جغرافیا و توسعه- شماره ۱۶- زمستان ۱۳۸۸
وصول مقاله : ۱۳۸۶/۸/۲۱
تأیید نهایی : ۱۳۸۷/۱۱/۱۱
صفحات : ۴۶- ۲۹

تأثیر تکتونیک جنبا بر مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ی درختنگان در منطقه‌ی شهداد کرمان

دکتر محمدحسین رامشت[1] **دکتر عبدا... سیف**
دانشیار جغرافیا دانشگاه اصفهان **استادیار جغرافیا دانشگاه اصفهان**
سمیه‌سادات شاه‌زیدی[2] **مژگان انتظاری**
دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان **دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی دانشگاه اصفهان**

چکیده

مخروط‌افکنه‌ی حوضه‌ی آبریز درختنگان یکی از مخروط‌افکنه‌های بزرگ ایران در ناحیه‌ای کاملاً خشک در شمال- شمال شرق کرمان است.این مخروط‌افکنه به واسطه‌ی فرسایش مواد درحوضه‌ی آبریز رودخانه درختنگان و نهشته شدن این مواد در بخش انتهایی این حوضه یعنی دشت لوت شکل گرفته است. تکتونیک به عنوان یکی از عوامل درونی در شکل‌گیری این پدیده نقش اساسی داشته است. فعالیت‌های تکتونیکی با تأثیرگذاری در محل استقرار مخروط‌افکنه، افزایش رسوب‌دهی، افزایش شیب و در نتیجه افزایش توان حمل و مقدار رسوب رودخانه درختنگان، نقش خود را درتحول وتکامل امروزی آن ایفا نموده است و به استناد ارزیابی روش‌های متعدد تکتونیک جنبا (Active Tectonic) این منطقه جزء مناطق فعال تکتونیکی قلمداد می‌شود. از مهمترین شواهد تکتونیکی در منطقه می‌توان به وجود گسل‌های موجود در منطقه، رسوبات مخروط‌افکنه از رأس تا انتها ، بررسی نیمرخ طولی مخروط‌افکنه در گذشته و حال و... اشاره نمود.

حوضه‌ی رودخانه‌ی درختنگان از شرق به کویر لوت، از غرب به کوههای باغ بالا و کلیسکی از طرف شمال به ارتفاعات دهران و از جنوب به کوه جفتان محدود می‌شود. در این پژوهش با بررسی شواهد ژئومورفیک، تأثیر تکتونیک جنبا در نحوه‌ی تکوین و تغییر شکل مخروط‌افکنه تحلیل شده است.

کلیدواژه‌ها: تکتونیک، مخروط‌افکنه، شکل مخروط مخروط‌افکنه، شواهد تکتونیکی تأثیرگذار بر شکل مخروط‌افکنه.

1- Mrameshat@yahoo.com
2- S_ shahzeidi@yahoo.com

مقدمه

زمین سیستمی پویا است که تغییر و تحول از جمله ویژگی آن است و برای ژئومورفولوژیست‌ها، دوران چهارم، از این نظرحائز اهمیت بوده است. این دوره با تغییرات اقلیمی و تکامل وگسترش پدیده‌های فرسایشی زیاد توأم بوده ولی زمان کوتاهی است که اهمیت کواترنر بر محققین روشن شده است. کمتر از یک دهه‌ی پیش، این دوران فقط به رنگ سفید و بدون هیچ‌گونه توضیحاتی در نقشه‌های زمین‌شناسی نمایش داده می‌شد ولی به تدریج با مطالعه و شناخت سطح زمین و بازشناسی اهمیت تکامل پدیده‌ها در این زمان، دوران چهارم در پژوهش‌های محققین علوم زمین سبب تقسیمات جدید علمی و رشته‌های متنوعی چون تکتونیک جنبا، یخچال‌شناسی و بیابان‌شناسی و... شد. در این میان ژئومورفولوژیست‌ها با دیدگاه و معرفت‌شناسی خاصی به این دوران اندیشیده‌اند و به توصیف پدیده‌ها پرداخته‌اند. به عقیده‌ی آنها بسیاری از فرآیندها و تحولات پدیده‌ها را نمی‌توان در طول زمانی کوتاه و محدود، توصیف و در مورد چگونگی تکامل و شکل‌گیری آن اظهار نظر کرد بلکه تاریخ امروز زمین به شدت تحت تأثیر تحولاتی است که در گذشته بر آن وارد شده است.

به نقل از آرام (۱۳۶۶) اوّلین مطالعه‌ی ژئومورفولوژیک در زمینه‌ی دانه‌سنجی مخروطه‌افکنه‌ها توسط ابوریحان بیرونی انجام شده‌است. این دانشمند ایرانی با مطالعه‌ی عوامل تشکیل‌دهنده‌ی جلگه‌ی هند نتیجه می‌گیرد که قلوه‌سنگ‌ها در این جلگه از بالا به پایین دارای جورشدگی است. اسمیت در سال ۱۷۵۴ میلادی مطالعاتی در مورد مخروط‌افکنه‌های انگلستان انجام داد، سپس سارسو در سال ۱۷۷۹ میلادی مخروط‌افکنه‌های فرانسه را بررسی کرد. دریو در سال۱۸۷۳ میلادی به مطالعه‌ی مخروط‌افکنه‌های هیمالیای شمالی پرداخت.

مسائل مربوط به مخروط‌افکنه‌ها از دهه‌ی ۱۹۶۰ رو به گسترش رفت *(مختاری، ۱۳۸۱: ۱۸)* و با توجه به اینکه ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی جوان در جبهه‌ی کوهستان می‌تواند به عنوان روشی در تحلیل و شناخت ویژگی‌های منطقه و نحوه‌ی تغییر و تحول آنها به شمار آید، اهمیت و شناخت این پدیده مورد توجه بیشتری قرار گرفت. بویژه آنکه بررسی فعالیت‌های تکتونیکی جوان تأثیرات مثبت و منفی زیادی در زندگی انسان‌ها و ساکنین این مناطق داشته و لذا شناسایی این عوامل وآگاهی از تأثیرات آنها می‌تواند برای انسان در کنترل و مدیریت محیطی مناطق فوق بسیار مؤثر باشد.

بال[1] *(۱۹۷۲: ۸۳-۶۳)* بر اساس مقاطع طولی یا شعاعی شکل هندسی، مخروطافکنه‌ها را به سه نوع دسته‌بندی می‌کند. براساس نظر بال *(۱۹۷۷و ۱۹۷۲)* و نیلسون[2] *(۱۹۸۷)* رسوبات مخروطافکنه تحت تأثیر دو فرایند کلی جریان‌های رودخانه‌ای و جریان‌های واریزه[3] رسوب می‌کند. شیوم و همکاران[4] (۱۹۹۷) نیز در زمینه‌ی مخروطافکنه‌ها مطالعاتی انجام داده و به عقیده‌ی ریتر و همکاران[5] *(۱۹۹۳: ۳۰۷-۲۸۷ و۲۰۰۰: ۸۷-۶۳)* ژئومورفولوژی مخروطافکنه‌ها به عوامل محیطی مانند رژیم‌های آب و هوایی، وضعیت تکتونیک و لیتولوژی حوضه‌های نواحی بالادست بستگی دارد.

