد با فرود محوری مضاعف را در کوه‌های اطلس تونس مورد بررسی قرار دادند. آن‌ها پی بردند که در نهایت تغییرات زیاد شبکه هیدروگرافی با شواهد تکتونیکی مطابقت دارند. ژانگ و همکاران^۵ (۲۰۰۶) طی بررسی‌های خود بر روی شرق فلات تبت نشان دادند که مقدار کم نسبت انشعابات و طول رودخانه‌ها در کوه‌های مینشان^۶ به واسطه بالا آمدگی تکتونیکی شرق این کوه‌هاست. رامسی و همکاران (۲۰۰۸) تکامل شبکه زهکشی و تغییرات الگوی زهکشی در طاق‌دیس‌های در حال رشد زاگرس فارس را ارزیابی کرده و میزان برخاستگی نیم‌رخ طولی را با الگوی آبراهه ارتباط دادند. پیراسته و همکاران (۲۰۱۱) نیز فرآیندهای تکتونیکی زاگرس را براساس تغییرات شبکه‌های رودخانه‌ای در یک دوره زمانی ۱۹۵۰-۲۰۰۱ تجزیه و تحلیل کردند. گارنیدی و پیروتا^۷ (۲۰۰۸) نیز از شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی و شاخص انشعابات، برای بررسی تاثیر تکتونیک در چهار حوضه زهکشی در شمال شرق سیسیل ایتالیا استفاده کردند. مطالعه آن‌ها نشان داد که تکتونیک فعال موجب به هم خوردن نظم شبکه زهکشی می‌شود. همچنین بررسی‌های دورسنجی انجام شده بر روی شبکه هیدروگرافی رودخانه کرج نیز که در مجاورت رودخانه کردان قرار دارد از فعالیت شدید تکتونیکی در این منطقه حکایت می‌کند (یمانی، ۱۳۹۴، ۵). از میان دیگر محققان کرمی و رجایی اصل (۱۳۸۳)، مختاری (۱۳۸۴)، گورابی و نوحه‌گر (۱۳۸۶)، وحدتی (۱۳۸۶)، مفاخریان (۱۳۸۶)، مقصودی و کامرانی (۱۳۸۷)، یمانی، مقیمی و تقیان (۱۳۸۷) با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک به بررسی اثر فعالیت‌های تکتونیک بر رودخانه پرداخته‌اند و این شاخص‌ها را ابزار مفیدی در این زمینه معرفی کردند. بررسی تمامی پژوهش‌های

1 -Jamieson

2 -Golads worthy

3 Larissa

4 -Simoni

5 -Zhang

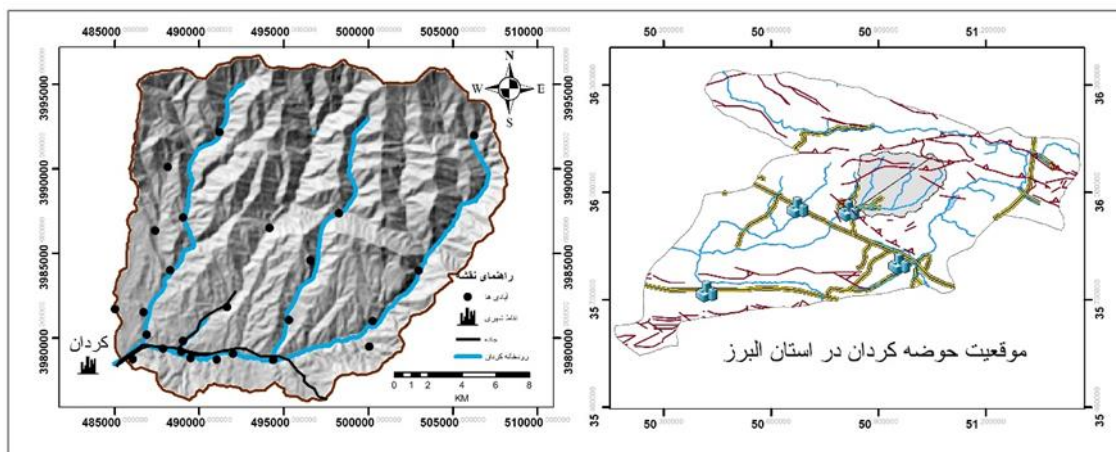
6 -Minshan

7 -Guarneri

مورد اشاره و تلفیق یافته‌های ایشان، نوزمین ساخت و سپس تغییرات اقلیمی را به عنوان مهمترین عوامل در بین سایر متغیرهای تاثیرگذار در تحول الگو و مورفولوژی آبراهه‌ها تایید می‌کند. از این رو کواترنری و وجود نوسانات اقلیمی طی آن همراه با فعالیت‌های تکتونیکی را می‌توان به عنوان دو عامل اصلی شکل‌دهنده مورفولوژی کنونی آبراهه‌ها و حتی لندفرم‌های پیرامونی آن‌ها در نظر گرفت (kumar et al, 2007). حوضه کردان یکی از حوضه‌های شاخص در دامنه‌های جنوبی البرز غربی است. مورفولوژی آبراهه اصلی این رودخانه به طور عمیقی حفر شده است و این ویژگی آن را از سایر حوضه‌های مجاور در این منطقه کوهستانی متمایز می‌سازد. علاوه بر این، مشاهدات میدانی انجام گرفته تغییرات بسیار زیاد بافت رسوبی مشتمل بر تخته‌سنگ‌های بزرگ را در خروجی آبراهه و راس مخروط افکنه را نشان می‌دهد. همچنین وجود سکناس‌های پادگانه‌ای مرتفع در پایین دست آبراهه اصلی و علل این اختلافات مهم‌ترین مسائل این پژوهش را تشکیل داده‌اند. هدف از این پژوهش نیز، تجزیه و تحلیل عوامل تاثیرگذار بر تحول رودخانه کردان و توجیه شکل‌های مورد اشاره به عنوان مطالعه موردی و ایجاد ارتباط بین متغیرهای تاثیرگذار و لندفرم‌های ایجاد شده از دیدگاه مورفوتیک و بنیادی است.

منطقه مورد مطالعه

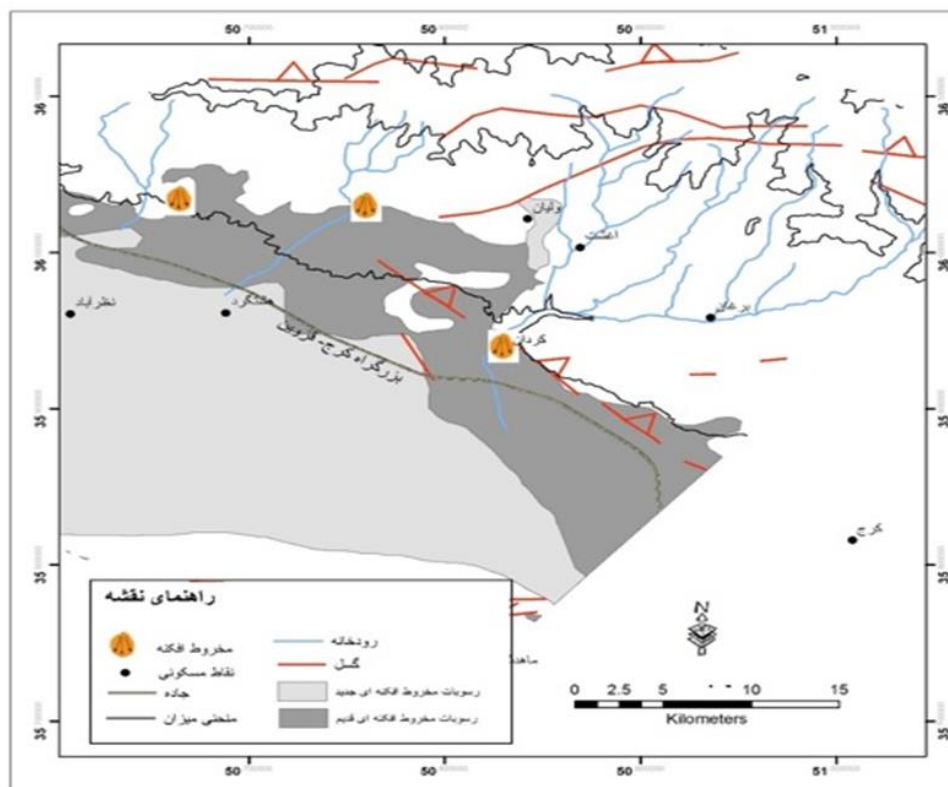
آبخیز کردان بخش کوچکی از زیرحوضه رود شور است که مصب اصلی آن دریاچه نمک می‌باشد. بارش این آبخیز نسبتاً کوچک به وسیله رودخانه کردان گردآوری و به آبراهه اصلی تخلیه می‌شود. شاخه اصلی رودخانه به نام کهار از گوشه شمال شرقی زیر حوضه قزوین و همسایگی آبخیز کرج سرچشمه می‌گیرد. بیشترین ارتفاع حوضه کردان ۴۰۵۹ متر در بخش شمالی آن و کمترین ارتفاع در محدوده خروجی حوضه با ارتفاع ۱۴۲۷ متر مشخص شده است. بنابراین اختلاف ارتفاع شمال و جنوب حوضه حدود ۲۶۳۲ متر است. این اختلاف ارتفاع بر تنوع آب و هوا و سایر ویژگی‌های جغرافیایی بخش‌های مختلف این حوضه موثر واقع شده است.



