

بررسی نقش تکتونیک در مورفولوژی، تقطیع و تحوّل مخروط افکنه موغار (شمال اردستان)

چکیده

مخروطه افکنه‌ها از بارزترین پدیده‌های ژئومورفولوژی رودخانه‌ای هستند که بیشتر در جبهه کوهستان‌ها و کوهپایه‌های مناطق خشک و نیمه خشک یافت می‌شوند. این اشکال متأثر از تغییرات آب و هوا، تغییرات سطح اساس و حرکات تکتونیک هستند.

وقوع رویدادهای تکتونیک و واکنش مخروطه افکنه را در پی داشته که برخی از این واکنش‌ها به صورت تقطیع مخروطه افکنه و جابه‌جایی دپوسنتر^۱ روی مخروط‌ها ظاهر می‌شوند. منطقه مورد مطالعه در شمال اصفهان و شمال غرب اردستان واقع شده است. بررسی‌های اولیه حاکی از آن است که فرایندها و فرم‌های موجود روی مخروط افکنه موغار با سایر مخروط افکنه‌های موجود در منطقه متفاوت است. لذا هدف از این پژوهش، شناسایی مخروط افکنه موغار و بررسی نقش عوامل مؤثر در تقطیع و تکامل آن است. به نظر می‌رسد یکی از عوامل اصلی در تقطیع و تحوّل مخروط افکنه موغار، فعالیت‌های تکتونیک باشد. لذا در این پژوهش با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک، شواهد ژئومورفولوژیک متأثر از تکتونیک فعال و بازدیدهای میدانی موضوع فوق بررسی شده است. نتایج حاصله گویای آن است که مخروط افکنه موغار تحت تأثیر حرکات تکتونیک قرار گرفته که به ایجاد عدم تعادل در سیستم فرسایشی رودخانه، تجدید سیکل فرسایش، تغییرات شیب رودخانه روی مخروط افکنه، تغییر سطح اساس محلی، جابه‌جایی مراکز تجمع رسوب، تقطیع و توالی مخروط و ایجاد مخروط افکنه جدیدی در بخش پایین دست مخروط فعلی منجر شده است.

واژه‌های کلیدی: مخروط افکنه، تکتونیک، شاخص‌های ژئومورفولوژیک، موغار

مقدمه

مخروط افکنه‌ها اشکال مخروطی یا بادبزنی هستند که بیشتر در جبهه کوهستان‌ها و کوهپایه‌های نواحی خشک و نیمه‌خشک یافت می‌شوند (باربانک و اندرسون، ۲۰۰۱). تغییرات آب و هوا و حرکات تکتونیک دو عامل مهم کنترل‌کننده سیستم مخروط افکنه‌ها هستند (لی، ۱۹۹۹).

تغییرات آب و هوا موجب افزایش یا کاهش پوشش گیاهی، تغییر میزان روان آب، بار رسوبی رودخانه‌ها و در نتیجه تغییر فرایندهای فرسایشی در سطح مخروط افکنه شده و تغییر لندفرم را در پی خواهد داشت (کلر و پینتر، ۱۹۹۹). در مناطق دارای فعالیت‌های تکتونیکی، اشکال زمین حاصل ترکیب پیچیده‌ای از تأثیرات حرکات عمودی و افقی مربوط به بلوک‌های پوسته و فرسایش یا رسوب‌گذاری توسط فرایندهای سطحی است (ایوانیس^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). تکتونیک با تغییر سطح اساس موجب تغییر فرایندهای فعال در سطح مخروط افکنه‌ها شده و روند تکاملی مخروط افکنه‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد (خیام، ۱۳۸۲).

وقوع رویدادهای تکتونیکی (گسلش، چین‌خوردگی و فرونشینی یا بالاآمدگی) واکنش مخروط افکنه را در پی داشته؛ به گونه‌ای که این واکنش می‌تواند در نوع، اندازه، شکل رسوب و مورفولوژی مخروط افکنه ثبت گردد. برخی از این واکنش‌ها به صورت تقطیع مخروط افکنه، جابه‌جایی مرکز بیشینه رسوبی و کانون‌های واگرایی شبکه هیدروگرافی روی مخروط‌ها ظاهر می‌شود.

به نظر می‌رسد یکی از عوامل اصلی در تقطیع و تکامل مخروط افکنه موغار حرکات تکتونیکی باشد که در کواترنری حادث شده است. لذا هدف این پژوهش، شناسایی این مخروط افکنه و بررسی نقش عوامل مؤثر در تقطیع و تحول آن با استفاده از شاخص‌های ژئومورفیک و شواهد ژئومورفولوژیک متأثر از تکتونیک فعال است.

آنچه در بررسی‌های اولیه میدانی و تصاویر ماهواره‌ای مشخص گردیده، گویای آن است که روی مخروط افکنه موغار دره‌ای عمیق در بخش میانی ایجاد شده و یک مخروط جدید در بخش قاعده مخروط افکنه در حال تشکیل است؛ موضوعی که در سایر مخروط افکنه‌های واقع در منطقه مشاهده نشده است. از این رو؛ این سؤال مطرح می‌شود که چه عامل یا عواملی در سیر تحول مخروط افکنه موغار مؤثر بوده که باعث این تفاوت در عملکرد و اشکال حاصل از آن شده‌اند؟

اولین مطالعه ژئومورفولوژیک در زمینه دانه سنجی مخروط افکنه‌ها توسط ابوریحان بیرونی انجام شده است. وی با مطالعه عوامل تشکیل دهنده جلگه هند نتیجه می‌گیرد که قلوه سنگ‌ها از بالا به پایین دارای جورشدگی است (آرام، ۱۳۶۶). اسمیت در سال ۱۷۴۵ میلادی مطالعاتی در مورد مخروط افکنه‌های انگلستان انجام داده و سارسو در سال ۱۷۷۹ مخروط افکنه‌های فرانسه را بررسی کرد (رامشت ۱۳۸۷). هات و می بی (۱۹۶۶) با ارائه مجموعه‌ای از نقشه‌های مخروط افکنه‌ها در دره مرگ در کالیفرنیا اختلافات ژئومورفولوژیک را نشان دادند (یمانی و دیگران، ۱۳۸۷).

بال و مک فادن^۲ (۱۹۷۷)، والاس^۳ (۱۹۷۷)، راجوکی^۴ (۱۹۸۵)، باکمن و اندرسون^۴ (۱۹۷۹)، رامی رز هررا^۵ (۱۹۹۸) باربانک و اندرسون (۲۰۰۰)، کلر و دیگران^۶ (۲۰۰۲)، رفتار متقابل حرکات تکتونیک و ساختارهای ژئومورفولوژیک در مناطق مختلف را با استفاده از روش‌های تجربی آزموده و برای تحلیل تحولات لندفرم‌های کواترنری ناشی از فعالیت

1-Ioannis etal

2- Bull and MC Fadden

3- Wallace

4- Buckman and Anderson

5- Ramirrez and Herrera

6- Keller etal

های تکتونیک از شاخص های ژئومورفیک استفاده نموده اند. همدونی و دیگران^۱ (۲۰۰۸) با استفاده از شاخص های ژئومورفیک، تحول شبکه های زهکشی و تغییرات جبهه کوهستان بر اثر حرکات تکتونیک را در سیر انودا بررسی کردند. گیانو (۲۰۱۱) تأثیرات عوامل آب و هوایی و فعالیت های تکتونیک بر مخروط افکنه ها را در یکی از حوضه های جنوبی ایتالیا بررسی کرده است.