اولین بار در ایران بی‌مونت[6] *(۱۹۷۲: ۲۷۳-۲۵۱)* در مورد مخروطافکنه‌های پایکوهی در البرز مطالعاتی انجام داد و رضائی‌مقدم (۱۳۷۴) مخروطافکنه‌های دامنه‌های جنوبی میشوداغ و مختاری (۱۳۸۱) مخروطافکنه‌های دامنه‌های شمالی میشوداغ را بررسی و مطالعه کردند، در همین سال کرمی به مطالعه‌ی دامنه‌های شمالی بزقوش و دشت سراب پرداخت. عباس‌نژاد (۱۳۷۵) در منطقه‌ی رفسنجان و عابدینی *(۱۳۸۳: ۱۳۹)* از طریق شاخص‌های ژئومورفولوژی و مورفومتری به تحلیل منطقه‌ی دره‌ی دیز- دیوان‌داغی پرداخت. ارزانی[7] *(۲۰۰۵: ۵۹-۴۱)* در منطقه‌ی ابرکوه یزد مطالعات خود را در مورد مخروطافکنه‌ها متمرکز ساخت. مقیم *(۱۳۸۶)* نیز به بررسی عوامل مؤثر در شکل‌گیری و گسترش مخروطافکنه‌های جنوبی آلاداغ پرداخته است.

شاه‌زیدی (۱۳۸۵) مخروطافکنه درختنگان در شهداد لوت را مطالعه و نسبت به نقش تکتونیک در عدم تقارن آن بحث‌های شکل‌شناسی خاصی ارائه نموده است. استفاده از شاخص‌های کمّی در ارزیابی مخروطافکنه‌ها بسیار ضروری است که در ایران محققین جوان اخیراً به آن توجه خاصی دارند. این پژوهش که برگرفته از یک رساله‌ی کارشناسی ارشد می‌باشد در پی آن است که ضمن معرفی مخروطافکنه‌ی درختنگان درحاشیه‌ی لوت با استناد به روش کمّی و شواهد موجود در صحنه، به بررسی تأثیر تکتونیک جنبا در مورفولوژی مخروطافکنه پرداخته و تکامل امروزی آن را بازشناسی نماید.

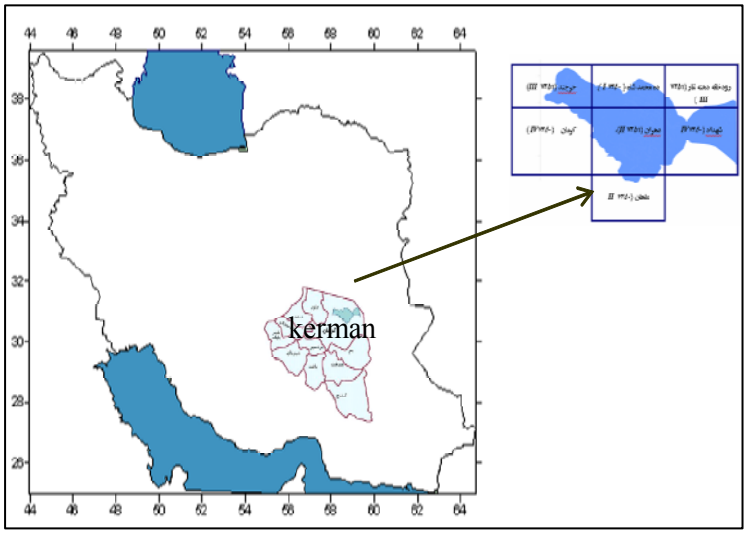
1-Bull
2-Nilsson
3-Deprisflow
4-Schumm.,et
5-Ritter,J.B.,et
6-Beaumont
7-Arzanie

مواد و روش‌ها

به منظور مطالعـــه‌ی مخروط‌افکنه‌ی حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی درختنگان ابتدا بـا اسـتفاده از نقشه‌های توپـوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ (مـشتمل بـر۷ نقـشه) و۱/۲۵۰۰۰۰ (۱ نقـشه) و سـپس بـا استفاده ازنقشـه‌های زمیـن‌شنـاسی مقیـاس۱/۱۰۰۰۰۰ و۱/۲۵۰۰۰۰نقشه‌های منطقه ترسیم شد. ساماندهی اطلاعات با تبدیل اطلاعات تصویری به رقومی انجام گرفت، که در ایـن مرحلـه، استفاده از نرم‌افزار Arc view Surfer8 view Gis- Cad map به ترسیم نقشه‌هـای محـدوده‌ی مطالعاتی و تحلیل منطقه با توجه به عکس ماهواره‌ای و بازدیدهای صحـــرایی صورت گرفت.

بحث

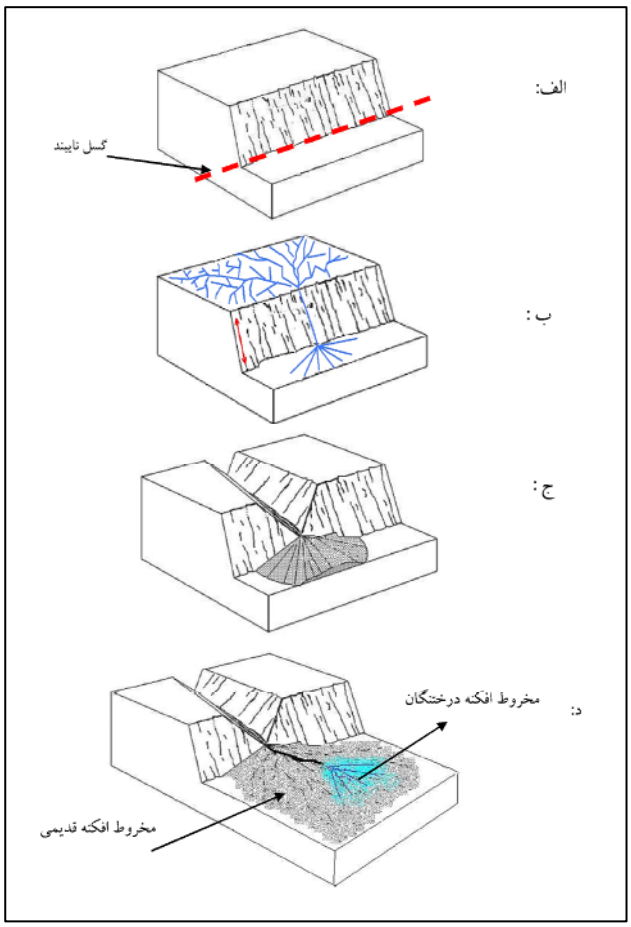
حوضه آبریز مخروط‌افکنه‌ی رودخانه‌ی درختنگان در شمال- شمال شرق کرمان و در ضـلع غربی دشت لوت با جهت شمال‌غربی- جنوب‌شرقی کشیده شده است، مخروط‌افکنه‌ی شـهداد و یا کلادشت شهداد به دنبال بالاآمدگی کوهستان (ضلع غربی دشت) به صورت دشـتی پـست درآمده که دارای شیب ملایمی است که به چاله‌ی لوت منتهی می‌شود. سطح کلـی منطقـه‌ی مورد مطالعه حدود ۱۰۴۲ کیلومترمربع است. حداکثر ارتفاع در منطقه۳۸۰۰ متر و حداقل آن با ارتفاع ۳۷۰ متر در حوالی دشت لوت می‌باشـد. محـیط حوضـه نیـز تقریبـاً برابـر بـا ۳۳۴/۲ کیلومتر می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت محدوده مورد مطالعه