شکل ۱: موقعیت حوضه آبخیز کردان

دامنه جنوبی البرز به لحاظ زمین ساخت در موقعیت و شرایط زمین ساختی ویژه‌ای قرار دارد، منطقه مورد مطالعه در واحد زمین شناختی البرز واقع شده است و ازین رو به لحاظ تکتونیکی دارای شرایط متفاوتی می‌باشد. زلزله‌های ناحیه البرز اغلب بزرگ و از نوع کم عمق می باشند. تاریخچه لرزه خیزی در ایران نشان داده است که اغلب زلزله‌های ویرانگر با فعالیت گسل‌های اصلی و عمده در ارتباط بوده است. همان طور که در شکل شماره ۳ قابل مشاهده است گسل‌های اصلی منطقه راندگی شمال تهران و راندگی باغستان که ادامه گسل وردیج-پورکان در ورقه تهران است هر دو تقریباً دارای روند شرقی - غربی می باشند. در دامنه البرز جنوبی خروجی هریک از حوضه‌ها به دشت باعث ایجاد مخروط افکنه شده که هریک با

توجه به وسعت حوضه آبرگیر، لیتولوژی و حجم رسوباتی که با خود حمل کرده‌اند یکسان نیستند. مخروط افکنه کردان جزو یکی از بزرگترین مخروط‌های دامنه جنوبی البرز غربی می باشد.



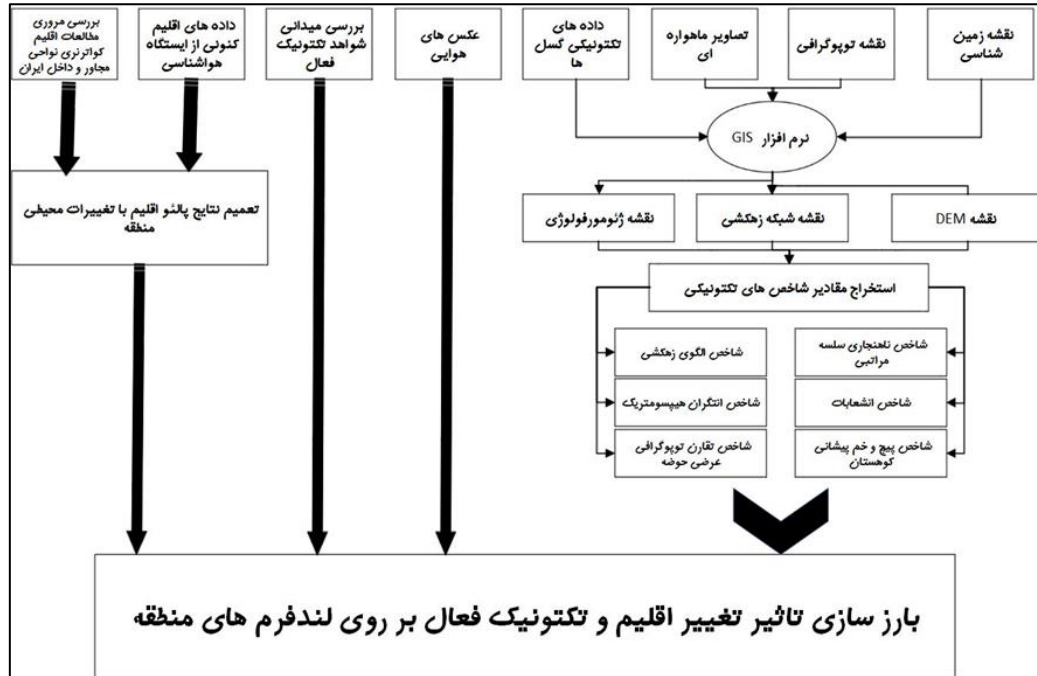
شکل ۲: پهنه های ژئومورفوفیک محدوده مورد بررسی

مهم‌ترین عوامل بیرونی که در دوره سرد سال آب و هوای منطقه را تحت تاثیر قرار می‌دهد کم فشار مدیترانه‌ای و گردش عمومی بادهای غربی می‌باشد. همچنین نفوذ پرفشار سبیری به موجب رخداد بارش به شکل برف در منطقه می‌گردد. پرفشار جنب حاره نیز مهم‌ترین عامل تاثیرگذار دوره گرم سال در منطقه مورد مطالعه می باشد در نتیجه خشکی هوا را در منطقه تشدید می نماید. این امر موجب ایجاد شرایط اقلیمی خشک و چهره‌های بیابانی در فصل تابستان در منطقه می‌شود. عامل ارتفاع را نیز می‌توان به‌عنوان مهم‌ترین عامل درونی منطقه مورد مطالعه قلمداد نمود. این عامل شرایط اقلیمی محدوده را تحت تاثیر قرار می‌دهد. حوضه مطالعاتی بر اساس تقسیم بندی اقلیمی دومارتون، دارای ماکرو اقلیم از نوع نیمه‌خشک، مدیترانه‌ای، نیمه مرطوب و مرطوب است. میانگین بارندگی سالانه منطقه ۴۵۰ میلی متر است. حداکثر بارش در زمستان به صورت برف و حداقل دمای مطلق سالانه نیز به ترتیب ۳۸ و -۱۰ درجه سانتی گراد است.

مواد و روش ها

در این پژوهش برای ارزیابی تکتونیک فعال منطقه، از نقشه های توپوگرافی و زمین شناسی منطقه برای برقراری ارتباط میان حرکات زمین ساختی و شبکه زهکشی، داده‌های زمین شناسی و تصاویر ماهواره‌ای استفاده شده است. در مرحله بعد شواهدی از آثار نو زمین ساخت در شبکه زهکشی منطقه را به دست آورده و به روش تحلیلی -مقایسه ای و استفاده از تکنیک‌های ژئومورفولوژی و به کارگیری شاخص‌های مورفوتکتونیک به تجزیه و تحلیل نتوتکتونیک در حوضه کردان پرداخته شده است. ابتدا لایه‌های اطلاعاتی نقشه های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ به سیستم اطلاعاتی GIS در محیط ArcGIS انتقال داده شده و با استفاده از آن لایه‌هایی مانند شبکه زهکشی، مدل رقومی ارتفاع استخراج گردید و با

استفاده از نقشه زمین شناسی نتایج حاصله تجزیه تحلیل شده است. در نهایت نتایج داده‌های پالتواقلیمی با نتایج شاخص‌های تکتونیکی تلفیق و ساخت لندفرم‌های کنونی توجیه می‌شود.



شکل ۳: نمودار مراحل انجام پژوهش

یافته ها و بحث

برای بررسی تاثیر تغییرات اقلیمی به مطالعات پیشین در مورد تغییرات اقلیمی ایران و البرز غربی طی دوره کواترنری استناد شده است. بررسی‌ها نشان می‌دهند که در اوج یخبندان تا حدود ۱۴۰۰۰ سال قبل محدوده کنونی خلیج فارس به صورت ناحیه‌ای بیابانی در حاشیه اقیانوس گسترده شده بوده و از این زمان به بعد با پیشروی آب‌های اقیانوسی (بالا آمدگی سطح اقیانوس‌ها از طریق تنگه هرمز در طی ۱۲۵۰۰ سال قبل در شرق تا ۱۰۰۰۰ سال قبل در منتهی الیه غرب) خلیج فارس شکل گرفت (Kurt, ۱۹۹۶) در $10/5 \text{ kyr}^{-1}$ اقلیم در شرق شبه جزیره مسندام (عمان، تنگه هرمز، و میناب) به اقلیمی مرطوب با رسوب گذاری نمک (معرف اقلیم مرطوب)، تغییر نمود. این شرایط اقلیمی به نظر می‌رسد با دو دوره شرایط اقلیمی خشک تر در طی ۹۰۰۰-۷۵۰۰ و ۵۰۰۰-۲۵۰۰ سال قبل همراه باشد. این بررسی همچنین بر وجود دوره‌های مرطوب در 325 kyr^{-1} - 300 ، $180-210 \text{ kyr}^{-1}$ ، $110-130 \text{ kyr}^{-1}$ ، $78-82 \text{ kyr}^{-1}$ ، $6/2-10/5 \text{ kyr}^{-1}$ دلالت دارد. در بررسی که بر روی ماسه‌های بادی صورت گرفته (Preusser et al., ۲۰۰۲، ۲۳) وجود دوره‌هایی خشک همراه با گسترش تپه‌های ماسه‌ای در $140-150 \text{ kyr}^{-1}$ ، $100-120 \text{ kyr}^{-1}$ ، $64-78 \text{ kyr}^{-1}$ ، $18-22 \text{ kyr}^{-1}$ تایید شده است. بررسی‌هایی که در مورد عربستان و دریاهای مجاور آن صورت گرفته‌اند (Alley et al., ۱۹۹۹، ۵۸) نشان دهنده دوره‌های خشک در $16-18 \text{ kyr}$ و دوره‌های مرطوب در فاصله زمانی 10 ky - 8 ky ، در اوایل هولوسن می‌باشند. بررسی‌های صورت گرفته در نواحی غربی ایران نیز نشان می‌دهند که در طی دوره حداکثر گسترش یخچالی (25 kyr^{-1} الی 17 kyr^{-1})، شرایط اقلیمی سرد و خشک (بارش $300-400$ میلی‌متر در سال) و همچنین شرایط مرطوب‌تر در 12 kyr^{-1} تا 7 kyr^{-1} در این نواحی می‌باشند ولی این دوره‌ها تطابق زمانی خوبی با سایر نواحی ندارند. مجموع این بررسی‌ها بیان‌گر دوره‌های مرطوب همراه با دمایی معتدل در $5-10 \text{ ky}$ (هولوسن) می‌باشند (Avouac et al., ۱۹۹۹، ۳۳). این یافته‌ها در مجموع در تجزیه و تحلیل این پژوهش به شرایط ژئومورفولوژیک منطقه و حوضه کردان تعمیم و ارتباط داده شده است. براساس این یافته‌ها گسترده‌ترین حجم رسوب‌گذاری در جبهه‌های کوهستانی حاشیه ایران مرکزی به

شکل مخروط‌فکنه‌ها، از حدود 30 kyr^{-1} پیش آغاز شده است (Fatahi et al., ۲۰۰۶، ۸۶). شاید بتوان این حجم عظیم رسوب‌گذاری را ناشی از توسعه فرآیند هوازدگی و همچنین ذوب یخ در نواحی سرد و خشک این دوره نسبت داد (۲۰۰۴، Poisson and Avouac, ۴۵).