در ایران، رضایی مقدم (۱۳۷۴) چگونگی تشکیل کوهپایه ها و دشت های انباشتی در دامنه های جنوبی میشوداغ را بررسی کرده است. عباس نژاد (۱۳۷۶)، در بررسی های ژئومورفولوژی دشت رفسنجان به نقش تکتونیک در تحول لندفرم ها پرداخته است. سلیمانی (۱۳۸۷) رهنمودهایی در زمینه شناسایی حرکات تکتونیک با استفاده از شاخص های ژئومورفولوژیک ارائه نموده است. ارزانی (۱۳۸۱) نقش تکتونیک در تحولات مخروط افکنه بزرگ ابرکوه یزد را بررسی کرده است. مختاری کشکی (۱۳۸۱) عوامل مؤثر در گسترش و تکامل مخروط افکنه های کوتازی در دامنه های شمالی میشوداغ و ارزیابی توان های محیطی آن را مطالعه کرده است. یمانی و مقصودی (۱۳۸۲) نقش تکتونیک و تغییرات آب و هوایی در تحول مخروط افکنه ها در چاله سیرجان و خیام و همکاران (۱۳۸۳) عملکرد فعالیت های تکتونیک در تحول لندفرم ها را براساس مطالعه مورفولوژیک مخروط افکنه ها بررسی کرده اند. مددی و همکاران (۱۳۸۳) با به کارگیری شاخص های ژئومورفولوژیک تأثیر فعالیت های تکتونیک در دامنه های شمال غربی تالش را بررسی کرده ان. زرگرزاده و همکاران (۱۳۸۴) رشته کوه های زاگرس را با استفاده از شاخص های ژئومورفولوژیک به پنج پهنه تکتونیک تقسیم کردند. گورابی و نوحه گر (۱۳۸۶)، با بررسی شواهد ژئورفولوژیک و استفاده از شاخص های ژئومورفولوژیک در دره درکه، فعال بودن منطقه از نظر تکتونیک را تأیید نمودند. یمانی و همکاران (۱۳۸۷)، با استفاده از شاخص های ژئومورفولوژیک، ارتفاعات کرکس را به چهار پهنه تکتونیک فعال تقسیم کرده اند. رامشت و دیگران (۱۳۸۷) و تقیان (۱۳۸۸)، عوامل مؤثر در شکل گیری و تکامل مخروط افکنه ها را بررسی کرده و از برخی روش ها و شاخص های مورفولوژیک در ارزیابی و تحلیل نقش فعالیت های تکتونیک روی مخروط افکنه ها بهره جسته اند.

داده ها و روش پژوهش

در این پژوهش از داده های حاصل از شاخص های ژئومورفولوژیک (سینوزینه کوهستان «smf»^۲ تقارن توپوگرافی عرضی «T»^۳ آگرادیان رودخانه «SI»^۴ نسبت پهنای به عمق دره «Vf»^۵، سینوزیته رودخانه «S»^۶ عدم تقارن آبراهه Af و میزان کج شدگی مخروط)، اطلاعات مستخرج از تصاویر ماهواره ای، مشاهدات میدانی لندفرم ها و اسناد کتابخانه ای استفاده شده است. نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰، نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰، تصاویر ماهواره ای ETM به عنوان ابزار اصلی تحقیق استفاده شده اند. ابتدا داده های نقشه های توپوگرافی، زمین شناسی و تصاویر

1- Hamdounietal

2-MountianFront Sinosity

3- Transverse Topographic Symmetry Factor

4- River Gradient Index

5- Ratio of Valley Floor Width to Valley Height

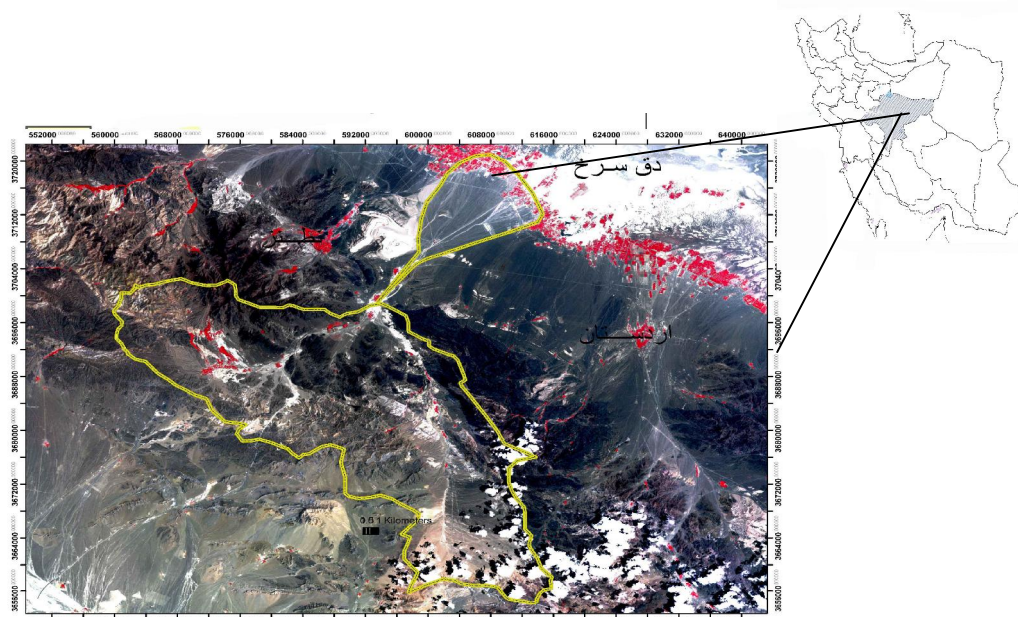
6- River Sinosity

ماهواره ای به عنوان داده های پایه به نرم افزار سامانه اطلاعات جغرافیایی انتقال داده شده و اندازه گیری و سنجش های لازم انجام شد. نتایج حاصل به صورت تصاویر کمی، نقشه، نمودار و تصویر استخراج شده است. سپس طی بازدیدهای میدانی و مشاهده شواهد ژئومورفولوژی نتایج حاصل تصحیح شده و تحلیل لازم صورت پذیرفته است.

موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال اصفهان و در شمال غرب و غرب اردستان واقع شده است. حوضه آبریز ایبازن با مختصات طول جغرافیایی ۵۱ درجه و ۱ دقیقه تا ۵۲ درجه و ۲ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۳ درجه و دو دقیقه تا ۳۳ درجه و ۲۸ دقیقه شمالی، یکی از زیرحوضه های کویر اردستان است (شکل ۱). این رودخانه دارای دو شاخه اصلی است که شاخه غربی آن به نام طرق از بخش جنوبی و جنوب شرقی ارتفاعات کرکس و شاخه جنوب شرقی آن به نام رنگان از ارتفاعات جنوب حوضه سرچشمه می گیرد. مساحت حوضه ایبازن حدود ۱۱۴۸ کیلومتر مربع بوده و بیشینه ارتفاع در منطقه ۳۸۹۵ متر (قله کرکس) و کمینه آن در نزدیکی دق سرخ حدود ۱۰۰۰ متر است.