زمین‌شناسی محدوده‌ی مورد مطالعه

در دوران کوهزایی پالئوژن در غرب گسل نایبند (در مغرب لوت) یعنی در رأس مخروط‌افکنه یا جبهه‌ی کوهستان فعلی شروع به بالاآمدگی کرده و شرق گسل یک دفعه پایین می‌افتد. تداوم این حرکات باعث شده تا در نئوژن وضع برجستگی‌ها و فرورفتگی‌ها تغییر کند و دو سطح کاملاً متفاوت ایجاد شود سپس مخروط‌افکنه طیّ مراحلی به شکل امروزی میل نماید *(علایی‌طالقانی، ۱۳۸۱: ۳۰۶) (شکل ۲).*



شکل ۲ : شماتیک از تحول مخروط‌افکنه‌ی درختنگان به واسطه‌ی عامل تکتونیک در کواترنر *(ترسیم : س. شاه‌زیدی)*

حرکات تکتونیکی در این منطقه زیاد بوده و بر روی تشکیلات زمین‌شناسی اثر گذاشته است. بر اساس نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰و۱/۲۵۰۰۰۰، منطقه‌ی مورد مطالعه به دو منطقه‌ی مجزا تقسیم می‌گردد. بخش محدوده‌ی مطالعاتی شامل دشت گسترده ایست که توسط رسوبات آبرفتی کواترنر و بادرفت‌ها و تپه‌های ماسه‌ای در حاشیه‌ی دشت لوت پوشیده شده است. بخش غربی دشت از ارتفاعاتی متشکل از سازندهای سخت تشکیل شده است که بعضاً پهنه‌های آبرفتی کم ضخامت و محدود در آنها شکل گرفته است که سکانس زمین‌شناسی در این منطقه سازندهایی از پرکامبرین تا کواترنر است .

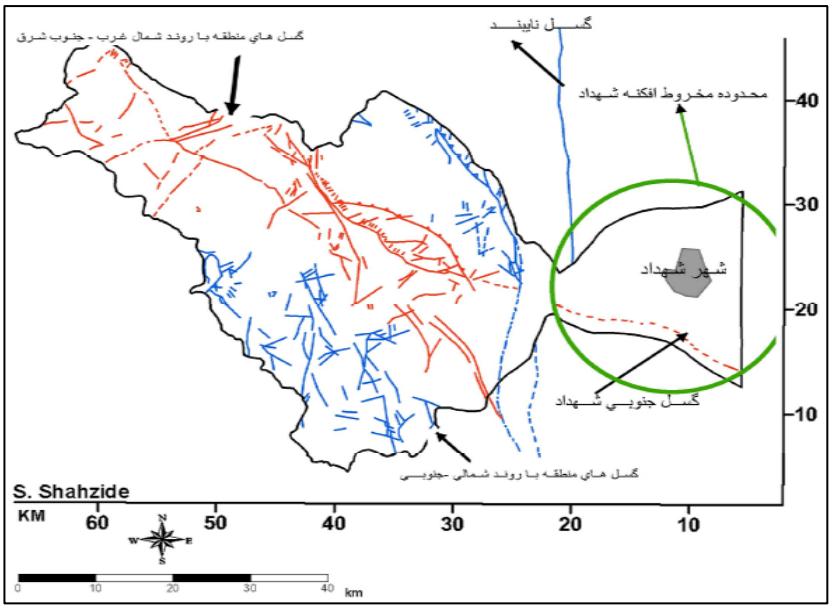
مهمترین سنگ‌های تشکیل‌دهنده‌ی منطقه، سنگ‌های آهکی، کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل است. منطقه‌ی مورد مطالعه جزء مناطق تکتونیکی محسوب می‌گردد. فعالیت تکتونیکی در منطقه‌ی مورد مطالعه از طریق دلایلی قابل اثبات است از میان روش‌های زمین‌شناختی برای مطالعه‌ی حرکات تکتونیکی فعال، بررسی‌های مورفولوژی ساختمان و ریخت‌شناسی زمین‌ساختی نقش بسیار مهمی را ایفا می‌کنند و در دفترچه‌ی حرکات تکتونیکی فعال زمین عوارضی چون مخروط‌افکنه‌ها، و تراس‌های رودخانه‌ای مرتفع و... به ثبت رسیده است *(سلیمانی، ۱۳۷۸: ۱)*. دانشمندان زمین‌شناس وژئومورفولوگ، راههایی را برای تشخیص تکتونیک فعال ارائه داده‌اند که عبارتند از: مقایسه‌ی دو مخروط‌افکنه، نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره، تحلیل منحنی هیپسومتری (بی‌بعد) حوضه‌های آبریز، شاخص تقارن توپوگرافی عرضی شاخص عدم تقارن آبراهه‌ها در حوضه‌ی آبریز و... که در تفسیر فعالیت‌های تکتونیکی به‌کار گرفته می‌شوند *(کلر و پنتر، ۱۹۶۶: ۱۴۶-۱۲۲)*. در ارزیابی حرکات تکتونیکی فعال با توجه به برخی از شاخص‌های کمّی محاسبه و نتایج آن در جدول (۲) قابل مشاهده است.