تحول شبکه هیدرو گرافی

در این پژوهش برای محاسبه شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی^۱ (Δa)، ابتدا تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی^۲ (Ha) به دست آمد (سیکاسی و همکاران، ۱۹۸۶، ۲۳۴؛ گارنیری و پیروتا، ۲۰۰۸، ۲۶۷). در سیستم شبکه زهکشی، هر آبراهه درجه ۱ اگر به آبراهه ۲ وارد شود، نظم سلسله مراتبی دارد، اما آبراهه‌هایی درجه ۱ که وارد آبراهه‌های درجه ۳، ۴ و بالاتر شوند، ناهنجاری سلسله مراتبی دارند. بنابراین، به این آبراهه‌های درجه ۱ که ناهنجاری دارند، باید به صورت فرضی آبراهه‌هایی اضافه شود، تا نظم سلسله مراتبی داشته باشند. به عنوان مثال، اگر به آبراهه‌های درجه ۱ که وارد آبراهه درجه ۳ می‌شوند، یک آبراهه فرضی اضافه کنیم، شبکه منظم می‌شود (آبراهه درجه ۱ از قبل به درجه ۲ تبدیل شده و هنگامی که درجه ۲ وارد درجه ۳ می‌شود، شبکه فاقد ناهنجاری خواهد شد). همچنین، برای آبراهه‌های درجه ۱ که به درجه ۴ وارد می‌شوند، با اضافه کردن ۳ آبراهه درجه ۱ فرضی، شبکه زهکشی دارای نظم سلسله مراتبی می‌شود. جدول شماره ۱ تعداد آبراهه‌های درجه ۱ که لازم است برای مسیرهای ناهنجار (مسیرهایی که به درجه به علاوه ۱ بالاتر از خود وارد نشده، بلکه به مسیرهای به علاوه ۲ و بالاتر از خود وارد می‌شوند) به صورت فرضی اضافه شوند را نشان می‌دهد. همان‌طور که جدول ۱ نشان می‌دهد، اگر حوضه‌ای یک آبراهه درجه ۲ داشته باشد که وارد آبراهه درجه ۴ می‌شود، با اضافه کردن ۲ آبراهه درجه ۱ به صورت تئوری، شبکه مذکور از نظم سلسله مراتبی برخوردار می‌شود. همچنین به عنوان نمونه، اگر حوضه‌ای ۱۰۰ آبراهه درجه ۱ داشته باشد که وارد درجه ۶ می‌شوند، باید تعداد ۱۵۰۰ آبراهه درجه ۱ به صورت فرضی به شبکه زهکشی اضافه شود. به عبارتی دیگر، به ازای هر آبراهه درجه ۱ که وارد درجه می‌شود باید ۱۵ آبراهه درجه ۱ اضافه شود. در این مقاله معادله ریاضی مربوط به محاسبه تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی (Ha) برای مسیرهای زهکشی ناهنجاری ($X Y$) ارائه شده است (معادله ۱ و ۲). به عنوان مثال، برای مسیر ناهنجار ۱ به ۵، مقدار Ha ، عدد ۷ به دست آمده است.

$$Ha(x \rightarrow y) = h(y - 1) - h(x) \quad y > x$$

$$h(x, y) = 2^{(x \cdot y) - 1}$$

(مثال)

$$Ha(1 \rightarrow 5) = h(5 - 1) - h(1) = h(4) - h(1) \quad h(1) = 2^{(1-1)} = 2^0 = 1$$

$$Ha(1 \rightarrow 5) = 8 - 1 = 7 \quad h(4) = 2^{(4-1)} = 2^3 = 8$$

در این پژوهش بعد از تعیین مسیرهای ناهنجار و تعداد آبراهه‌ها در مسیرهای ناهنجار و ضرب آنها در ستون سمت چپ جدول شماره ۱، تعداد آبراهه‌های درجه ۱ فرضی اضافه شده به هر مسیر ناهنجار محاسبه شد. Ha شامل مجموع آبراهه‌های درجه ۱ اضافه شده فرضی در تمام مسیرهای ناهنجار، و (Δa شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی) شامل عدد Ha تقسیم بر تعداد آبراهه‌های درجه ۱ واقعی کل حوضه هستند (جدول ۱).

^۱ -Hierarchical anomaly index

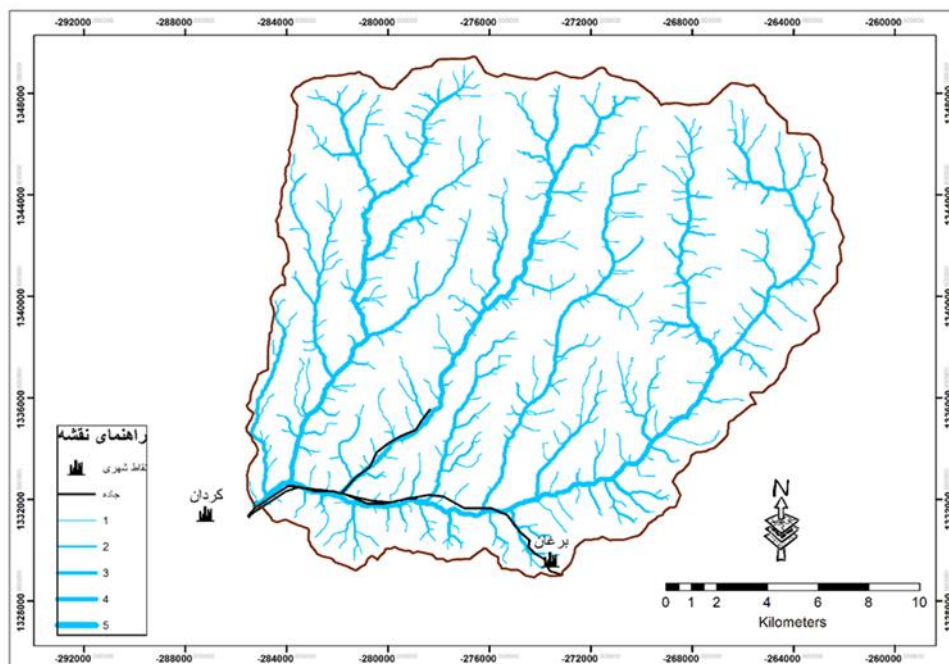
^۲ -Hierarchical anomaly number

جدول ۱: تعداد آبراهه های فرضی درجه ۱ مورد نیاز برای منظم کردن مسیرهای ناهنجار

حد اقل تعداد آبراهه های فرضی درجه ۱ مورد نیاز برای منظم کردن (یک آبراهه در مسیر های ناهنجار (Ha)	مسیر آبراهه هایی که ناهنجاری سلسله مراتبی دارند در یک حوضه درجه ۶
1	3 → 1
3	4 → 1
7	5 → 1
2	4 → 2
6	5 → 2
4	5 → 3

بعد از تعیین Ha و Δa ، برای بررسی تأثیر تکتونیک در ناهنجاری زهکشی حوضه ها، دو پارامتر AF (فاکتور عدم تقارن حوضه) و T (تقارن توپوگرافی عرضی حوضه) محاسبه شدند. پارامترهای مذکور با استفاده از چند مقطع عرضی حوضه، تعیین خط وسط حوضه زهکشی و موقعیت طولانی ترین آبراهه محاسبه شدند. در نهایت میزان تأثیر تکتونیک بر ناهنجاری شبکه آبراهه ها در حوضه های مورد بررسی با استفاده از روابط خطی و ضریب همبستگی پارامترها تعیین و تجزیه و تحلیل شد.

برای محاسبه پارامترهای مذکور ابتدا نقشه شبکه آبراهه ها با درجه های مختلف حوضه تهیه شده (شکل ۵) و براساس آن تعداد آبراهه ها در مسیرهای مختلف و دیگر پارامترهای مورفومتریک حوضه مورد مطالعه استخراج شد.