حوضه آبریز ایبازن در محل تماس زون های ساختاری سهندج - سیرجان، ایران مرکزی و ارومیه - دختر قرار گرفته است. مخروط افکنه مוגار به عنوان بخش انتهایی این حوضه به ناحیه فروافتاده کویر اردستان منتهی می شود که جزیی از چاله بزرگ کاشان - رفسنجان است. حوضه میان کوهی چاله اردستان در دو مرحله تکامل ساختاری (اولیگو - میوس و پلیو - کواترنری) تشکیل شده است. در مرحله اول رسوبات دریاچه ای و قاره ای و نهشته های دریایی نظیر سازند هم ارز سازند قم رسوب گذاری شده اند. در مرحله دوم رسوبات مولاس و درشت دانه قاره ای و نهشته های کنگلومرای پلیو - کواترنری بر جای گذاشته شده و نهشته های کواترنری روی آنها قرار گرفته اند (شرح نقشه های زمین شناسی اردستان - نطنز و لطیف، سازمان زمین شناسی کشور).



شکل (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه

یافته‌های پژوهش

یک مخروط افکنه یا بادبزنی آبرفتی، نقطه انتهایی یک سیستم فرسایشی-رسوب گذاری است که در آن رسوبات فرسایش یافته یک حوضه کوهستانی به سمت جبهه کوهستان حمل شده‌اند. این رسوبات به صورت یک عارضه بادبزنی شکل از رسوبات رودخانه‌ای و یا جریان‌های واریزه‌ای نهشته شده‌اند (بال، ۲۰۰۷).

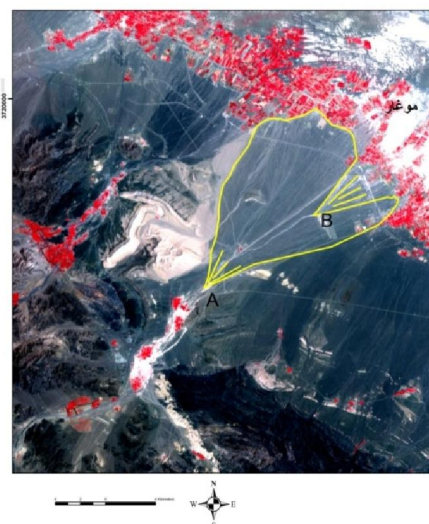
مخروط افکنه یک محیط حد واسط کوه با دشت بوده که هم در جبهه‌های کوهستانی گسلی و هم در جبهه‌های کوهستانی فرسایشی می‌توانند تشکیل گردد. گرچه مخروط افکنه‌ها در اقلیم‌های مختلف خشک، نیم خشک تا مرطوب یافت می‌شوند؛ ولی تظاهر آنها در مناطق خشک به مراتب بیشتر است (هاروی، ۱۹۸۹). فعالیت‌های تکتونیک با تغییر سطح اساس و یا تغییر در شیب طولی رودخانه شرایط هیدرولوژیک رودخانه را تغییر داده و به تغییرات فرایندهای فرسایشی رودخانه منجر می‌گردند. در چنین شرایطی مکان‌های کندوکاو یا رسوب گذاری در رودخانه تغییر می‌کند. حاصل این تغییرات روی مخروط افکنه‌ها جابه‌جایی مراکز بیشینه رسوبی و ایجاد مخروط‌های جدید و تخریب و فرسایش مخروط‌های موجود است. جابه‌جایی‌های فوق به شکل طولی به سمت قاعده یا رأس مخروط و یا به صورت عرضی و در طرفین مخروط ایجاد می‌شود.

اگر میزان بالا آمدگی جبهه کوهستان نسبت به میزان حفر قائم رودخانه در کوهستان کمتر و یا مساوی آن باشد، در این حالت در محل رأس مخروط افکنه عمل حفر^۱ رخ می‌دهد و محل رسوب گذاری رسوبات جوان به طرف قسمت‌های پایین تر مخروط افکنه (قاعده مخروط) منتقل می‌گردد (بال، ۲۰۰۷).

بررسی تصاویر ماهواره‌ای منطقه و بازدیدهای میدانی گویای آن است که روند تحول و چگونگی فرایندهای حاکم بر مخروط افکنه موغار و اشکال حاصل از این فرایندها با سایر مخروط افکنه‌های منطقه متفاوت است. در حوضه‌های مجاور منطقه مطالعاتی رودخانه‌ها در بخش کوهستانی حوضه خود دره‌ها را حفر نموده و بستری عمیق داشته و پس از خروج رودخانه از کوهستان عمق دره کم شده و به یک مخروط منتهی شده است. آبراهه اصلی در رأس مخروط به چندین آبراهه منشعب شده و از عمق کمی برخوردار است. این شرایط حاکی از بالا آمدن بخش کوهستانی حوضه‌ها است؛ در صورتی که در حوضه رودخانه ایبازن، عمق دره رودخانه در بخش کوهستانی کم بوده و گاه در بسترهای رسوبی ریزدانه رسی عریض جریان دارد. رودخانه پس از خروج کوهستان و در بخش میانی مخروط افکنه موغار بستر خود را عمیق کرده و دره‌ای به عمق حداکثر ۴۰ متر حفر نموده است. طول این دره حدود ۸/۵ کیلومتر بوده و جهتی تقریباً شرقی-غربی دارد. عمق دره در شرق از چند متر شروع می‌شود و به سمت شرق فزونی می‌یابد. سپس در نزدیکی رأس مخروط افکنه با یک شیب نزدیک به قائم از عمق دره کاسته شده و به سمت بخش کوهستانی تداوم می‌یابد.

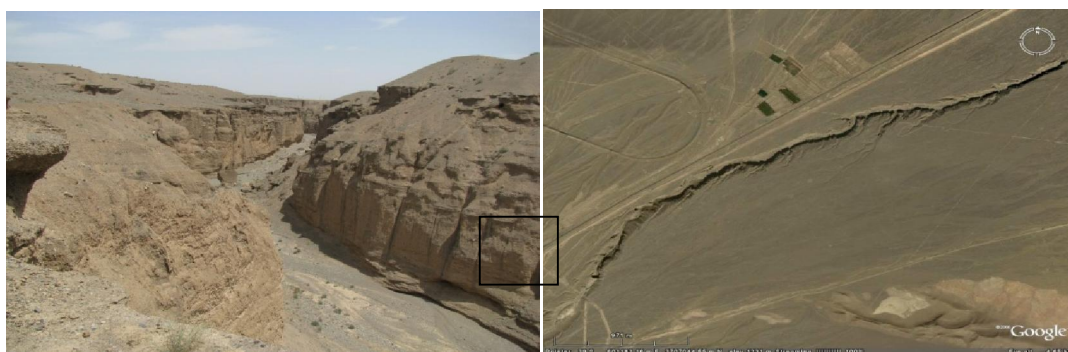
آبراهه اصلی رودخانه ایبازن روی مخروط افکنه موغار در انتهای شرقی دره موجود روی مخروط به شعب متعدد تقسیم شده و در حال تشکیل یک مخروط افکنه جدید در قاعده مخروط فعلی است. جابه‌جایی مراکز بیشینه رسوبی به صورت طولی از غرب به شرق و به سمت قاعده مخروط فعلی (در حاشیه دق سرخ اردستان) است. مرکز بیشینه رسوبی

(یا رأس مخروط) مخروط موجود در ارتفاع ۱۳۵۰ متری و مرکز بیشینه مخروط جدید در ارتفاع ۱۰۸۰ متری از سطح دریا قرار دارد (شکل ۲).