جدول ۱: ردیابی تکتونیک جنبا در حوضه‌ی آبریز مخروط افکنه‌ی رودخانه‌ی درختنگان

شاخص‌های کمی درارزیابی حرکات تکتونیکی فعال	تعریف اجزاء معادله	معنی‌داری	نتیجه
سینوزیته‌ی جبهه‌ی کوهستان S=Lmf/Ls	Lmf طول جبهه‌ی کوهستان در محل تلاقی پایکوه و کوهستان و Ls طول خط مستقیم جبهه‌ی کوهستان می‌باشد	مقادیر عددی نزدیک به یک بیانگر مناطق دارای حرکات تکتونیکی فعال و جبهه‌های کوهستان دارای دارای نرخ فرایش (Uplift) می‌باشد	از ۱/۱تا۱/۴۵ متغیّر است (فعال)
تحلیل منحنی هیپسومتری (بی‌بعد) حوضه آبریز	تحدب در منحنی بی‌بعد بیانگر غلبه فعالیت تکتونیکی منطقه بر فعالیت‌های فرسایشی می‌باشد در حالی‌که تقعر در منحنی بی‌بعد بیانگر غلبه‌ی فعالیت‌های فرسایشی برفعالیت تکتونیکی است.	تحدب در منحنی بی‌بعد بیانگر غلبه‌ی فعالیت تکتونیکی منطقه بر فعالیت‌های فرسایشی می‌باشد در حالی‌که تقعر در منحنی بی‌بعد بیانگر غلبه‌ی فعالیت‌های فرسایشی بر فعالیت تکتونیکی است.	فعال
شاخص عدم تقارن AF =100(Ar/At)	AF شاخص عدم تقارن، AR مساحت حوضه‌ی آبریز در سمت راست آبراهه‌ی اصلی و At مساحت حوضه آبریز در در سمت چپ آبراهه اصلی به طرف پایین‌دست آن است	هرگاه مقدار عددی این شاخص در حدود ۵۰ باشد بیانگروجود تقارن زهکش‌های فرعی نسبت به آبراهه‌ی اصلی و در نتیجه عدم وجود فرایش خواهد بود مقادیر عددی بیشتر و کمتر از ۵۰ بیانگر عملکرد فرایش خواهد بود (فعال)	(فعال)
نسبت کف دره به ارتفاع آن Vf=2Vfw[(Eld-Esc) + (Erd- Esc)]	Vfw عرض کف دره، Eld ارتفاع کف دره در سمت چپ، Erd ارتفاع کف دره در سمت راست و Esc ارتفاع کف دره می‌باشد. لازم به یادآوری است که راست یاچپ بودن بر اساس نگاه بیننده به طرف پایین دست در نظر گرفته می‌شود	اگر مقدار Vf کوچکتر از یک باشد، تکتونیک بسیار فعال است، اگر مابین ۱ و ۲ باشد، نیمه‌فعال است و اگر بزرگتر از ۲ باشد غیرفعال یا در واقع آرام است.	از۰/۵ تا۱/۰۴ متغیّر است (فعال و در بعضی نقاط نیمه‌فعال)

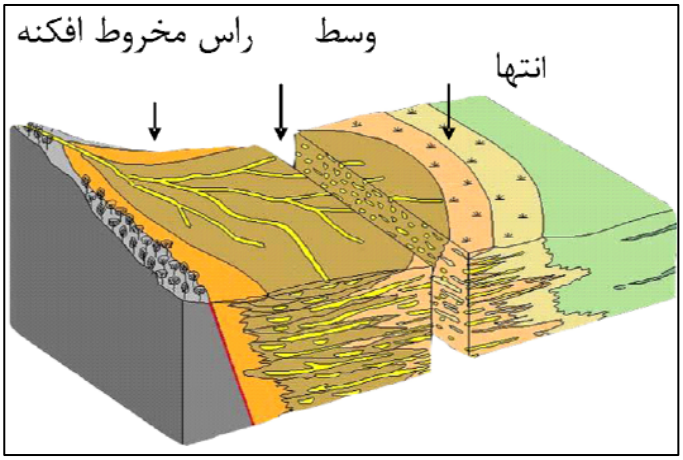
(Keller and Pinter, 1996: 122-146)

با توجه به شواهد عینی مانند وجود گسل‌های متعدد می‌توان اظهار نمود که منطقه‌ی مورد مطالعه دارای فعالیت‌های تکتونیکی مشهود می‌باشد. از مهم‌ترین گسل‌های منطقه می‌توان بـه گسل بزرگ نایبند، گسل جنوبی شهداد و رشته گسل‌هایی باجهت شمال غرب- جنوب شرق و شمالی- جنوبی اشاره نمود. نقشه‌ی (۲) *(منابع طبیعی استان کرمان،۱۳۷۲: ۱۵)*.



شکل ۳ : گسل‌های مورد مطالعه در منطقه منبع : نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰

کلاً مخروط‌افکنه‌ها، یکی از چهره‌های تراکمی آبرفت‌ها هستند که نام این عارضه از شکل تقریباً مخروطی آن در اثنای تراکم رسوب گرفته شده است. این رسوبات معمولاً پهن و به شکل مخروط بازشده‌ای هستند که رأسشان متوجه بالارود است، چنین شکلی را اصطلاحاً «مخروطه‌افکنه» یا مخروط آبرفتی می‌نامند *(فیما[1]، ۱۹۹۶: ۱)* (شکل ۴).

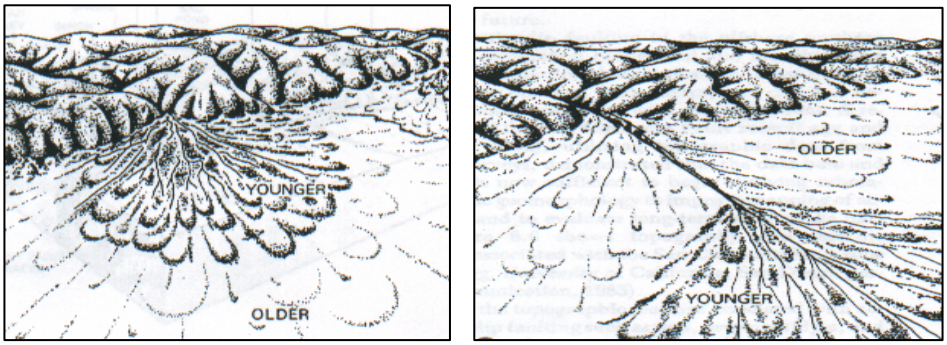


شکل ۴ : نمایش یک مخروط افکنه

1- FEMA

شکل مخروط‌افکنه‌ی مورد مطالعه و شواهد ارزیابی‌شده دال بر تأثیر تکتونیک جنبا

با بررسی شکل و لایه‌بندی دو مخروط‌افکنه بر روی هم از نظر زمانی می‌توان در مورد فعالیت یا عدم فعالیت جبهه‌ی کوهستان قضاوت نمود. هنگامی که نرخ فرایش[1] در جبهه‌ی کوهستان بیشتر از نرخ فرسایش[2] (برش کانال رودخانه درکوهستان و رسوبگذاری بادبزنی) باشد، جبهه‌ی کوهستان تمایل به تشکیل رسوبات بادبزنی خواهد داشت و مخروط‌افکنه‌ی جوان‌تر در رأس مخروط‌افکنه‌ی قبلی و در واقع در محل جبهه‌ی کوهستان تشکیل می‌گردد. اما هنگامی‌که نرخ فرایش در جبهه کوهستان کمتر یا برابر با نرخ فرسایش (برش کانال رودخانه در کوهستان و رسوب‌گذاری) باشد، جبهه‌ی کوهستان تمایل به برش مخروط‌افکنه دارد و مخروط‌افکنه جوان‌تر در انتهای مخروط‌افکنه قبلی و دورتر از جبهه‌ی کوهستان تشکیل خواهد شد و برش عمیقی در مخروط‌افکنه‌ی قدیمی ایجاد می‌شود (شکل ۵) *(کلر و پنتر، ۱۹۹۶: ۳۰۱)*.