شکل ۴: شبکه زهکشی حوضه کردان

در این پژوهش برای تشخیص تکتونیک فعال منطقه، از روی نقشه‌های توپوگرافی و عکس‌های هوایی منطقه اندازه‌گیری شده و برای برقراری ارتباط میان حرکات زمین‌ساختی و شبکه زهکشی، داده‌های زمین‌شناسی و ژئومورفیک لازم از طریق تفسیر نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و به ویژه بازدید میدانی مکرر به دست آمد. در مرحله بعدی این تحقیق شواهدی از آثار نو زمین‌ساخت در شبکه زهکشی منطقه به دست آورده و به روش تحلیلی-مقایسه‌ای و استفاده از تکنیک‌های ژئومورفولوژی به تجزیه و تحلیل نتوتکتونیک در حوضه کردن پرداخته شده است ابتدا لایه‌های اطلاعاتی نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰ به سیستم اطلاعاتی GIS در محیط ArcGIS انتقال داده شده و با استفاده از آن لایه‌هایی مانند شبکه زهکشی، شیب، مدل رقومی ارتفاع استخراج گردید و با استفاده از نقشه زمین‌شناسی نتایج حاصله تجزیه تحلیل شده و با توجه به مقادیر شاخص‌های تکتونیک به دست آمده، مورفولوژی رودخانه در محدوده مورد مطالعه از نظر میزان فعالیت نو زمین‌ساخت ارزیابی و تجزیه تحلیل شده است.

تحلیل تغییرات مورفومتریک الگوی هیدروگرافیک

تعداد ناهنجاری سلسله مراتبی (Ha)

پارامتر Ha شامل حداقل آبراهه‌های درجه یک است که باید به‌طور فرضی شبکه زهکشی اضافه شوند تا مسیرها نظم سلسله‌مراتبی داشته باشند (سیکاسی و همکاران، ۱۹۸۶-۲۳۴؛ گارنیری و پیروتا، ۲۰۰۸-۲۶۷). برای محاسبه این شاخص ابتدا تعداد آبراهه‌ها با درجه‌های مختلف در حوضه تعیین شد. بعد از تعیین تمام مسیرهای زهکشی مسیری که ناهنجاری دارند تعیین شد. تعداد آبراهه در مسیر ناهنجار زهکشی در ستون سمت چپ جدول شماره یک ضرب شد و از مجموع حاصل ضرب تعداد آبراهه‌ها در مسیر ناهنجار ستون سمت راست جدول یک حداقل آبراهه‌های درجه یک لازم برای منظم کردن شبکه (ستون سمت چپ جدول ۲) شاخص Ha محاسبه شد. براساس این شاخص این حوضه دارای انشعابات متراکم است و فعالیت‌های تکتونیک نسبتاً بالایی را تجربه کرده است.

جدول ۲: تعداد و انشعابات آبراهه‌های حوضه کردن

تعداد آبراهه ضرب در حداقل آبراهه درجه ۱ لازم برای منظم کردن شبکه	مسیر
(۱)۲۴۷	۱ به ۳
(۳)۱۲۷	۱ به ۴
(۷)۱۱	۱ به ۵
(۲)۶۷	۲ به ۴
(۶)۱	۲ به ۵
(۴)۳	۳ به ۵
۸۵۷	Ha
$857 \div 746 = 1/14$	Δa

شاخص انشعابات R :

این شاخص از دیگر شاخص‌های تعیین آنومالی سیستم زهکشی در حوضه‌های آبخیز است. با افزایش درجه تأثیر عوامل تکتونیکی در حوضه‌ها مقدار شاخص مذکور افزایش می‌یابد. شاخص انشعابات از عدد انشعابات حوضه، منهای نسبت مستقیم انشعابات حوضه به دست می‌آید (بارونی^۱ و همکاران-۲۰۰۵، ۲۲۳).

برای محاسبه شاخص انشعابات ابتدا نسبت انشعابات (Rb) و سپس نسبت مستقیم انشعابات (Rbd) محاسبه شد. نسبت انشعابات برای هر رده از آبراهه از تقسیم تعداد کل آبراهه‌های آن درجه، بر تعداد کل آبراهه‌های یک درجه بالاتر به دست می‌آید. نسبت انشعابات کل حوضه، از میانگین (Rb) کل درجه‌ها محاسبه شد (گارنیر و پیروتا، ۲۰۰۸، ۲۶۷). به این ترتیب، نسبت انشعابات حوضه گردان محاسبه شده است. تعدد این انشعابات نشان دهنده حضور پیوسته فعالیت‌های تکتونیکی مهم در این حوضه است.

جدول ۳: تعداد، درجه و انشعابات آبراهه‌ها

Rbd	Rb	تعداد آبراهه	درجه آبراهه
۲/۵	۴/۱۹	۷۴۶	۱
۱/۵	۵/۳۵	۱۸۲	۲
۱/۰۹	۱۱/۳	۳۴	۳
۱	۳	۳	۴
		۱	۵
$\sum ۶/۹$	$۲۳ \sum / ۸۴$		

$$H = Rb - Rbd$$

$$Rb = ۵/۹۶$$

$$Rbd = ۵/۹۶$$

$$H = ۰/۹۶$$

شاخص انشعابات (H) در هر حوضه شامل عدد (Rb) آن حوضه منهای مقدار (Rbd) آن است. با افزایش فعالیت تکتونیکی در حوضه‌ها مقدار شاخص انشعابات افزایش می‌یابد. نسبت مستقیم انشعابات برای حوضه مورد مطالعه ۰/۹۶ است با توجه به نزدیکی بسیار زیاد این رقم به عدد ۱ فعالیت بالای تکتونیکی در منطقه کاملاً تایید می‌شود.

شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (Af):

شبکه‌های زهکشی نسبت به تغییرات تکتونیکی و کج شدگی‌های ساختمانی حوضه‌ها واکنش نشان می‌دهند. شاخص عدم تقارن حوضه (Af) یکی از شاخص‌های مهم برای تعیین کج شدگی تکتونیکی حوضه‌های زهکشی است که از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$AF = 100 (Ar/At)$$

که در آن A_r مساحت سمت راست (یا نگاه از بالادست به سمت پایین حوضه) رودخانه اصلی و A_t مساحت کل حوضه است (ویردی^۱ و همکاران، ۲۰۰۶-۲۰۹۸؛ کلر^۲ و پینتر^۳، ۲۰۰۲-۱۲۳؛ کلمنت^۴ و بروک^۵، ۲۰۰۵-۱۷۸۹).

$$AF = 100(164.1)/366.5 = 25$$

هرچه مقدار A_f به عدد ۱۰۰ نزدیک شود نشان دهنده کج شدگی حوضه به سمت چپ و هرچه به صفر نزدیک شود نشان دهنده کج شدگی به سمت راست است. مقدار ۵۰ نیز حوضه‌های بدون کج شدگی را نشان می‌دهد. داده‌های مربوط به این پارامتر نشان می‌دهد که شاخه اصلی رودخانه کردن در این بازه زمانی از بالادست حوضه به پایین به سمت راست منحرف شده است.

شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (T)

یکی دیگر از شاخص‌های بررسی تاثیر تکتونیک در عدم تقارن حوضه زهکشی است (کالکس، ۱۹۹۴-۵۷۱) مقدار این شاخص بین صفر و یک در تغییر است و هرچه عدد T به یک نزدیک تر باشد، عدم تقارن در حوضه بیشتر است شاخص مذکور از فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$T = Pa/Dd$$

در این رابطه D_a فاصله مرز حوضه تا خط وسط حوضه و P_d فاصله رودخانه اصلی حوضه تا خط وسط حوضه است. برای محاسبه این شاخص ابتدا خط وسط حوضه زهکشی در نرم افزار الویس تعیین شد و سپس در چند مقطع عرضی حوضه، مقدار T محاسبه و از میانگین آن‌ها، تقارن توپوگرافی عرضی کل حوضه به دست آمد. جدول شماره ۴ مقدار T را نشان می‌دهد. این نتایج نشان دهنده تقارن نسبتاً مناسب این حوضه است.

جدول ۴: شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه

	Pa/Dd	T
1	3.3/3.3	1
2	4.9/2.1	2.3
3	4.1/2.3	3.08
4	9.6/2.9	3.31
5	10.1/2.7	3.7
6	9.8/2	4.9
7	9.2/1.5	6.13
8	8.5/1.9	4.47
9	7.9/1.6	4.93
10	6.2/2.5	2.52
	\sum	36.3/10=3.36

1 -Virdi

2 -Keller

3 -Pinter

4 -Clement

5 -Brook

الگوی زهکشی

در مناطق چین خورده الگوی زهکشی اغلب به صورت داربستی است (اهنرت، ۱۹۹۸-۲۰۷) با این وجود، تغییراتی که در الگوی زهکشی در این مناطق ایجاد می شود به شدت و قدمت چین خوردگی ها وابسته است. در مناطق جوان چین خورده در پهلوهای پرشیب طاقدیس ها، اغلب الگوی زهکشی موازی توسعه می یابد (فونتینز، ۱۹۹۱-۲۴۳). در حالی که در طاقدیس های قدیمی تر با پهلوهای کم شیب که زمان زیادی از بالا آمدگی آنها گذشته است شبکه های زهکشی توسعه بیشتری داشته و الگوی شبکه درختی در آنها ایجاد می شود. الگوی زهکشی حوضه کردان داربستی است و نشان دهنده جوان بودن حوضه از منظر فعالیت های تکتونیکی می باشد.