شکل ۲) جابه‌جایی مراکز بیشینه رسوبی روی مخروطه افکنه موغار

مخروط افکنه موغار بر روی رسوبات الیگو-میوسن و پلیو-کواترنر قرار گرفته است. با عمیق شدن دره رودخانه بخشی از رسوبات آهکی الیگومیوسن در کف دره رخنمون پیدا کرده است. در انتهای غربی دره موجود روی مخروط موغار در جایی که شیب دره قائم می‌شود، رسوبات کنگلومرایی رخنمون پیدا کرده‌اند که احتمالاً رسوبات کنگلومرایی پلیو-کواترنر هستند. در واقع، سرعت حفر دره رودخانه روی مخروط افکنه به سمت غرب در برخورد با این رسوبات کند شده و یک آبشار موقتی (از لحاظ هیدرولوژیکی) تشکیل شده است (شکل ۳).



شکل ۳) دره روی مخروطه افکنه موغار، مربع روی شکل سمت راست موقعیت تصویر سمت چپ است.

رودخانه‌ها در پاسخ به تغییرات رخ داده، نیمرخ طولی خود را در طول زمان تنظیم می‌کنند که نحوه این تنظیم در رابطه با داده‌ها و ستاده‌های مربوط به مکان و زمان ویژه بسیار متفاوت صورت می‌گیرد. عمل برش در بستر رودخانه‌ها در واقع حاصل تلاش آبهای جاری برای رسیدن به سطح پایه مشخص و ویژه‌ای است. سطح نیل به تعادل در نیمرخ طولی رودخانه‌ها در واقع سطحی است که آبهای جاری قادر به عمیق تر کردن بستر جریان خود به پایین‌تر از آن نیستند.

در حالت تعادل نهایی، رودخانه نه عمل فرسایش و نه عمل بارگذاری را انجام می‌دهد، بلکه در جهت نیل به حالت تعادل شیب طولی خود را به حدی می‌رساند که صرفاً قادر به حمل بار بستر خود شود. شبکه‌های رودخانه‌ای برای رسیدن به تعادل نهایی معمولاً روند طبیعی خود را ادامه می‌دهند؛ مگر اینکه یکی از متغیرها تغییر یابد. با تغییر در هر یک از متغیرها شیب نیمرخ طولی رودخانه تغییر خواهد کرد. رودخانه برای دستیابی به تعادل مجدد اقدام به حفر و برش بستر خود کرده و یا بار اضافی خود را بر جا می‌گذارد. لذا رودخانه برای رسیدن به تعادل، مراحل و قازه‌های گوناگونی را متحمل می‌شود (خطیبی، ۱۳۸۴).

بررسی نقشه‌های توپوگرافی و پروفیل طولی رودخانه ابیازن گویای آن است که این رودخانه علی‌رغم نزدیک شدن به سطح اساس محلی نوعی تجدید در سیکل فرسایشی را (از حوالی میلاجرد تا انتهای رودخانه در نزدیکی دق سرخ) تجربه کرده و نوعی عدم تعادل را نشان می‌دهد (شکل ۷). از این نقطه به بعد (که در حدود گسل قم-زفره است) رودخانه اقدام به حفر بستر خود کرده و فرمی متفاوت با سایر رودخانه‌های موجود در منطقه به وجود می‌آورد. شیب بستر رودخانه در چندین نقطه با برخورد با گسل‌ها تغییر می‌نماید. بیشترین تغییر شیب بستر در ابتدای دره عمیق رودخانه (در ده کیلومتری شرق روستای میلاجرد، در محل گسل و رخنمون رسوبات کنگلو مرایی) مشاهده می‌شود. چنین چشم اندازهای ژئومورفیک که نمایانگر تعادل و عدم تعادل هستند، معلول تغییر سطح اساس یا رخ داده‌های تکتونیکی هستند (رامشت، ۱۳۸۴).

این عدم تعادل در برخی از آبراهه‌های موجود روی مخروط افکنه که به بستر اصلی رودخانه روی مخروط منتهی شده اند نیز مشهود است که به تشدید فرسایش گالی منجر شده است. وجود چنین پدیده‌هایی نشان می‌دهد که تجدید سیکل فرسایشی رودخانه و تغییرات شیب آن به واسطه یک رخداد تکتونیکی ایجاد شده است؛ زیرا چنانچه عدم تعادل ناشی از تغییر در اقلیم منطقه‌ای بود، تغییر در چشم انداز محدود به یک محور آبی در یک منطقه کوچک نمی‌شد. با تداوم فرایند فرسایشی و پیش روی دره به سمت رأس مخروط افکنه، مخروطه فعلی به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شده و بر وسعت مخروط جدید به ضرر مخروط فعلی افزوده می‌شود. به منظور بررسی و ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی و چگونگی اثرهای آن بر لندفرم‌ها از شاخص‌های ژئومورفولوژی و برخی شواهد ژئومورفولوژی استفاده شده است.

شاخص‌های ژئومورفولوژیک

شاخص‌های ژئومورفولوژیک در ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی ابزاری مفید و قابل اطمینان هستند (رامی‌رزهررا، ۱۹۹۸). شاخص‌های مورفولوژیک می‌توانند ناهنجاری‌های موجود در سیستم‌های رودخانه‌ای در کوهستان و جبهه کوهستان را آشکار نموده و وجود یا عدم فعالیت‌های تکتونیکی را مشخص نمایند (همدونی و همکاران، ۲۰۰۸). در ارزیابی کمی فعالیت‌های تکتونیکی منطقه از برخی شاخص‌های ژئومورفولوژیک استفاده شده است؛ از جمله:

- شاخص سینوزیته جبهه کوهستان «Smf» که به صورت معادله زیر است:

(۱)

$$Smf = l_{mf} / l_s$$

که l_{mf} طول جبهه کوهستان در محل حد بین کوهستان و کوهپایه و l_s طول مستقیم جبهه کوهستان است. مقادیر عددی نزدیک به یک شاخص فوق بیانگر مناطق دارای حرکات تکتونیک فعال و جبهه کوهستان دارای نرخ بالا آمدگی زیاد است (سلیمانی ۱۳۷۸). مقدار این شاخص در حوضه ایبازن ۱/۸ است.

- شاخص نسبت پهنای دره به عمق دره « V_f » که به صورت زیر است:

(۲)

$$V_f = 2 v_{fw} / [(E_{ld} - E_{SC}) + (E_{RD} - E_{SC})]$$

v_{fw} عرض بستر دره، E_{ld} ارتفاع دیواره سمت چپ دره، E_{RD} ارتفاع دیواره سمت راست دره و E_{SC} ارتفاع مطلق بستر دره است. هر چه میزان این شاخص کوچکتر باشد، نشان دهنده فعالیت بودن ناحیه از نظر تکتونیک است (کلر ۱۹۹۹). مقدار این شاخص در حوضه از ۱۷ تا ۱۸ به دست آمده است.

- شاخص تقارن توپوگرافی عرضی « T » برای برآورد میزان کج شدگی زمین و مهاجرت ناحیه ای کانال رودها به کار برده شده است.

(۳)

$$T = D_a / D_d$$

D_a فاصله نوار مئاندری فعال از خط میانی حوضه آبریز و D_d فاصله خط میانی حوضه آبریز از خط مرز حوضه است. در حوضه های متقارن مقدار آن صفر و با کاهش تقارن مقدار T به عدد یک نزدیک می شود. مقدار شاخص مذکور در حوضه از ۰/۱۲ تا ۰/۶۳ به دست آمده است.

- شاخص رادیان رودخانه « SL » به قدرت رودخانه بستگی داشته و در سنگ های دارای مقاومت کم و یا در سنگ های یکسان از لحاظ مقاومت می تواند بیانگر حرکات تکتونیک فعال و جوان باشد (کلر و پینتر ۱۹۹۶).