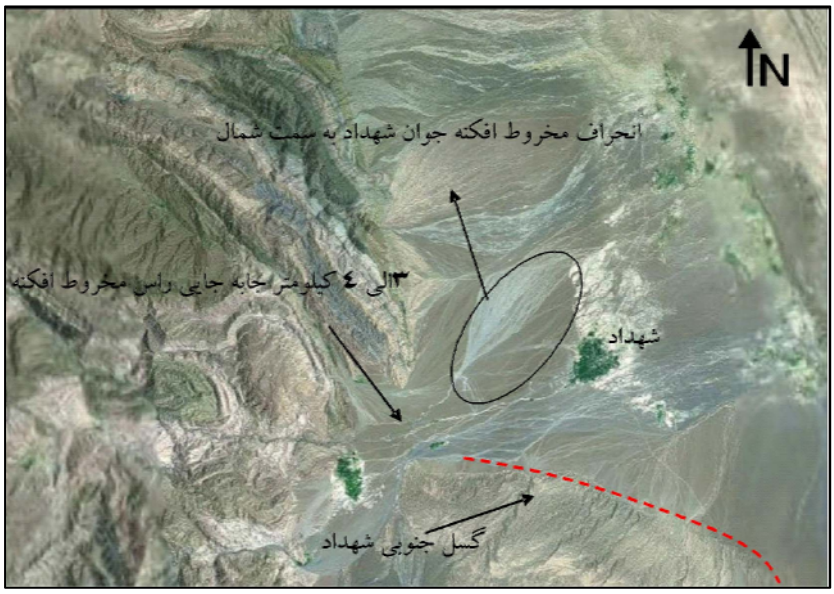
شکل ۵: وضعیت دو مخروط‌افکنه در مقایسه با هم در محل‌های فعال تکتونیکی غیرفعال تکتونیکی

حال اگر به توجیه مخروط‌افکنه‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه بپردازیم، خواهیم دید که در حال تغییر بوده است، به این معنا که مورفولوژی مخروط‌افکنه‌ی بزرگ و قدیمی شهداد نشان از مخروط‌افکنه‌هایی است که دلالت بر فرایش جبهه کوهستان و وجود تکتونیک جنبا در منطقه دارد، که دلیل این‌ادعا را می‌توان ایجاد گسل نایبند و افتادگی یک مرتبه‌ی شرق گسل و ایجاد مخروط‌افکنه در جبهه‌ی کوهستان دانست.

اما در یک برهه‌ی زمانی نرخ فرایش فعال جبهه‌ی کوهستان نسبت به نرخ حفر قائم رودخانه در کوهستان کمتر یا مساوی آن مقدار شده است که در این حالت در محل رأس مخروط‌افکنه عمل حفر رخ داده و مخروط‌افکنه‌ی جوان‌تر در پایین‌تر از رأس مخروط‌افکنه‌ی قبلی ایجاد

1 -Uplift
2- Erosion

شده است و با فعال شدن مجدد تکتونیک جنبا در منطقه، رأس مخروط‌افکنه‌ی جوان حدود ۳ الی ۴کیلومتر جابه جا شده است است . دلیل دیگر تکتونیک‌جنبا درمنطقه ایجاد گسل جنوبی شهداد و محدود کردن وسعت آن نسبت به قبل و انحراف مخروط‌افکنه‌ی جوان به سمت شمال است.



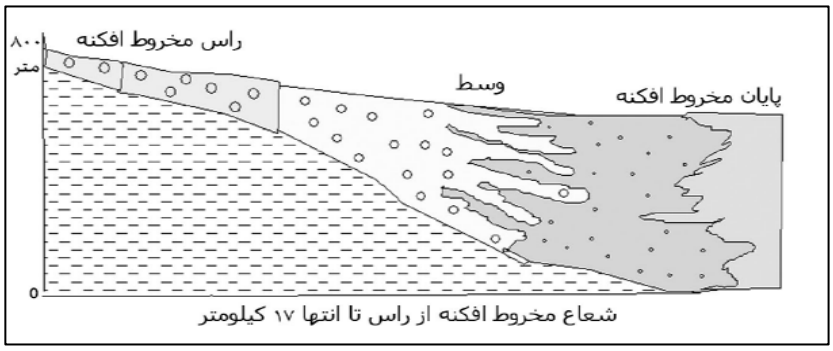
شکل ۶ : انحراف مخروط‌افکنه، جابه‌جایی رأس آن و نمایش گسل جنوبی شهداد

همزمان با ایجاد گسل جنوبی شهداد، گسل‌ها و درزها و شکاف‌هایی نیز در جبهه‌ی کوهستان ایجاد شده که باعث تجدید جوانی مجدد حوضه‌ی آبریز شده است. منطقه‌ی مورد مطالعه چندین بار دستخوش فعالیت‌های تکتونیکی قرار گرفته است و البته جابه‌جایی کانون‌های مخروط‌افکنه و ایجاد کانون‌های واگرای متواتر دال بر این ادعاست *(شاه‌زیدی، ۱۳۸۵: ۱۵۹-۱۵۱؛ رامشت، ۱۳۸۷: ۱۹-۱)*. البته با توجه به موارد و شواهد زیر می‌توان به طور نسبی به ارزیابی فعالیت‌های‌تکتونیکی درمجاورت جبهه‌ی‌کوهستان (مخروط‌افکنه، درختنگان) پرداخت. مطالعه‌ی مخروط‌افکنه‌ها امتیاز بزرگی است که با توجه به آن می‌توان اطلاعات مهمی درمورد جوانی و تجدید جوانی یک منطقه به دست آورد. زیرا این شکل‌ها از جمله پدیده‌های ژئومورفولوژیکی هستند که به فعالیت‌های تکتونیکی حساس هستند.

با توجه به نکات زیر می‌توان به نتایجی دست یافت که بسیار حائز اهمیت است :