شاخص انتگرال هیپسومتری (Hi)

از طریق رابطه ساده زیر می توان انتگرال هیپسومتری را در هر حوضه محاسبه کرد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲؛ همدونی و همکاران، ۲۰۰۸).

$$Hi = (\text{حداقل ارتفاع} - \text{حداکثر ارتفاع}) / (\text{ارتفاع متوسط})$$

مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری (۰/۵) بیانگر توپوگرافی جوان و وجود پستی بلندی زیاد نسبت به میانگین حوضه زهکشی است و با برش های عمیق، برجستگی های ناهموار، سطوح بالا آمده و بریده شده توسط زهکشی مشخص می شود و هرچه این رقم به صفر نزدیک تر باشد، بیانگر گذر از مرحله بلوغ به پیری است. این ویژگی نشانگر تعادل در فرآیندهای ژئومورفیک و برجستگی های نسبتاً هموار می باشد. ارتباط بین انتگرال هیپسومتری و درجه بریدگی باعث شده تا از این شاخص به عنوان معیاری برای تشخیص چرخه مرحله فرسایشی چشم انداز استفاده شود که توسط انجام محاسبات در رابطه زیر به دست می آید:

$$0/34 = (1427 - 2339) / (1427 - 4095)$$

$$Hi = 0,34$$

حوضه کردان از نظر فعالیت تکتونیکی در مرحله جوانی قرار دارد. زیرا انتگرال هیپسومتری آن عدد ۰/۳۴ است و نشان دهنده توپوگرافی جوان و وجود پستی بلندی های زیاد در آن است.

شاخص سینوسیته کانال رود (S^۱)

از دریچه چارچوب نظری، رودخانه ای که کمابیش به حالت تعادل رسیده باشد برای حفظ تعادل بین شیب با دبی و رسوب گذاری پیچ می خورد (باربانک و اندرسون^۲، ۲۰۰۰: ۸۳). تغییر شیب بستر رودخانه به دلیل فعالیت های تکتونیکی رابطه مستقیمی با پیچ و خم مسیر رودخانه دارد طرح های مماندری در حال حفر بستر از نشانه های فرسایش فعال هستند. میزان سینوزیتی رودخانه با تغییر شیب دره رودخانه می شود، برای حفظ تعادل شیب رودخانه پیچ و خم رودخانه جا به جا می شود. بنابراین ثابت شده که این تأثیر مانند ابزاری عمل می کند که برای شناسایی نواحی فعال تکتونیکی به کار گرفته می

^۱ -Sinuosity

^۲ -Stream Length-gradient Index

شود. رودخانه‌هایی که دارای پیچ و خم زیاد هستند، به حالت تعادل نزدیک شده‌اند در حالیکه مستقیم بودن مسیر رودخانه حاکی از جوان بودن منطقه و فعالیت تکتونیک است (مددی، رضایی مقدم و رجایی، ۱۳۸۳).

$$S = C/V$$

برای ارزیابی شاخص پیچ و خم رودخانه، C: طول رودخانه و V: طول دره به خط مستقیم است. هرچه مقادیر عددی به دست آمده از این شاخص بیشتر باشد، حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل است و هرچه کمتر باشد دلیل فعال بودن تکتونیک در منطقه است. مقادیر این شاخص از نقشه توپوگرافی استخراج شده و با استفاده از رابطه بالا محاسبه شده است. این شاخص نشان دهنده تکتونیک نسبتاً فعال در حوضه کردان است.

جدول ۵: مقادیر شاخص سینوسیته رودخانه کردان

فعالیت تکتونیک	S	V	C	پارامتر
				منطقه
فعال	۱/۹۲	۲۴۹۷۲	۴۷۸۵۸	رودخانه کردان

شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان: (smf)

این شاخص تعادل بین نیروهای فرسایش دهنده و زمین‌ساخت را منعکس می‌کند. اگر نرخ بالا آمدگی کم یا متوقف شود، فرایندهای فرسایشی، جبهه کوهستان را با بی‌نظمی بیشتر تخریب خواهند کرد و مقدار شاخص افزایش می‌یابد. هرگاه مقدار این پارامتر برابر یک باشد، بیانگر یک زون فعال از نظر تکتونیک است و افزایش در مقدار آن، بیانگر کاهش در فعالیت تکتونیک منطقه است. شاخص سینوسی جبهه کوهستان از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Smf = Lmf / Ls$$

در رابطه فوق Smf شاخص سینوسی پیشانی کوهستان، Lmf طول جبهه کوهستان در امتداد کوهپایه و در محل شکست شیب (کنیک) و LS طول خط مستقیم جبهه کوهستان است. نتایج حاصل از برآورد این شاخص در حوضه کردان نشان می‌دهد که حوضه آبخیز کردان از نظر تکتونیک بسیار فعال است (جدول ۶).

جدول ۶: نتایج شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان حوضه

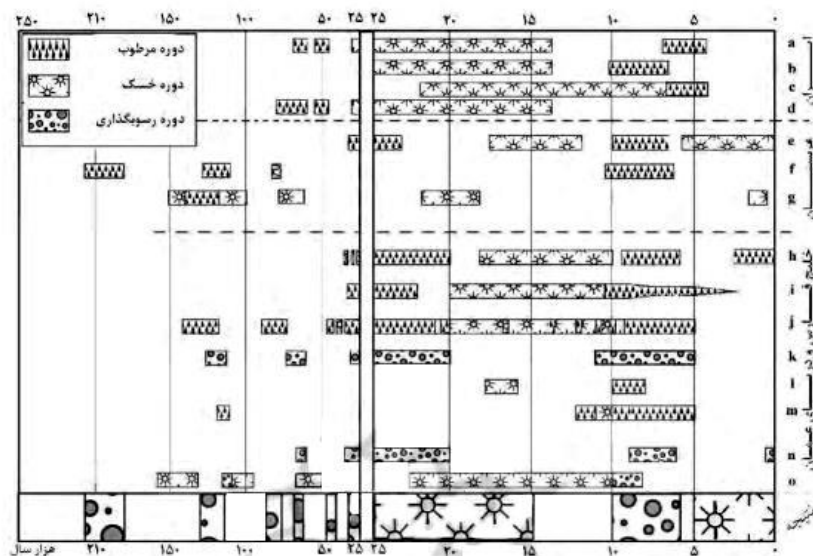
حوضه	ls	lmf	msf
کردان	۳۹,۵	۵۶,۷	۱,۴۳

تحلیل فرآیندهای اقلیمی

مورفولوژی کنونی سطح زمین در واقع ساخته فرایندهایی است که درکواترنری جریان داشته است. شرایط اقلیمی حال حاضر دنیا از حدود ۱۰-۱۲ هزار سال پیش برقرار شده و تغییرات آن ناچیز بوده است. این زمان نسبتاً کوتاه برای از بین بردن لندفرم‌های ساخته شده در پلیستوسن کافی نیست. به همین دلیل در اغلب مناطق دنیا از جمله ایران اشکال زیادی برجای مانده است که علت وجودی آنها را نمی‌توان با فرایندهای کنونی تفسیر کرد (جداری عیوضی، ۱۳۸۱، ۶۷).

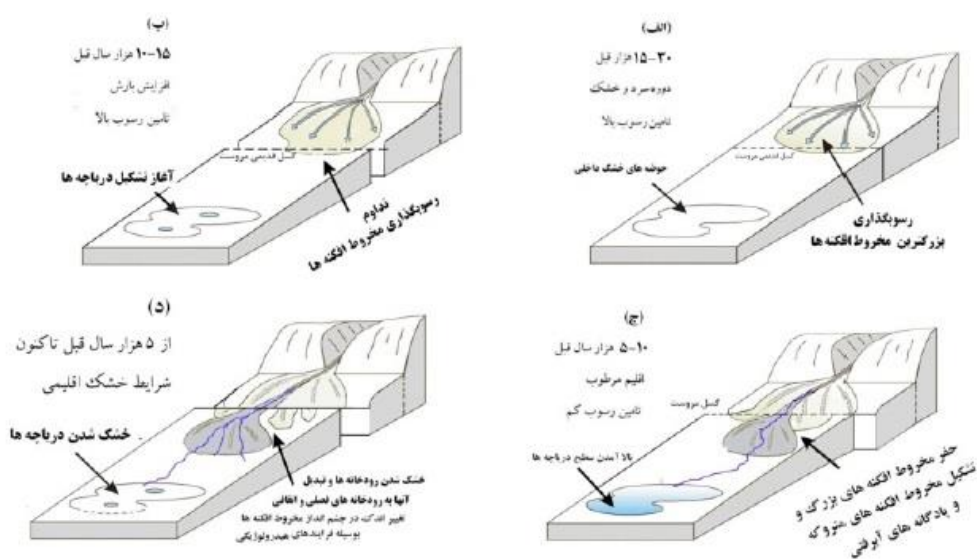
با توجه به نتایج مطالعات صورت گرفته، موقعیت و شدت این عوامل در طی کواترنری ثابت نبوده‌اند، به طوری که تغییرات قابل ملاحظه آن‌ها بر لندفرم‌های کواترنری به صورت میراث‌های ژئومورفولوژیکی نمایان هستند. در بررسی‌های صورت گرفته در مورد اقلیم گذشته ایران می‌توان به مطالعاتی که بر روی دریاچه‌های زیربار (Van Zeist and Wright, 1963، ۴۱) و ارومیه (Kelts and Shahrabi, 1986; Djamali et al., 2008 a, 2008 b) انجام شده اشاره کرد. این شواهد همگی بیانگر وجود سه دوره اقلیمی «سرد و خشک»، «گرم و خشک» و سپس دوره‌ای «مرطوب» با دمایی معتدل می‌باشد (شکل ۵a). بررسی‌های باستان شناسی نیز دلالت بر چندین دوره مرطوب در اواخر پلیستوسن و همچنین یک دوره خشک در پلیستوسن - هولوسن هستند (Smith et al., ۲۰۱۱، ۵۵).