(۴)

$$SL = \frac{\Delta h}{\Delta l} \times l$$

Δh اختلاف ارتفاع در مقطعی خاص از رودخانه Δl فاصله افقی همان مقطع و l طول رودخانه از نقطه مرکزی همان محل تا سر چشمه رودخانه است. مقدار SL در رودخانه ایبازن ۷۳۸ است.

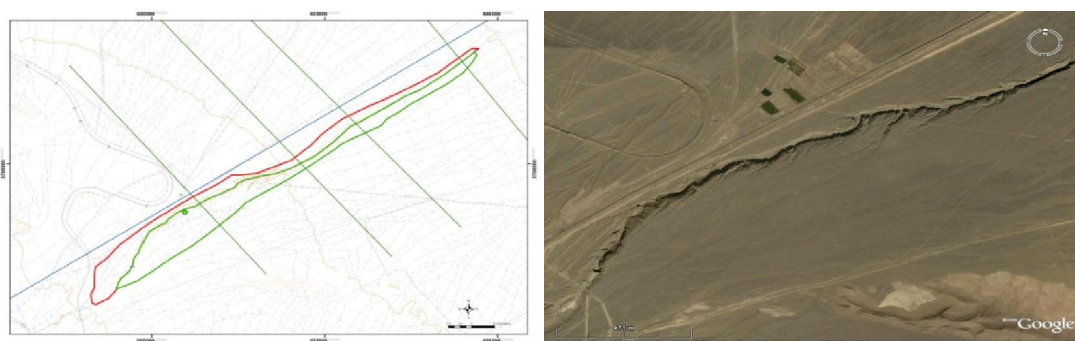
- سینوزیته رودخانه « S »: که عبارت است از $S = c/v$ ، که c طول رودخانه و v طول دره در خط مستقیم است. هر چه مقدار S زیاد باشد، حاکی از نزدیک شدن رودخانه به حالت تعادل و هر چه کمتر باشد، دلیل فعال بودن تکتونیک در منطقه است (مددی ۱۳۸۳). مقدار S در رودخانه ایبازن بین ۱/۱۲ تا ۱/۱۹ است.

- شاخص عدم تقارن آبراهه « AF »: یکی از شاخص های مورفو تکتونیکی است که می توان از آن در کنار شاخص های دیگر برای ارزیابی فعالیت های تکتونیکی استفاده کرد. در مناطق فعال تکتونیکی به علت تظاهر اثرهای توپوگرافی حاصل از بالا آمدگی در یک سوی منطقه و به تبع آن ایجاد فرونشست در سوی دیگر، مساحت آبراهه های سوی بالا آمده منطقه بیش از همین مساحت در سمت مقابل خواهد بود. این شاخص به صورت زیر تعریف شده است:

(۵)

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

که «Ar» مساحت حوضه دربرگیرنده زهکش‌های فرعی در ساحل سمت راست آبراهه و «At» مساحت کل حوضه زهکشی است. مقدار ۵۰ درصد بیانگر تقارن و سایر مقادیر حاکی از کج شدگی منطقه است. به منظور بررسی این شاخص در منطقه مقدار آن در حوضه آبریز ایازن و برای بررسی تأثیر میزان اثرهای تکتونیک روی مخروط افکنه، مقدار آن برای آبراهه‌های موجود روی مخروط که به دره وارد می‌شوند، محاسبه شده است. مقدار این شاخص برای حوضه ۳۵ درصد و برای مخروط افکنه ۴۱ درصد به دست آمده است (شکل ۴).



شکل ۴) عدم تقارن انشعابات ورودی به دره‌ی روی مخروط افکنه موغار
رنگ قرمز مساحت زهکش‌های سمت راست، رنگ سبز مساحت زهکش‌های سمت چپ دره

نتایج حاصل از محاسبه این شاخص‌ها در جدول (۱) آمده است.

جدول ۱) ارزیابی تکتونیک فعال با استفاده از شاخص‌های ژئومورفولوژیک در حوضه ایازن

نوع شاخص	مقدار شاخص	نتیجه
سینوزینه جبهه کوهستان «Smf»	۱/۸	نیمه فعال
تقارن توپوگرافی عرضی «T»	از ۰/۱۲ تا ۰/۶۳	نیمه فعال تا فعال
گرادیان رودخانه «Sl»	۷۳۸	نیمه فعال
نسبت پهنا به عمق دره «Vf»	۱۷ تا ۱۸	غیر فعال
سینوزینه رودخانه «S»	۱/۱۲ تا ۱/۱۹	فعال
عدم تقارن آبراهه در حوضه ایازن «AF»	٪۳۵	فعال
عدم تقارن ورود انشعابات به دره روی مخروط AF	٪۴۱	فعال
میزان کج شدگی مخروط B	۰/۸۶۷	فعال

با توجه به نتایج مذکور منطقه از نظر فعالیت‌های تکتونیکی نیمه فعال تا فعال است. البته، مقدار بالای شاخص Vf و مقدار پایین Sl تا حدود زیادی ناشی از انطباق طولی برخی گسل‌ها با جهت رودخانه و دره و همچنین وجود رسوبات شیلی و مارنی است که از قابلیت فرسایش‌پذیری بیشتری نسبت به سایر رسوبات برخوردارند؛ به گونه‌ای که تا حدودی تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی را تعدیل نموده است.

اگر سطح مخروط افکنه کج شود، منحنی‌های میزان روی مخروط که در حالت عادی به صورت متحدالمرکز و شبیه دایره هستند، به بیضی متمایل شده و در این حالت محور بزرگ بیضی در جهت موازی با کج‌شدگی قرار می‌گیرد (پینتر و کلر، ۲۰۰۲). در چنین شرایطی می‌توان مقدار کج‌شدگی را با رابطه زیر محاسبه کرد:

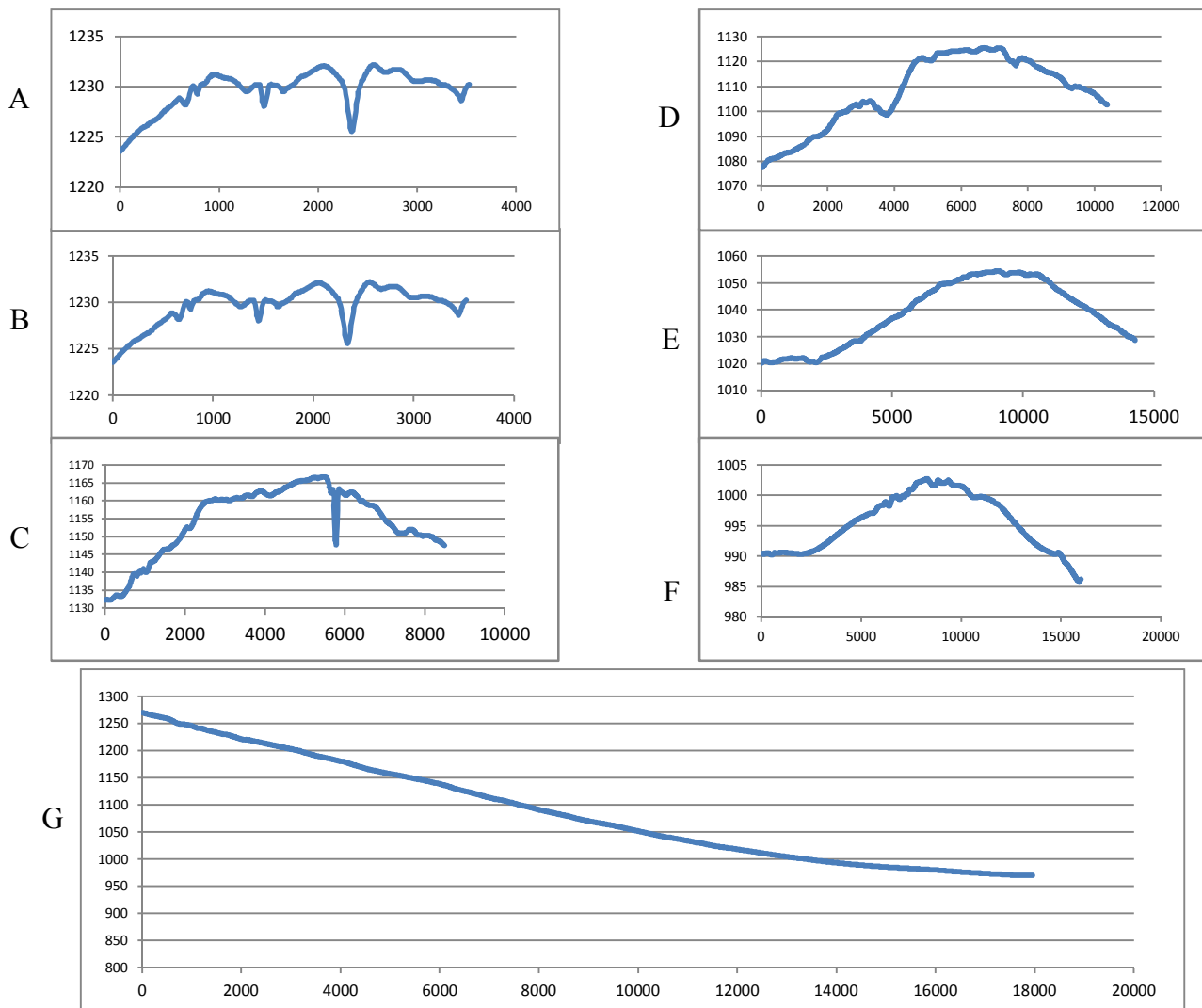
(۶)

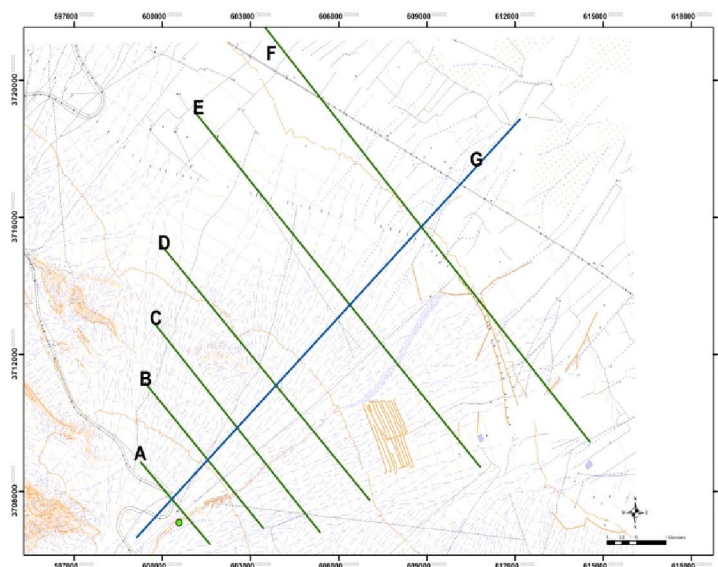
$$B = \arccos\left(\left(\left(\frac{b}{a}\right)^2 \sin^2 \alpha + \cos^2 \alpha\right)^{0.5}\right)$$

در رابطه فوق α شیب مخروط در امتداد محور کوچک بیضی است، a قطر بزرگ و b قطر کوچک بیضی است. مقدار B هر چه از یک کمتر باشد، میزان کج‌شدگی بیشتر است. این مقدار برای مخروط افکنه موعار ۰/۸۶۷ به دست آمده که حاکی از کج شدن مخروط افکنه است.

مقدار کمتر از یک B حاکی از کج‌شدگی مخروط افکنه در محور طولی است. پروفیل طولی مخروط افکنه نیز مؤید این مطلب است (شکل ۵).

مقاطع عرضی ترسیم شده از مخروط افکنه موعار (شکل ۵) کج‌شدگی مخروط افکنه را در بخش میانی به صورت عرضی نشان می‌دهد. در پروفیل‌های A تا E این کج‌شدگی بیشتر مشخص است؛





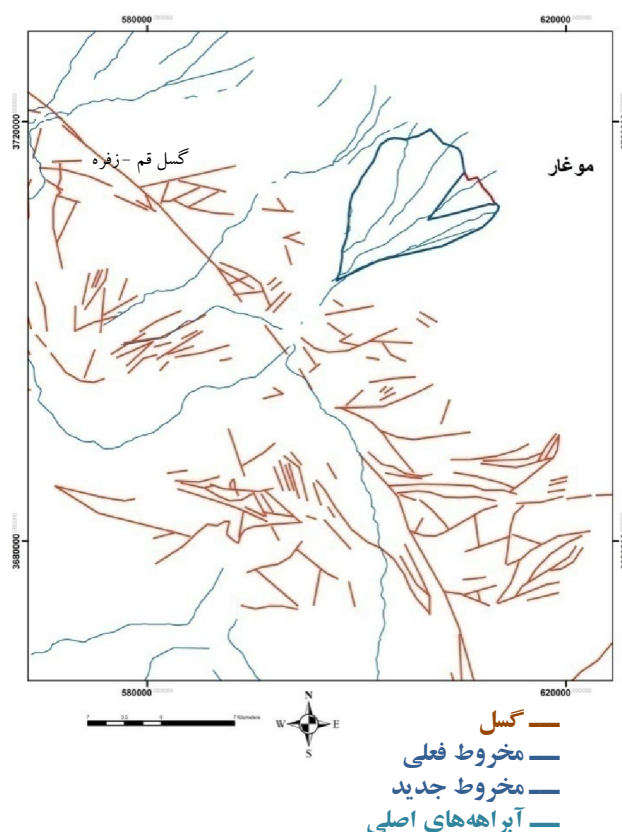
شکل ۵) مقاطع عرضی و طولی مخروطه افکنه موغار

به گونه‌ای که نیمه جنوبی مخروط افکنه ارتفاع بیشتری نسبت به نیمه شمالی آن دارد. این کج شدگی می‌تواند ناشی از بالا آمدگی زمین (رسوبات دوران سوم که مخروط افکنه بر روی آن قرار دارد) باشد. بویژه اینکه در این بخش از مخروط افکنه رسوبات اولیگو-میوسن در کف دره روی مخروط رخنمون دارند.

شواهد ژئومورفولوژیکی

شواهد ژئومورفولوژیکی متعددی در منطقه وجود دارد که گویای وجود فعالیت‌های تکتونیک بوده که بعضاً در کواترنری نیز تداوم داشته است؛ از جمله:

- وجود گسل‌های فراوان: گسل‌های متعددی در منطقه وجود دارد که فعالیت برخی از آنها تا زمان حاضر نیز تداوم داشته است. مهمترین این گسل‌ها، مجموعه گسلی قم-زفره است (شکل ۶)
- مجموعه گسلی فوق از قم تا نطنز تقریباً مرز واحد کوهستان و مخروط افکنه‌های پایکوهی بوده و از میل‌اجرد تا جنوب حوضه ابیازن بر مسیر اصلی رودخانه انطباق دارد.