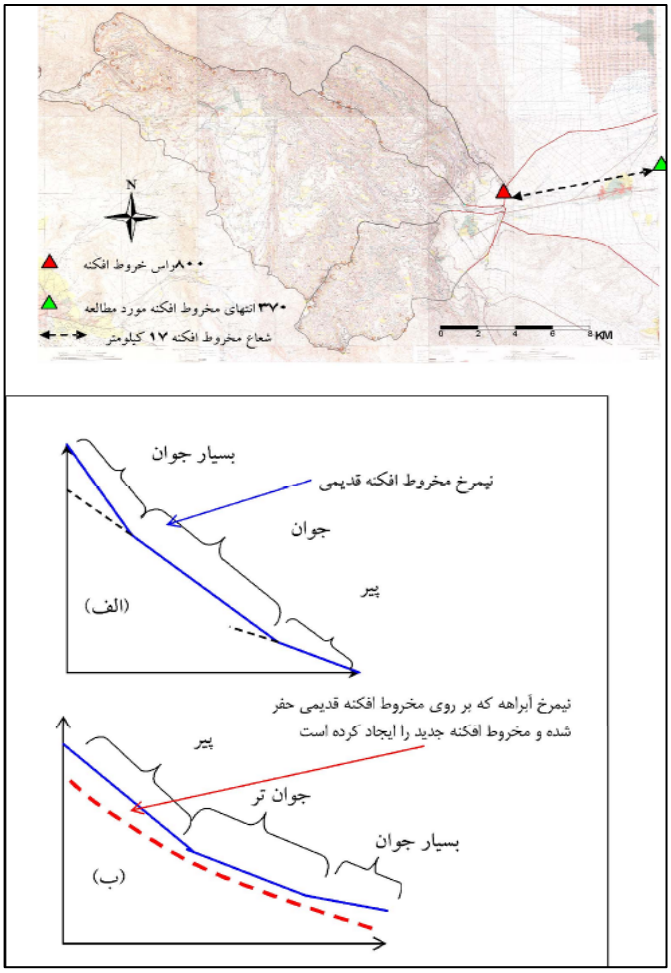
۱- آخرین فعالیت‌های منطقه در سال ۱۳۶۰ بوده که منجر به زلزله‌ی شهداد گردید و موجب خرابی شهداد و روستاهای اطراف آن شد *(منابع طبیعی کرمان،۱۳۷۲: ۴)* و همچنین طبق مطالعات ژئوفیزیکی انجام شده در دشت شهداد توسط مهندسین مشاور آب و توسعه‌ی پایدار (۱۳۸۱) در زیر آبرفت‌های آن گسلی با امتداد عمومی، شمال غربی-جنوب شرقی عبورکرده است که این گسل از زیر شهداد نیز عبور می‌کند *(سازمان آب منطقه‌ای کرمان، ۱۳۸۱ :۸۲)*.

۲- اندازه‌ی دانه‌ها و عناصر آبرفتی و ضخامت در روی مخروط‌افکنه از غرب به شرق کاهش می‌یابد. در جبهه‌ی کوهستان، مخروط‌افکنه‌ی درختنگان رسوبات با دانه‌بندی درشت متشکل از قلوه‌سنگ‌ها، ریگ شن وکم و بیش ماسه گسترده شده‌اند به سمت مرکز و شرق دشت رسوباتی با دانه‌بندی متوسط، ریز تا نسبتاً درشت انباشته شده‌اند *(سازمان آب منطقه‌ای کرمان، ۱۳۷۹: ۲۰)* و چنین وضعی نشان می‌دهد که این بخش قبل از نهشته‌گذاری در مخروط‌افکنه یک بالاآمدگی را تجربه کرده است (شکل ۷).



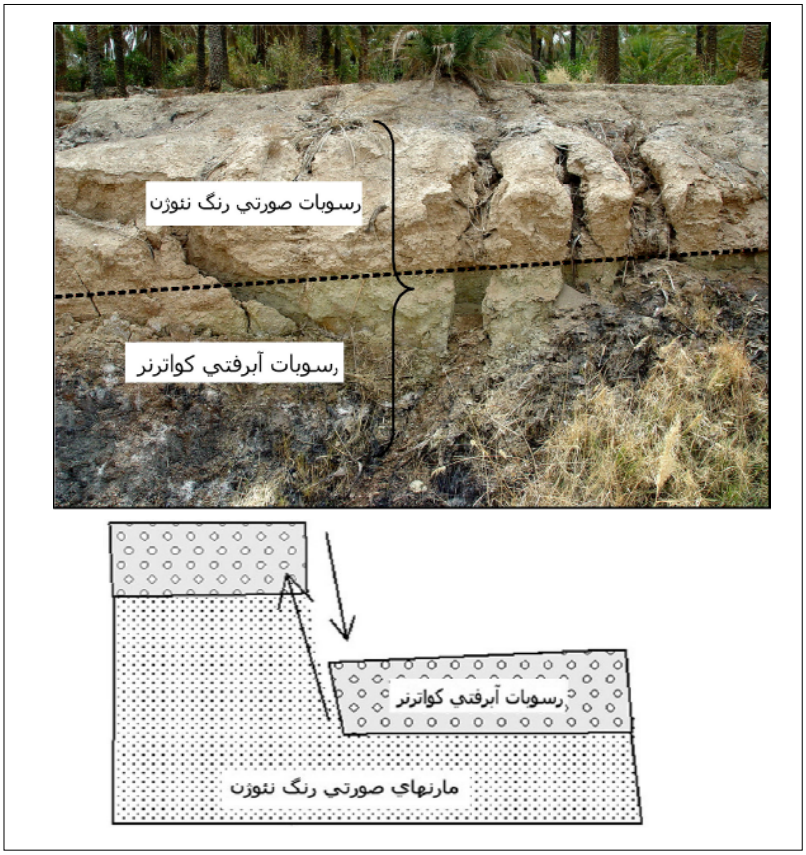
شکل ۷ : دانه‌بندی رسوبا ت در سطح مخروط‌افکنه درختنگان

۳- بررسی نیمرخ مخروط‌افکنه‌ی منطقه‌ی مورد مطالعه نشان می‌دهد که این مخروط از سه بخش تشکیل شده است که بخش بالا دست آن مخروط‌افکنه‌ی قدیمی، قسمت میانی و پایین‌دست آن که جوان‌تر از قسمت بالایی آن است ولی مخروط‌افکنه‌ی قدیمی برعکس است. به‌طور کلی مخروط‌افکنه‌ی بزرگ شهداد مرهون عملکرد گسل‌هایی است که در اوایل کواترنر تجدید جوانی کرده‌اند و تحت‌تأثیر گسل نایبند که دررأس مخروط‌افکنه وگسل جنوبی شهداد، قرار گرفته است و می‌توان مخروط‌افکنه‌ی مورد مطالعه را در حال حاضر یکی از شکل‌های انباشتی به حساب آورد که تغییرات آب و هوایی آن را همراهی کرده است. اگر نیمرخ طولی مخروط‌افکنه‌ی قدیمی و جدید منطقه مورد مطالعه را بررسی کنیم، خواهیم دید که تغییرات آن در گذشته و حال کاملاً متفاوت بوده است.



شکل ۸ : نمایش ارتفاع حداکثر و حداقل بر روی مخروط‌افکنه مورد مطالعه بر روی نقشه ۱/۵۰۰۰۰ و ترسیم شکل (الف و ب) نیمرخ فرضی مخروط‌افکنه‌ی قدیمی و جدید

۴ - مارن‌های صورتی از رسوبات نئوژن زیر رسوبات دوران کواترنری، در سطح زیرین رأس مخروط‌افکنه به واسطه‌ی بالاآمدگی این رسوبات رخنمون پیدا کرده است و رسوبات آبرفتی، ۱۰ تا ۱۲ متر بالاتر از سطح اولیه دیده می‌شود.