بررسی‌های دیگری نیز انجام شده است که شرایط مشابهی را برای ناحیه زاگرس نشان می‌دهند (شکل ۵b,c,d) بررسی‌های پالینولوژی بیانگر یک دوره مرطوب در بین $5-10 \text{ kyr}^{-1}$ ، یک دوره نسبتاً مرطوب بین $11-1210 \text{ kyr}^{-1}$ و همچنین یک دوره مرطوب و گرم در $115-120 \text{ kyr}^{-1}$ در محدوده دریای عمان هستند (Van Campo et al., ۱۹۸۲، ۳۲) (شکل ۶).



شکل ۵: شرایط پالئو اقلیم ایران و نواحی اطراف ترسیم از گورابی و کریمی ۱۳۹۱، با استفاده از علایم (Regard et al., 2005)

در مجموع بر اساس آنچه در مورد دیرینه اقلیم منطقه مورد بررسی مطرح گردید، روند تشکیل و تکامل و تغییر لندفرم‌های کواترنری منطقه از جمله پادگانه‌ها و مخروط افکنه‌ها صرف نظر از تاثیرات زمین ساختی را می‌توان در قالب شکل ۶ توجیه نمود. با توجه به یافته‌ها می‌توان قدیمی ترین بخش مخروط افکنه کردان را به اواخر پلیستوسن هم‌زمان با تسلط اقلیم سرد و خشک در ایران نسبت داد (شکل ۶ الف، برگرفته از فتاحی و همکاران، ۲۰۰۶).



شکل ۶: سیر تحول مخروط افکنه تحت تاثیر نوزمین ساخت و اقلیم کوتاه‌تری (فتاحی و همکاران، ۲۰۰۶)

متعاقب این شرایط و با گذر از دوره یخبندان و افزایش بارش در شرایطی که هنوز پوشش گیاهی چندانی در حوضه وجود نداشته است، امکان تشکیل سیلاب‌های عظیم فراهم شده و در نتیجه دبی رسوبی افزایش یافته است. پی‌آمد این فرآیند، مخروط افکنه قدیمی کردن در اوج توسعه خود قرار داشته است (شکل ۶). سپس به دنبال آن با تداوم دوره مرطوب، پوشش گیاهی حوضه کردن افزایش یافته و متعاقب آن فرسایش و سپس دبی رسوبی کاهش یافته است. و این در حالی بوده است که نیروی جریان به دلیل افزایش حجم دبی متقابلاً افزایش داشته و پیامد آن، کاوش بیشتر و حفر بستر رودخانه کردن بوده است. این فرآیند موجب سکانس‌های پادگانه‌ای و مخروط افکنه‌ای در پایین دست آبراهه اصلی و خروجی حوضه شده است. متعاقباً با شروع دوره خشک و کاهش بارش (از حدود ۵ هزار سال قبل) به نظر می‌رسد تغییر عمده‌ای در چشم انداز مخروط افکنه و پادگانه‌های کردن روی نداده است. با این تفسیر انتظار نمی‌رود تغییرات جدیدی طی ۵ هزار سال اخیر در سکانس‌های لندفرمی کوتاه‌تری در نتیجه تحولات اقلیمی روی داده باشد بلکه تحولات لندفرمی اغلب ناشی از عملکرد فرایندهای نوزمین‌ساختی فعال قابل تفسیر و تحلیل است. شرایط امروزی این لندفرم‌ها تا حد زیادی می‌تواند گذشته آن را بازسازی کند. این موضوع با یکی از اصول ژئومورفولوژی که بیانگر آن است که شرایط حال کلید گذشته است انطباق دارد (رامشت و همکاران، ۱۳۸۶، ۴).

در مورد شرایط اقلیمی دیرینه در ایران اطلاعات جامعی وجود ندارد و غالباً به صورت پراکنده پژوهش‌هایی انجام شده است. طبق این مطالعات که تمرکز آنها به غرب و شمال ایران اختصاص دارد، در دوره‌های یخچالی شرایط اقلیمی سرد و خشک و در دوره‌های بین یخچالی آب و هوای حاکم بر ایران گرم و نسبتاً مرطوب بوده است. به طور کلی چرخه‌های اقلیمی و تغییرات دقیق آب و هوایی که در نواحی مختلف دنیا شناخته شده است در ایران به ندرت مطالعه شده و شناخت ما از شرایط آب و هوایی گذشته به تبع آن شرایط پوشش گیاهی مناطق مختلف ایران بسیار اندک است. اغلب مطالعات انجام شده در باره آب‌وهوای ایران نیز اغلب به نهشته‌های دریاچه‌ای و قلمروهای یخچالی منحصر شده است. برای مثال مطالعات دریای خزر توسط اهلرز (۱۹۷۱) جمالی و همکاران (۲۰۰۸) درباره دریاچه ارومیه و رضانی و همکاران (۲۰۰۸) درباره جنگل‌های جنوب خزری مطالعات دیرینه اقلیم انجام داده‌اند. دریاچه نئور را نیز عزیزی و همکاران (۱۳۹۲) اکبری (۱۳۹۱) و سلمانی (۱۳۹۲) مطالعات گرده‌شناسی انجام داده‌اند.

آنچه مهم است ایران دوره های سرد/گرم و مرطوب/خشک متعددی را در طول هولوسن پشت سر گذاشته (رامشت، ۱۳۹۳) و حوضه کردان نیز این سکانشها را تجربه کرده است. مطالعات قدیمی‌تر در مورد دیرینه اقلیم‌شناسی در ایران مبتنی بر شواهد ژئومورفولوژیکی و زمین‌شناسی است و سن‌سنجی نسبی نیز دقیق نیست. با این وجود می‌تواند دیدگاه‌های عمومی و کلی به دست دهد. در حالت کلی شواهدی که در این مطالعات برای تفاوت اقلیم گذشته با اقلیم کنونی ایران ذکر می‌شود شامل شواهد ژئومورفولوژیکی و بیولوژیکی است. در برخی منابع، شواهد ژئومورفولوژیکی دلیل وجود شرایط مرطوب‌تر گذشته در ایران مرکزی نسبت به شرایط امروزی تفسیر شده است. (معمد ۱۳۶۷، کرینسلی ۱۹۷۲، ون زایست ۱۹۶۷) یکی از مهمترین دلایل این مدعا وجود بعضی از دره های معلق یخچالی در البرز است که به خوبی وجود شرایط یخچالی گذشته را تایید می نماید. مورد بعدی تراکم زیاد مواد رسوبی ناهمگن به صورت مخروط افکنه های به هم پیوسته یا دشت سرها در پای ارتفاعات و حفر کم آنها توسط جریان های امروزی، وجود شرایط مرطوب‌تر در گذشته را تایید می کند و همانطور که اشاره شد در قسمت‌های بالادست مخروط افکنه کردان وجود قطعات سنگ با ژنز یخرفتی دلیل دیگری بر تسلط شرایط یخچالی در ارتفاعات این حوضه است.

مطالعات رامشت (۱۳۹۳، ۱۰) در خصوص بازسازی اقلیمی فاز اقل و نقش آن در تحول ژئومورفولوژیکی حوضه کرج این موضوع را تایید می کند. وی با ارائه شواهدی دریاچه‌ای بودن دشت کرج را در این دوره که این دریاچه مصب رود کردان نیز بوده است اثبات می نماید. از آنجا که حوضه کردان در مجاورت حوضه کرج قرار دارد بنابراین سایر یافته های پژوهش مذکور را می توان به حوضه کرج تعمیم داد (شکل ۷).



شکل ۷: بازسازی موقعیت دریاچه قدیمی در منطقه (رامشت، ۱۳۹۳، ۱۴)

شواهد ژئومورفیک موجود در حوضه رودخانه کردان و کرج (شواهد داغ آب، نقاط ارتفاعی منفرد، تپه‌های شاهد، کوره‌های سفالگری و آجرپزی و تپه های باستانی متعدد) تفاوت اقلیم گذشته و حال را به خوبی نشان می دهد. (رامشت، ۱۳۹۳، ۱۲). خصوصاً نمونه های زیادی از آثار مدنی توسط باستان شناسان در قسمت هایی از دشت کرج کشف شده که بیانگر موقعیت برتر محیطی جهت استقرار کانون های مدنی وابسته به عوامل محیطی در گذشته می باشد.

بحث و نتیجه‌گیری

یافته‌های پژوهش حاضر در دو بخش الف) ژئومورفولوژی و ب) دیرینه اقلیم قابل تقسیم است. الف) مورفومتری حوضه آبریز (شکل، مساحت، ارتفاع و...) تاثیر به سزایی بر میزان رسوب خروجی، دبی و در نتیجه تغییر و توسعه شکل آبراهه و مخروط افکنه و پادگانه‌ها دارد. ضمناً این ویژگی‌ها شناساگرهای خوبی برای محاسبه فرایندهای نو زمین ساختی و اقلیمی گذشته محسوب می‌شوند (جدول ۷).