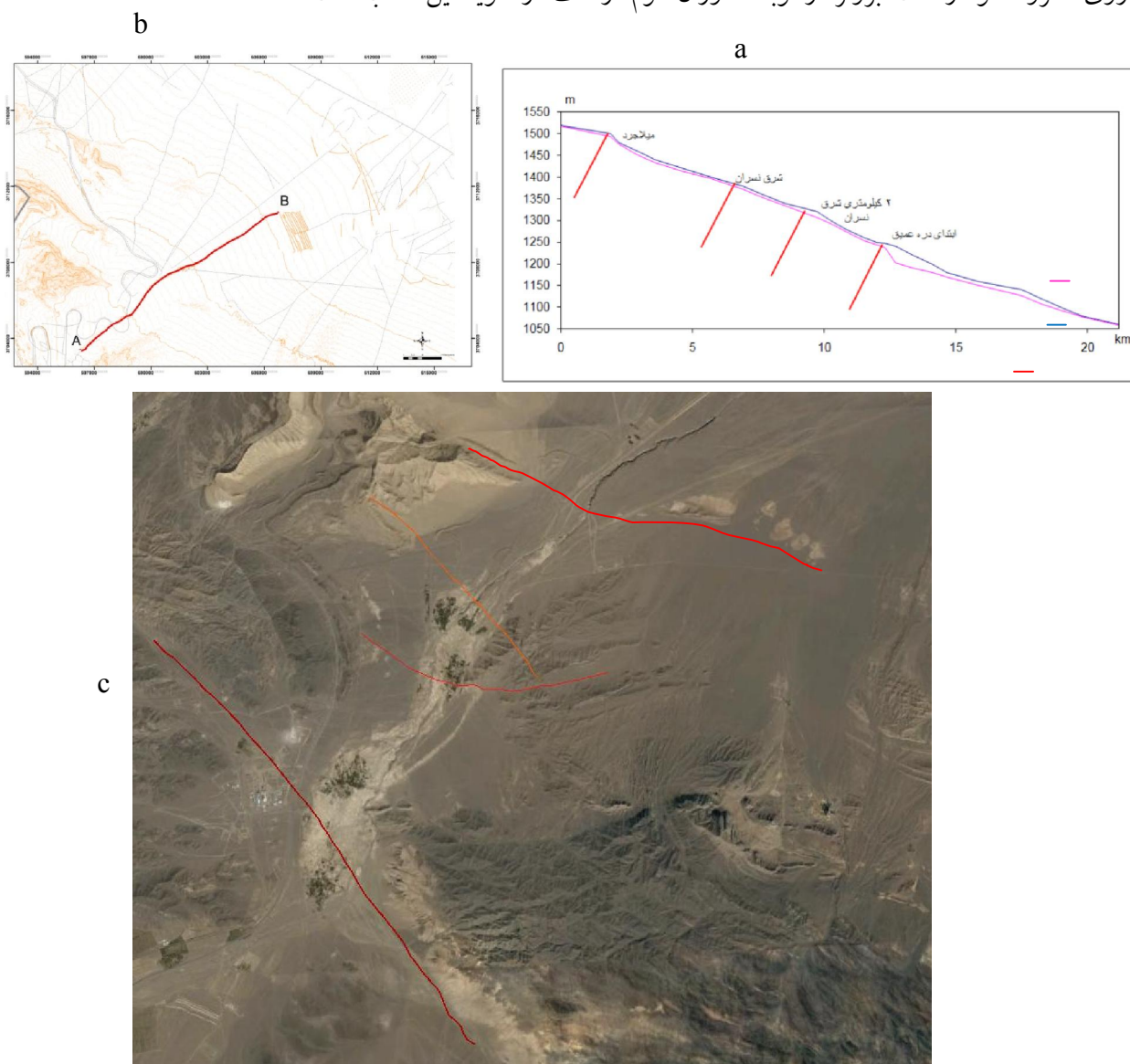
شکل ۶) گسل‌های مهم منطقه مطالعاتی و بخش‌های مختلف مخروط افکنه موغار
مأخذ: نقشه‌های زمین شناسی کاشان، نظنز و سه

گسل اصلی این مجموعه راستگرد قائم تا نزدیک به قائم بوده که خوابیدگی آن به طرف شرق است (آقا نباتی، ۱۳۸۳). گسل فوق در کواترنری فعال بوده و باعث جابه‌جایی‌هایی در لندفرم‌ها شده است که مقدار جابه‌جایی افقی لندفرم‌ها در مجاورت جاده کاشان-قمصر در حوالی روستای مسلم آباد به پانصد متر هم می‌رسد (گورابی، ۱۳۸۷).
- مطالعات زمین‌لرزه‌ای نیز تا حدودی بیانگر فعال بودن منطقه است؛ به گونه‌ای که در سال‌های قبل از ۱۹۰۰ میلادی در فرورفتگی قم، کاشان و اردکان زمین‌لرزه‌های بزرگی رخ داده است (آبرسایز و ملویل، ۱۹۸۲)؛ به نقل از خسروی، ۱۳۸۹).

- چشمه‌های تراورتن ساز گسلی: این چشمه‌ها در امتداد گسل قم-زفره از میلاجرد تا رنگان و همچنین، در اطراف روستاهای طرق و کشه وجود دارند که حاصل فعالیت آنها رسوبات وسیع و گاه ضخیم تراورتن در این مناطق است.
- دره‌های گسلی: بر روی خطوط گسلی و شکستگی‌ها قرار گرفته‌اند و مهمترین آنها گسل اصلی مجموعه گسلی قم-زفره است که بر دره رنگان منطبق است. حدود ۱۳ کیلومتر از دره رودخانه رنگان از ایازن تا عباس‌آباد بر گسل اصلی قم-زفره منطبق است. از عباس‌آباد تا انتهای حوضه رودخانه به طول ۵۴ کیلومتر بر گسل عباس‌آباد منطبق است.
- تغییرات شیب در نیمرخ رودخانه‌ها: یکی از عواملی که می‌تواند در شیب طولی یک رودخانه؛ بویژه در شرایط یکسان لیتولوژیک مؤثر باشد، تکتونیک است. در پروفیل طولی رودخانه ایازن روی مخروط افکنه موغار از ایازن تا

نزدیکی موهار چندین تغییر شیب مشاهده می‌گردد (شکل ۷) که تقریباً در محل گسل‌هایی است که در طرفین دره وجود داشته و در زیر آبرفت‌های رودخانه مدفون هستند. در حوالی این گسل‌ها اختلاف ارتفاع کف دره و ساحل مشرف به دره بیشتر شده و شیب دره فزونی یافته است.

شواهد فوق‌گویی بالآآمدگی ارتفاعات بین مجموعه گسلی قم - زفره (حد فاصل ایازن تا انتهای حوضه در جنوب) و چالۀ دق سرخ است. بالآآمدگی ادامه این ارتفاعات که در زیر مخروطه افکنه موهار قرار دارد، باعث بالآآمدگی بخش میانی مخروط، ایجاد عدم تعادل در آبراهه و تجدید سیکل فرسایشی، تغییرات شیب آبراهه‌ها و حفر دره روی مخروط موهار است. برونزد رسوبات دوران سوم در کف دره مؤید این مطلب است.