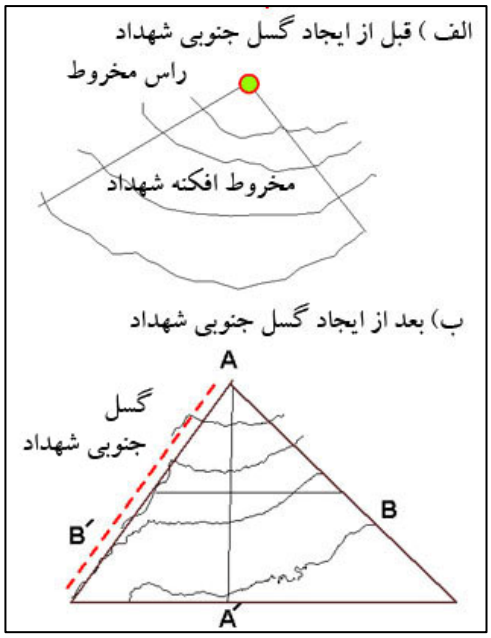


شکل ۹ : نمایش رخنمون مارن‌های صورتی رنگ به واسطه‌ی بالاآمدگی

عکس و ترسیم : از نگارنده‌گان

۵- خطوط منحنی میزان‌های توپوگرافی، خطوط هم‌ارتفاع سطح مخروط‌افکنه و همچنین تغییرات فعالیت‌های تکتونیکی درجبهه های مختلف کوهستانی را نیز نشان می‌دهند. توجه داشته باشید که منحنی‌ها در روی نقشه، هرکدام تشکیل یک بیضی یا دایره را می‌دهد. با توجه به منحنی‌های میزان مخروط افکنه اگر منحنی‌های میزان آن بخشی از یک دایره را تشکیل دهد، نشان از اثر فعالیت‌های تکتونیکی را ندارد ولی در مخروط‌های غیر ساده که تحت تأثیر فعالیت‌های تکونیکی بوده‌اند، منحنی‌های میزان به‌جای دایره بیضی است *(مختاری، ۱۳۸۱: ۴۴)*.[1]

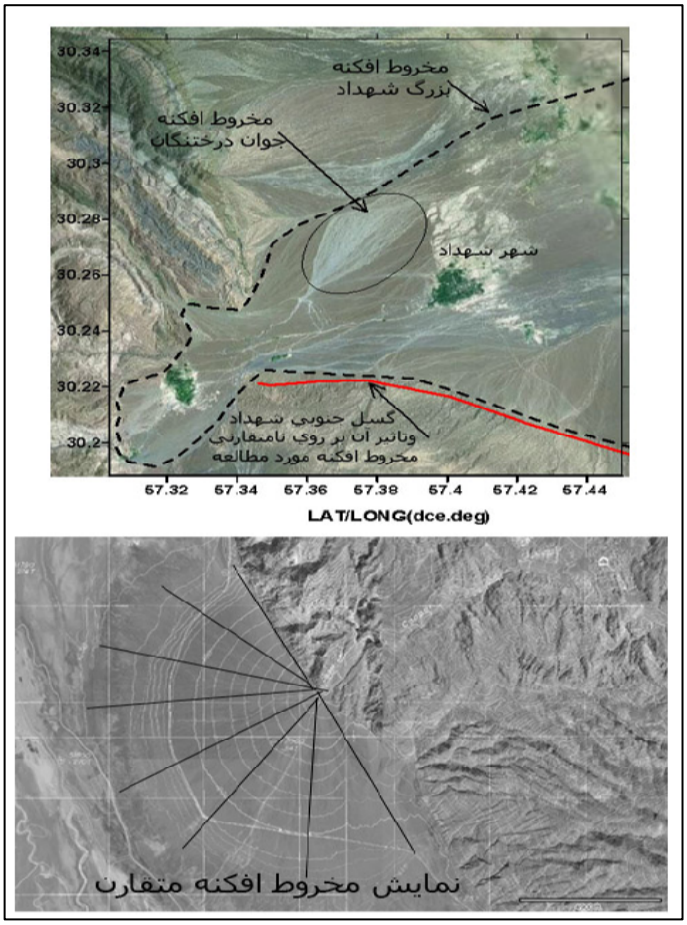
۱- $\beta = \arccos(((b/a)^2 \sin^2\alpha + \cos^2\alpha)^{0.5})$ طول قطر بزرگ (a) و قطر کوچک (b) و (α) شیب مخروط‌افکنه در قطر کوچک بیضی اندازه‌گیری می‌شود در این‌صورت می‌توان مقدار خمیدگی مخروط‌افکنه را به دست آورد (برای مخروط‌افکنه‌های متقارن و تیپیک مورد استفاده قرار می‌گیرد) .



شکل ۱۰: نمایی فرضی از مخروط‌افکنه‌ی مورد مطالعه قبل و بعد از ایجاد گسل

ترسیم : شاه‌زیدی

حال به تشریح این مدل بر روی مخروط‌افکنه‌ی مورد مطالعه می‌پردازیم. این مدل برای مخروط‌افکنه‌های تیپیک محاسبه می‌شود. گسل جنوبی شهداد، مخروط‌افکنه‌ی مورد مطالعه را از حالت تیپیک خود خارج نموده و موجب تغییر منحنی‌های میزان آن در قسمت جنوبی شده و یک بریدگی در این قسمت ایجاد کرده است. نتایج حاصل از تطبیق منحنی‌های میزان سطح مخروط‌افکنه‌ی مورد مطالعه با دایره و بیضی مبین این مطلب است که، منحنی‌های میزان مخروط‌افکنه تا قبل از ایجاد گسل جنوبی شهداد متمایل به دایره بوده ولی سطح فعلی و شکل ظاهری مخروط‌افکنه در حال حاضر متأثر از فعالیت‌های تکتونیکی گسل‌های اطراف است ولی در حال حاضر سرعت رسوب‌گذاری مخروط‌افکنه از سرعت بالاآمدگی آن بیشتر بوده است. نکته‌ی حائز اهمیت و جالب در مورد این مخروط‌افکنه ناتقارنی این مخروط‌افکنه است که گسل جنوبی شهداد منجر به آن شده است.



شکل ۱۱ : مخروط‌افکنه‌ی متقارن و نمایش عدم‌تقارن مخروط‌افکنه‌ی مورد مطالعه

۶- تراس‌های جوان که در حاشیه‌ی رودخانه‌ی شهداد مشاهده می‌شود، که آنها به‌صورت تراس‌هایی در سطوح مختلف ارتفاعی می‌باشد که در حاشیه‌ی رودخانه‌ی شهداد به‌صورت دیوارهای نسبتاً قائمی درآمده‌اند و نسبت به حرکات تکتونیکی، شکستگی و ریزش‌هایی در آنها به وجود آمده است *(سازمان آب منطقه‌ای کرمان،۱۳۸۱: ۱۱)*.

نتیجه‌گیری

شاخص‌های ژئومورفیکی در ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی بسیار بااهمیت است. زیرا با شناسایی آنها نواحیی را که در گذشته فعالیت‌های سریع یا کند تکتونیکی را پشت سر

گذاشته‌اند به راحتی می‌توان شناسایی نمود. مطالعه‌ی مخروط‌افکنه‌ها امتیاز مهمی است که با توجه به آن می‌توان اطلاعات مهمی در مورد جوانی و تجدید جوانی یک منطقه به دست آورد، زیرا این شکل‌ها از جمله پدیده‌های ژئومورفولوژیکی هستند که به فعالیت‌های تکتونیکی حساس بوده و تکتونیک به عنوان یکی از مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار در شکل‌گیری مخروط‌افکنه‌ها نقش دارد. در حال حاضر می‌توان تأثیر آن را در استقرار این مخروط‌افکنه و تغییر فرم آن مشاهده کرد.