جدول ۷: جدول نتایج بررسی پارامترهای مورفومتریک ارزیابی شده در حوضه کردن

پارامتر	رابطه	مقادیر عددی	توضیح و نتیجه
شاخص انشعابات R	$H = Rb - Rbd$	۰/۹۴	به عدد ۱ نزدیک بوده و نشان از فعالیت بالای حوضه دارد
شاخص عدم تقارن زهکشی (af)	$AF = 100 (Ar/At)$	۲۵	به صفر نزدیک است و کج شدگی به سمت راست را نشان می‌دهد
شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (T)	$T = Pa/Dd$	۳/۳	فاصله رودخانه اصلی تا خط وسط حوضه است و تقارن عرضی توپوگرافی حوضه نشان می‌دهد
شاخص انتگرال هیپسومتری (Hi)	حداقل ارتفاع - حداکثر ارتفاع / (حداقل ارتفاع - ارتفاع متوسط) H_i	۰/۳۴	مقادیر بالای انتگرال هیپسومتری (۰.۵) بیانگر توپوگرافی جوان و وجود پستی بلندی زیاد است
شاخص سینوسیته کانال رود (S۱)	$S = C/V$	۱/۹۲	مقادیر عددی این شاخص بیشتر بوده و نشانگر رود به حالت بوده و حوضه در مرحله جوانی است
شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (smf)	$S_{mf} = L_{mf} / L_s$	۱/۴۳	شاخص به ۱ نزدیک است و نشان از فعالیت تکتونیکی فعال حوضه است

ب) تحلیل فرایندهای اقلیمی براساس ادبیات تحقیق و نتایج مطالعات انجام شده بر روی نهشته‌های کواترنری نشان دهنده این است که گسترده ترین حجم رسوب گذاری در جبهه کوهستانی ایران خصوصاً به شکل مخروط افکنه‌های حال حاضر تا پایان دوره سرد و خشک ادامه داشته و سپس در دوره گرم و خشک تقریباً بدون تغییر مانده‌اند. همچنین مطالعات قدیمی‌تر در مورد دیرینه اقلیم مبتنی بر شواهد ژئومورفولوژیکی و زمین شناسی این حوضه نشان دهنده فعالیت یخچالی در حوضه آبخیز کرج است (رامشت، ۸، ۱۳۹۳). اگر خط مرزبرف دائم این محدوده را با ارتفاعات حوضه کردن تطبیق دهیم، فعالیت‌های یخچالی را در این حوضه تایید می‌کند. شواهدی چون قطعات سنگ بسیار بزرگ در امتداد آبراهه اصلی و بالادست مخروط افکنه کردن ژئز یخچالی آنها را تایید می‌کند (شکل ۹).



شکل ۹: نمونه‌ای از یک قطعه سنگ با ابعاد بیش از ۸ متر مکعب در بستر رودخانه کردان که سیلاب‌های جاری قادر به حمل آن نیست.

آنچه مسلم است، در گذر از دوره نسبتاً مرطوب‌تر گذشته فرسایش کاوشی و برخاستگی تکتونیکی موجب شده اند که مخروط افکنه های قدیمی و تراس های رودخانه ای به شکل کنونی ظاهر شوند.

جدول ۸: نتایج تلفیق یافته‌های دیرینه اقلیم با مشاهده میدانی آثار لندفرمی کواترنری در حوضه کردان

شواهد میدانی	شرایط اقلیمی غالب	زمان
قدیمی ترین بخش شبکه زهکشی و مخروط افکنه کردان	تسلط اقلیم سرد و خشک	اواخر پلیستوسن
اوج توسعه شبکه زهکشی و مخروط افکنه کردان	همزمان با افزایش بارش هنوز پوشش گیاهی به تکامل نرسیده در نتیجه سیلاب های عظیم با بار رسوبی بالا	اوایل هولوسن
مخروط افکنه متروک، کاوش و حفر بستر رودخانه	تداوم دوره مرطوب و تکامل پوشش گیاهی باعث کمتر شدن بار رسوبی شد	هولوسن
این تغییرات تقریباً نتوانسته چشم انداز قبلی را تحت تاثیر قرار دهد	شروع دوره خشک و بار رسوبی به کمترین میزان ممکن رسید	از ۵ هزار سال قبل

نتیجه گیری

واحد مورفوتکتونیکی البرز به عنوان یک طاقدیس مرکب حاصل آخرین فاز کوهزایی آلیپی است. لیکن دامنه فعالیت‌های زمین ساختی به ویژه نوزمین ساختی در بخش‌های مختلف آن یکسان نبوده است. تحلیل‌های مورفوتکتونیکی حوضه‌ها توسط شاخص‌های مورفوتکتونیکی یکی از راه‌های شناسایی دامنه این فعالیت‌ها است. با این وجود استفاده از این شاخص‌ها به تنهایی نمی تواند نتایج قطعی به دست دهد. به همین خاطر در این مطالعه سعی شده است یافته های حاصل از محاسبه این شاخص‌ها با یافته‌های حوزه دیرینه اقلیم منطقه به همراه تاثیرات آن بر هیدروگرافی و سایر لندفرم‌های کواترنری حوضه تلفیق شده و مورد تحلیل قرار گیرد.

بر این اساس، مقادیر شاخص‌های مورفوتکتونیک از جمله: شاخص ناهنجاری سلسله مراتبی (Δa)، شاخص عدم تقارن حوضه (AF)، شاخص انشعابات (R)، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (T)، انتگرال هیپسومتریک (Hi) شاخص سینوسیته کانال (S)، شاخص پیچ و خم پیشانی کوهستان (Smf) و الگوی زهکشی. در ۸ شاخص وضعیت منطقه را در طبقه فعال یا بسیار فعال از منظر زمین‌ساختی قرار می‌گیرد. در این بین فقط شاخص تقارن توپوگرافی عرضی حوضه در شرایط مطلوب ارزیابی شده است. شکل‌گیری شبکه بزرگ هیدروگرافی کردن، پادگانه‌ها و مخروط افکنه آن به اواخر پلیستوسن و تسلط شرایط اقلیم سرد و خشک مرتبط است. به طوری که در اوایل هولوسن هم‌زمان با افزایش بارش و سیلاب‌های عظیم و بار رسوبی فراوان پیامد توسعه حداکثری شبکه زهکشی و مخروط افکنه را به دنبال داشته است. با گذر از این شرایط و با توسعه پوشش گیاهی (۵ تا ۷ هزار سال قبل) از بار رسوبی کاسته شده و پیامد آن شکل‌گیری تراس‌های رودخانه‌ای و مخروط افکنه‌های قدیمی در پایین دست حوضه است. از حدود ۵ هزار سال قبل با شروع دوره خشک میزان بار رسوبی به حداقل ممکن رسیده و در این شرایط عامل اقلیم تقریباً نتوانسته چشم انداز قبلی را دچار تغییرات محسوسی کند. از این زمان به بعد، برخاستگی نوزمین ساختی بسیار فعال نقش اصلی را در ایجاد سکناس‌های اخیر لندفرمی کواترنری در حوضه به‌ویژه در بخش‌های پایین دست به عهده داشته‌اند. ارتفاع پادگانه‌ها و مخروط‌های قدیمی و توالی چهارگانه آن‌ها از یک سو و عمیق شدن آبراهه‌ها و فقدان الگوهای شریانی و پیچان رودی تکامل یافته در مقایسه با حوضه‌های مجاور از سوی دیگر همگی شواهد این تحولات دیرینه در حوضه کردن به‌شمار می‌روند. مطالعات انجام شده توسط سایر محققان در حوضه دیرینه اقلیم و بازسازی اقلیم کواترنری ایران به همراه تاثیرات آن بر شبکه هیدروگرافی نیز در حوضه‌های مشابه مانند حوضه کرج (رامشت، ۱۳۹۳) جاجرد (مقصودی، ۱۳۸۷)، مخروط افکنه‌های شمال دامغان (یمانی و همکاران، ۱۳۹۱) تایید کننده این یافته‌ها است.

منابع

- جداری عیوضی، ج.، ۱۳۸۱، ژئومورفولوژی ایران، دانشگاه پیام نور، ص ۶۷.
- رامشت، م.، ۱۳۹۱، آثار یخچالی زفره، دانشگاه اصفهان، طرح پژوهشی شماره ۸۰۰۳۵، ص ۵۵
- بهرامی، ش.، مقصودی، م.، ۱۳۹۳. بررسی نقش تکتونیک در ناهنجاری مورفومتری شبکه زهکشی در چهار حوضه آبخیز در زاگرس، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۷۶، صص ۷۰-۵۱.
- رامشت، م.، بیرامی گیوی، ف.، ۱۳۹۳، نقش تغییرات اقلیمی فاز اقل در تحولات ژئومورفولوژیکی حوضه کرج، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال سوم، شماره ۱، صص ۱۹-۱.
- رامشت، محمدحسین، ۱۳۸۶، معرفت‌شناسی و مدل‌سازی در ژئومورفولوژی، پژوهش‌های جغرافیای، ش ۶۰، صص ۱۹-۳۸.
- مقصودی ف.، محمدنژاد، م.، ۱۳۹۰، ژئومورفولوژی مخروط افکنه‌ها، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران.
- مقصودی، م.، ۱۳۸۷، بررسی عوامل موثر در تحول ژئومورفولوژی مخروط افکنه‌ها مطالعه موردی مخروط افکنه جاجرد، پژوهش‌های جغرافیای زیستی، شماره ۶۵، صص ۳۸-۲۴.
- مقصودی، م.، جعفری‌بیگللو، م.، جعفری، ر.، ۱۳۹۹، ارزیابی تکتونیک فعال در حوضه‌های حبله رود و کردن بر اساس شاخص‌های ژئومورفیک، جغرافیا و مخاطرات محیطی، شماره ۳۵، صص ۷۷-۵۷.
- یمانی، م.، مقصودی، م.، قاسم، م.، محمدنژاد، م.، ۱۳۹۱، شواهد مورفولوژیکی و مورفومتریکی تأثیر تکتونیک فعال بر مخروط افکنه‌های شمال دامغان، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، شماره ۸۰، صص ۱۸-۱.