شکل ۷: a: پروفیل طولی رودخانه ایازن از ایازن تا موهار، b: موقعیت پروفیل طولی روی نقشه توپوگرافی، c: موقعیت گسل‌ها روی تصویر ماهواره‌ای

نتیجه گیری

نتایج حاصل از شاخص های سینوزیته جبهه کوهستان (۱/۸) و نسبت پهنا به عمق دره (۱۷ تا ۱۸) حاکی از نیمه فعال بودن منطقه و شاخص تقارن توپوگرافی (۰/۱۲ تا ۰/۶۳) بیانگر نیمه فعال تا فعال و شاخص سینوزیته رودخانه (۱/۱۲ تا ۱/۱۹) نشان دهنده فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی است. گسل قم- زفره و برخی دیگر از گسل ها در جهت گیری مسیر شبکه های آبی نقش داشته و بعضاً باعث ایجاد تغییرات شیب در مسیر آنها شده اند. بالا آمدگی ارتفاعات حد فاصل این گسل و چاله اردستان به عدم تعادل در رودخانه، تجدید سیکل فرسایشی، تغییر سطح اساس محلی رودخانه، جابه جایی و مراکز تجمع رسوب در محل خروج رودخانه ایازن از منطقه کوهستانی، تقطیع و توالی مخروط افکنه موغار به سمت چاله اردستان و کج شدگی مخروط افکنه، ایجاد دره ای عمیق در مخروط افکنه موغار و تشکیل مخروط جدیدی در بخش پایین دست مخروط فعلی منجر شده است.

از آنجا که وقوع چنین تغییراتی در سیستم فرسایشی رودخانه و ایجاد فرم های فوق فقط در روی مخروط افکنه موغار مشاهده شده و در سایر مخروط افکنه های منطقه موجود نیست، حاکی از آن است که مخروط افکنه موغار تحت تأثیر رخداد های تکتونیکی واقع شده و این تغییرات و اشکال حاصل تغییرات آب و هوایی نیستند.

منابع

- ۱- آرام، احمد. (۱۳۶۶). علم در اسلام، تهران: انتشارات سروش، صص ۳۷-۶۱.
- ۲- آقاباتی، علی. (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی ایران و اکتشافات معدنی ایران.
- ۳- بیاتی خطیبی، مریم. (۱۳۸۴). انواع تعادل در شبکه های رودخانه ای- نحوه تشکیل تراس های مرکب، مجله رشد آموزش جغرافیا، ش ۲، صص ۳۰-۳۶.
- ۴- تقیان، علیرضا. (۱۳۸۸). تحلیل سیستم های شکل زای کوآترنری در دامنه های کرکس، پایان نامه دکتری دانشکده جغرافیای دانشگاه تهران.
- ۵- خسروی، سمیه. (۱۳۸۹). تحول ژئومورفولوژی دامنه های شمال شرقی کوه کرکس و دشت های پیرامون آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی - دانشگاه تبریز.
- ۶- خیام، مقصود و مختاری کشکی، داوود. (۱۳۸۲). ارزیابی عملکرد فعالیت های تکتونیکی بر اساس مرفولوژی مخروط افکنه ها، پژوهش های جغرافیایی، ش ۴۴.
- ۷- رضایی مقدم، محمد حسین. (۱۳۷۴). پژوهشی در تشکیل کوهپایه ها و دشت های انباشتی دامنه جنوبی میشو داغ، پایان نامه دکتری، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.
- ۸- رامشت، محمد حسین. (۱۳۸۴). نقشه های ژئومورفولوژی (نمادها و مجازها)، تهران: سمت، ص ۸۴.
- ۹- رامشت، محمد حسین؛ عباسی، علیرضا و معیری، مسعود. (۱۳۸۷). تحلیل فضایی و ژنتیکی مخروط افکنه های ایران، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۸۸، صص ۹۷-۱۱۶.

- ۱۰- زرگر زاده، مرضیه؛ رنگزن، کاظم؛ چرچی، عباس و آبشیرینی، احسان. (۱۳۸۶). مطالعه تکتونیک فعال منطقه زاگرس با استفاده از شاخص های ژئومورفیک و پارامترهای مورفولوژیک در محیط GIS و دورسنجی، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.
- ۱۱- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح جمهوری اسلامی ایران - نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰.
- ۱۲- سازمان زمین شناسی کشور، نقشه های زمین شناسی اصفهان، کاشان، نطنز، لطیف و سه.
- ۱۳- سازمان نقشه برداری کشور، نقشه های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰.
- ۱۴- سلیمانی، شهریار. (۱۳۷۸). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان، مؤسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، صص ۵۵-۵۶.
- ۱۵- عباس نژاد، احمد. (۱۳۷۶). بررسی نوزمین ساخت مخروطه افکنه های ناحیه کرمان، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور، ش ۲۵ و ۲۶.
- ۱۶- گورابی، ابوالقاسم. (۱۳۸۷). تأثیر نوزمین ساخت بر تحول لندفرم های کواترنری در ایران مرکزی، پایان نامه دکتری، دانشکده جغرافیا - دانشگاه تهران.
- ۱۷- مددی، عقل؛ رضایی مقدم، محمد حسین و رجایی، عبدالحمید. (۱۳۸۳). تحلیل فعالیت های نئوتکتونیکی با استفاده از روش های ژئومورفولوژی در دامنه های شمال غربی تالش (باغر و داغ)، مجله پژوهش های جغرافیایی، ش ۴۸، صص ۱۰۳-۱۲۲.
- ۱۸- یمانی، مجتبی و مقصودی، مهران. (۱۳۸۲). نقش تکتونیک و تغییرات اقلیمی در تحول مخروط افکنه ها (مطالعه موردی؛ مخروط افکنه های چاله سیرجان)، بیابان، مرکز تحقیقات بین المللی همزیستی با کویر، دانشگاه تهران، ش ۱، ج ۸، صص ۱۳۷-۱۵۰.
- ۱۹- یمانی، مجتبی؛ مقیمی، ابراهیم و تقیان، علیرضا. (۱۳۸۷). ارزیابی تأثیرات نوزمین ساخت فعال در دامنه های کرکس، با استفاده از روش های ژئومورفولوژی، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ش ۸۸، صص ۱۱۶-۱۳۶.
- 20- Arzani, N. (2005), The fluvial megafan of Abarkoh Basin (central Iran) an example of flash flood sedimentation in arid lands, Geological society of London, Alluvial fans (Geomorphology, sedimentology, dynamics), 41-59.
- 21- Barbank, D. W., Anderson, R. S., (2001), Tectonic Geomorphology- Blackwell science, 274.
- 22- Giano, S. I., (2011), Quaternary alluvial fan systems of the Agri inter muontane basin (southern Italy): Tectonic and climatic controls, Geological carpathica, 65-76.
- 23- Bull, W.B. (2007). Tectonic Geomorphology of Muontians, Black well, 350
- 24- Hamdouni, R, E.L, Irigaray, C. Fernandez, T. Chacon, J. Keller, E, A, (2008), Assessment of relative active tectonics, south west border of the Sierra Nevada (Southern Spain), Geomorphology, 96, 150-173.
- 25- Ioannis, M. T. Ioannis, K. k. Pavlides, S. (2006). Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, central Greece). tectonophysis 453 (2008), 211-232.
- 26- Keller, E A. and Pinter, N., (1999). Active Tectonics- Earthquakes uplift and landscape, New Jersey, 338.
- 27- Keller, E. A. and Pinter, N. (2002). Active tectonic, upper Saddle River, New Jersey, Prentice Hall.
- 28- Li T youli. Yang, Jingchum, Tan. Lihua. Duan, Fengian (1999).

Impact of tectonics on alluvial landforms in Hexi corridor, Northwest China ,geomorphology, 28, 299-308.

- 29- Ramirez-Herrera, M .T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambaygarban, Mexican Volcanic belt. Earth surface process and landforms. 23, 317-322.