فعالیت تکتونیکی در منطقه‌ی مورد مطالعه با فرمول‌های کمّی ذکر شده و همچنین شواهدی در منطقه قابل اثبات می‌باشد. از مهم‌ترین شواهد آن بالاآمدگی مارن‌های صورتی از رسوبات نئوژن زیر رسوبات دوران کواترنری، در سطح زیرین رأس مخروط‌افکنه است که به واسطه‌ی بالاآمدگی این رسوبات رخنمون پیدا کرده است و رسوبات آبرفتی ۱۰ تا ۱۲ متر بالاتر از سطح اولیه دیده می‌شود و همچنین شواهد تکتونیکی در منطقه را می‌توان به وجود تراس‌های حاشیه‌ی شهداد و گسل‌های متعدد اشاره نمود. مهم‌ترین گسل‌های منطقه گسل بزرگ نایبند، گسل جنوبی شهداد و رشته گسل‌هایی با جهت شمال غرب- جنوب شرق و شمالی- جنوبی است، که گسل جنوبی شهداد تأثیر به سزایی در شکل مخروط‌افکنه نسبت به گذشته داشته است.

منابع و مآخذ

۱- آرام، احمد (۱۳۶۶). علم در اسلام، انتشارات سروش تهران.

۲- تصویر ماهواره‌ای لندست، شماره ۱۵۹-۳۹.

۳- رضایی‌مقدم، محمدحسین (۱۳۷۴). پژوهشی در تشکیل کوهپایه‌ها و دشت‌های انباشتی دامنه جنوبی میشوداغ، پایان‌نامه دکتری. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

۴- رامشت، محمدحسین؛ شاه‌زیدی، سمیه (۱۳۸۷). نقش گسل‌ها در جابه‌جایی کانون‌های واگرای متواتر و تکامل مخروط‌افکنه درختنگان در کواترنر، جغرافیا و توسعه ناحیه‌ای، دانشگاه فردوسی مشهد. شماره ۱۰.

۵- سلیمانی، شهریار (۱۳۷۸). رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال وجوان، نشر مؤسسه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

۶- سازمان آب‌منطقه‌ای کرمان(۱۳۷۹). طرح مطالعات بیلان‌آب محدوده‌ی مطالعاتی کوهپایه، جلد ۳.

۷- سازمان منابع طبیعی استان کرمان (۱۳۷۲). گزارش زمین‌شناسی شهداد.

۸- سازمان آب منطقه‌ای کرمان (۱۳۸۱). طرح مطالعات کمّی و کیفی آب شهداد (جلدسوم). گزارش زمین‌شناسی و هیدروژئولوژی.

۹- سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ کرمان و ۱/۱۰۰۰۰۰ کرمان و حرجند.

۱۰- سازمان جغرافیایی ارتش، نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰۰ ازحرجند (۷۴۵۱ III)، دهران (۷۴۵۱ II)، ده محمدشاه (۷۴۵۰ I)، کرمان (IV۷۴۵۰)، رودخانه دهنه غار (۷۴۵۱ III)، شهداد (IV۷۴۵۰)، ماهان (۷۴۵۰ II).

۱۱- شاه‌زیدی، سمیه‌سادات (۱۳۸۵). ویژگی‌های ژئومورفیک مخروط‌افکنه حوضه‌ی آبریز رودخانه‌ی درختنگان، دانشکده تحصیلات تکمیلی. گروه جغرافیا .

۱۲- عباس‌نژاد، احمد (۱۳۷۵). پژوهش‌های ژئومورفولوژی در دشت رفسنجان، پایان‌نامه دکتری. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

۱۳- عابدینی، موسی (۱۳۸۳). پژوهشی در نقش عوامل نوزمین ساخت در تحول ژئومورفولوژی منطقه دره دیز- دیوان‌داغی از طریق شاخص‌های ژئومورفولوژی و مورفومتری، نشریه دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز. شماره ۱. سال دهم.

۱۴- کرمی، فریبا (۱۳۸۱). بررسی مسائل ژئومورفولوژی دامنه‌های شمالی رشته‌کوه بزقوش و دشت انباشتی سراب (از ابرغان تا سلطان‌آباد)، پایان‌نامه دکتری. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

۱۵- مختاری‌کشکی، داوود (۱۳۸۱). عوامل مؤثر در گسترش و تکامل مخروط‌افکنه‌های کواترنر در دامنه‌های شمالی میشوداغ (آذربایجان ایران) و ارزیابی توان‌های محیطی آن، پایان‌نامه دکتری. دانشکده علوم انسانی و اجتماعی دانشگاه تبریز.

۱۶- علایی‌طالقانی، محمود (۱۳۸۱). ژئومورفولوژی ایران، قومس.

17-Arzani, N (2005) The fluvial mega fan of Abarkoh Basin (Central Iran) an Example of flash- flood sedimentation in arid lands: Geological Society of Landon: Alluvial fans(Geomorphology, sediment logy ,Dynamics) .

18-Bull W. B (1972) Recognition of Alluvial fan deposits in the stratigraphic record. In: Rigby, J. K, and Hamblin, W. K. (eds). Recognition of Ancient sedimentary Enviroments: EPM Special Publication 16.

19-Beaumont, P (1972) Alluvial fans along the foothills of the Elburz Mountains, Iran: Pallaeogeography, Palaeoclimatology, pala ececology. V. 12.

20-Drew, F (1873) Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus Basin : Geological Society of Landon Quarterly Journal,V. 29. 441-471

21-FEMA (Federal Emergency Management Agency) (1996) Alluvial fan flooding: Nat'l Academy press.

22-Keller, E. A., Pinter, N (1996) Activetectonics: Earthquakes,Uplift. And Landscape. Prentic Hall, Pub.

23-Nielsen, T. H (1982). Alluvial fan deposits. In: Scholle, P, A, and Spearing, D. (eds)Sandstone depositional environments: American Asociation of petroleum Geologists Memoir 31

24-Ritter, J. B, et al (1993) Quaternary evolution of Cadar Creek alluvial fan, Montana. Geomorphology 8, 287-307

25-Ritter, J. B, Miller, J. R, Husek-wulforst, J (2000) Environmental controles on the evolution of alluvial fans in Buena Vita Valley, north central Nevada, during late quaternary time : Geomorphology 36.63-87

26-Smith, G (1754) Dreadful Storm in Cumberland: Gentlemen's Magazine, V. 24.

27-Sorrise- valvo, M.L Antonico., 1998.Controls on modern fan morphology in calabria,Southern Italy :geomorphology, 24.

28-Schumm. S. A., Freyberg. D. L, and Wolman. M. G (1997) Alluviallfan flooding National Academy Press.

http : //www .Google. Earth. Com.