- یمانی، م.، گورابی، ا.، علیزاده، ش.، ۱۳۹۳، پیش بینی تغییرات هندسی رودخانه کرداندر محدوده پیمان رودی، پژوهش های فرسایش محیطی، شماره ۱۹، صص ۱۹-۱.
- یمانی، م.، مهرجویی، ا.، ۱۳۹۱، اثرات تغییر کاربری اراضی بر بیلان هیدرولوژیکی حوضه کردان با استفاده از مدل HEC-HMS، جغرافیا و پایداری محیطی، شماره ۴، صص ۱۶-۱.
- یمانی، م.، علیزاده، ش.، ۱۳۹۵، بررسی فعالیت های نوزمین ساخت حوضه آبخیز کرج از طریق شاخص های ژئومورفیک. جغرافیای طبیعی، شماره ۳۱، صص ۱۸-۱.
- Ahmadi, R., Ouali, J., Mercier, E., Mansy, J.L., ۲۰۰۶, *The Geomorphologic Responses to Hinge Migration in the Fault-Related Folds in the Southern Tunisian Atlas*, *Journal of Structural Geology*, ۲۸, pp. ۷۲۸-۷۲۱.
- Ahnert, F., ۱۹۹۸, *Introduction to Geomorphology*, London, Arnold, ۳۵۲p. Baroni, C., Noti, V., Ciccacci, S., Righini, G., Salvatore, M.C., ۲۰۰۵, *Fluvial Origin of the Valley System in Northern Victoria Land (Antarctica) from Quantitative Geomorphologic Analysis*. *GSA Bulletin*, ۱۱۷(۲-۱), pp. ۲۲۸-۲۱۲.
- Berberian, M., ۱۹۹۵, *Master "Blind" Thrust Faults Hidden under the Zagros Folds: Active Basement Tectonics and Surface Morphotectonics*, *Tectonophysics*, ۲۴۱, pp. ۱۹۳-۲۲۴.
- Blanc, E.J.P., Allen, M. B., Inger, S., Hassani, H., ۲۰۰۳, *Structural Styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran*, *Journal of the Geological Society, London*, ۱۶۰, pp. ۴۱۲-۴۰۱.
- Ciccacci, S., Fredi, P., Lupia Palmieri, E., Pugliese, F., ۱۹۸۶, *Indirect Evaluation of Erosion Entity in Drainage Basins through Geomorphologic, Climatic and Hydrological Parameters*, *International Geomorphology*, pp. ۲۴۸-۲۳۳.
- Clement, A.J.H and Brook, M.S., ۲۰۰۸, *Tilting of Active Folds and Drainage Asymmetry on the Manawatu Anticlines, New Zealand, A Preliminary Investigation*, *Earth Surface Processes and Landforms* ۳۳, pp. ۱۷۸۷-۱۷۹۵.
- Cox, R.T., ۱۹۹۴, *Analysis of Drainage-Basin Symmetry as a Rapid Technique to Identify Areas of Possible Quaternary Tilt-Block Tectonics, An Example from the Mississippi Embayment*, *Geological Society of America Bulletin* ۱۰۶, ۵۸۱-۵۷۱.
- Deffontaines, B., Chorowicz, J., ۱۹۹۱, *Principles of Drainage Basin Analysis from Multisource Data: Application to the Structural Analysis of the Zaire Basin*, *Tectonophysics*, ۱۹۴, pp. ۲۶۳-۲۳۷.
- Deffontaines, B., Chotin, P., Air Brahim, L., & Rozanov, M., ۱۹۹۲, *Investigation of Active Faults in Morocco Using Morphometric Methods and Drainage Pattern Analysis*, *Geologische Rundschau*, ۸۱, pp. ۲۱۰-۱۹۹.
- Deffontaines, B., Lee, J.C., Angelier, J., Carvalho, J., Rudant, J.P., ۱۹۹۴, *New Geomorphologic Data on the Active Taiwan Orogen, A Multisource Approach*, *Journal of Geophysical Research*, ۹۹, ۲۰, ۲۴۳-۲۰, ۲۶۶.
- Delcaillau, B., Carozza, J.M., Laville, E., ۲۰۰۶, *Recent Fold Growth and Drainage Development, the Janauri and Chandigarh Anticlines in the Siwalik Foothills, Northwest CS ScanIndia*, *Geographic Research*, pp. 76-241-256.
- Goldsworthy, M. & Jackson, J., 2000, *Active Normal Fault Evolution in Greece Revealed by Geomorphology a Drainage Pattern*, *Journal of the Geological Society, London*, 157, 967-981.
- Guarnieri, P., Pirrotta, C., 2008, *The Response of Drainage Basins to the Late Quaternary Tectonics in the Sicilian Side of the Messina Strait (NE Sicily)*, *Geomorphology*, 95, pp. 260-273.
- Hessami, K., Nilforoushan, F., Talbot, C.J., 2006, *Active Deformation within the Zagros Mountains Deduced from GPS Measurements*, *Journal of the Geological Society, London*, 163, pp. 143-148.

- *Iranian Geological Survey, 1992, 1/100000 geologic map of Kbaram - Abad.*
- *Iranian National Geography Organization, 1997, 1/50000 topographic map, sheet 5158-1 and 7063-4.*
- *Jackson, J., Norris, R., Yougson, J., 1996, The Structural Evolution of Active Fault and Fold Systems in Central Otago, New Zealand, Evidence Revealed by Drainage Patterns, Journal of Structural Geology, 18 (2-3), pp. 217-234.*
- *Jackson, J., Van Dissen, R., Berryman, K., 1998. Tilting of Active Folds and Faults in the Manawatu Region, New Zealand, Evidence from Surface Drainage Patterns, New Zealand Journal of Geology and Geophysics 4), PP 377-385.*
- *Jamieson, S.S.R., Sinclair, H.D., Kirstein, L.A., Purves, R.S., 2004, Tectonic Forcing of Longitudinal Valleys in the Himalaya, morphological Analysis of the Ladakh Batholith, North India, Geomorphology, 58, pp. 49-65.*
- *Keller, E.A. and Pinter, N., 2002. Active Tectonics, Earthquakes, Cplift and Landscape, New Jersey, Prentice Hall, 362 p.*
- *National Iranian Oil Company, 1963, 1/250000 geologic map of Qasre - Shirin.*
- *Nilforoushan, F., Vernant, P. & Masson, F., et al, 2003, GPS Network Monitors the Arabia Eurasia Collision Deformation in Iran, Journal of Geodesy, 77, pp. 411-422.*
- *Oberlander, T. MA 1985, Origin of Drainage Transverse to Structures in Orogens, in Tectonic Geomorphology, edited by Morisawa, M., and Hack, J.T., Allen and Unwin, Boston pp. 155 - 182.*
- *Piraste, S., Pradhan, B., Rizvi, S.M., 2011, Tectonic Process Analysis in Zagros Mountain with the Aid of Drainage Networks and Topography Maps Dated 1950-2001 in GIS, Arabian Journal of Geoscience, 4 (1-2), pp. 171-180.*
- *Ramsey, L.A., Walker, R.T., Jackson, J., 2008, Fold Evolution and Drainage Development in the Zagros Mountains of Fars Province, SE Iran, Basin Research, 20, pp. 23-48.*
- *Rangzan, K., and Iqbaluddin., 1995, Morpo- tectonic Study of Zagros Structural Belt of SW Iran Using Remote Sensing Techniques, Journal of the Indian Society of Remote Sensing 23, (4), pp. 211-224.*
- *Simoni, A., Elmi, C., Picotti, V., 2003, Late Quaternary Uplift and Valley Evolution in the Northern Apennines, Lamone Catchment, Quaternary International, pp. 101-102-253-267.*
- *Sung, O., Chen, Y.C., 2004, Geomorphic Evidence and Kinematic Model for Quaternary Transfer Faulting of the Pakuashan Anticline, Central Taiwan, Journal of Asian Earth Sciences 24, 389-404.*
- *Talling, P., & Sowter, M.J., 1999, Drainage Density on Progressively Tilted Surfaces with Different Gradients, Wheeler Ridge, California, Earth Surface Processes and Landforms 24, pp. 809-824.*
- *Vernant, P., Nilforoushan, F. & Hatzfeld, D., et al. 2004, Present-day Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman, Geophysical Journal International, 157, pp. 381-398.*
- *Viridi, N. S., Philip, Bhattacharya, S., 2006, Neotectonic Activity in the Markanda and Bata River Basins, Himachal Pradesh, NW Himalaya: A Morphotectonic Approach. International Journal of Remote Sensing 27 (10), 2093-2099.*
- *Zhang, H.P., Liu, S.F., Yang, N., Zhang, Y.Q., Zhang, G.W., 2006, Geomorphic Characteristics of the Minjiang Drainage Basin (Eastern Tibetan Plateau) and its Tectonic Implications: New Insights from a Digital Elevation Model Study, Island Arc 15, pp.239-250.*