پژوهش‌های جغرافیایی – شماره ۶۰، تابستان ۱۳۸۶
صص ۱۲۹ – ۱۴۶

تحلیل‌های زمین ساخت– رسوبی چاله تکتونیکی و در حال گسترش مرند

داود مختاری - استادیار گروه پژوهشی جغرافیای دانشگاه تبریز

دریافت مقاله: ۱۳۸۴/۱۲/۱ تایید نهایی: ۱۳۸۵/۳/۲۹

Archive of SID

چکیده

دشت مرند با روندی شرقی _ غربی، یک چاله ساختمانی نئوژن- کواترنری به طول ۵۰کیلومتر و عرض متوسط ۷/۵ کیلومتر است که در شمال غرب ایران و در حد فاصل دو رشته کوه عمده این منطقه(قره داغ و میشوداغ) واقع شده است. در حال حاضر چاله مرند انباشته از نهشته‌های کواترنری است که در قالب مخروط‌افکنه‌هایی در امتداد جبهه‌های کوهستانی مشرف به دشت ردیف شده‌اند. گسل شمالی میشو در امتداد گسل تبریز به طرف شمال غرب و با آثار ژئومورفیکی متعدد، در حاشیه جنوبی این چاله تکتونیکی واقع شده است. تبیین نقش عوامل تکتونیکی در ایجاد چاله تکتونیکی مرند و ارزیابی میزان فعالیت‌های تکتونیکی از طریق تحلیل داده‌های رسوبی مورفولوژیکی، مهمترین اهداف این تحقیق می‌باشند که با تکیه بر داده‌های حاصل از مقاطع ژئوفیزیکی و ژئوالکتریکی و آثار ژئومورفولوژیکی حاصل از کارهای میدانی و تحلیل نقشه‌های زمین شناسی و توپوگرافی مورد بررسی قرار گرفته اند. نتایج تحقیق نشان داد که با وجود برخورداری دشت مرند و ناهمواری‌های اطراف آن از دینامیک بالای تکتونیکی، چشم انداز کنونی آن بیشتر نتیجهٔ عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی در گذشته و به ویژه در کواترنری می‌باشد. یافته های مقاله اطلاعاتی را در ارتباط با فعالیت‌های تکتونیکی کواترنری منطقه در اختیار گذاشته است. به طور کلی، بر اساس این یافته‌ها سیمای توپوگرافیکی و ژئومورفولوژیکی فعلی دشت مرند به شدت از فعالیت‌های تکتونیکی کواترنری متأثر شده است و بر طبق شواهد موجود همین عامل مهمترین نقش را در ایجاد چاله تکتونیکی و در حال گسترش مرند داشته است. یافته‌های این تحقیق می تواند راهنمای خوبی برای محققین در مطالعهٔ آثار ژئومورفیکی گسل‌ها در نواحی فعال تکتونیکی باشد.

کلیدواژه‌ها: فعالیت‌های تکتونیکی کواترنر، چاله تکتونیکی مرند، حوضه‌های رسوبی کواترنر، ارزیابی ژئومورفیکی گسل‌ها، شمال غرب ایران

مقدمه

رابطهٔ اشکال ناهمواری‌های زمین با بالاآمدگی‌های تکتونیکی یکی از مباحث مهم ادبیات ژئومورفیکی است. بالاآمدگی تکتونیکی به هر مقدار، وسعت و زمانی که باشد، هم در مدل‌های تکامل چشم انداز کلاسیک(دیویس[1]، ۱۸۹۹؛ پنک[2]، ۱۹۵۳؛

1- Davis
2- Penck

www.SID.ir

کینگ[1]، ۱۹۵۳) و هم در بسیاری از مدل‌های نوین مثل تعادل دینامیکی(هک[2]،۱۹۶۰) و حساسیت چشم انداز برونسدن و تورنز[3](۱۹۷۹) و برونسدن (۱۹۸۰) به عنوان یک عامل اولیه در شکل‌گیری و تکامل اشکال سطح زمین به شمار می‌آید. بدین ترتیب، هر مدلی از تکامل چشم انداز می‌بایست مرحله‌ای از بالاآمدگی را به عنوان درونداد ساختمانی پایه، تجربه کند تا ناهمواری شکل بگیرد و به عبارتی ارتفاع افزایش یابد(تیپت و کمپ[4]، ۱۹۹۵). لذا، عملکرد متقابل و مداوم فرآیندهای تکتونیکی به عنوان عامل ایجاد توپوگرافی، و فرآیندهای سطحی به عنوان عامل فرسایش دهندهٔ ناهمواری‌ها، اساس ژئومورفولوژی تکتونیک را تشکیل می‌دهد(بوربانک و آندرسون[5]، ۲۰۰۱). این شاخه نسبتاً جدید از ئومورفولوژی کاربردی را می‌توان کاربرد ژئومورفولوژی در حل مشکلات ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی دانست که در آن اشکال ناهمواری و چگونگی تکامل چشم اندازهای حاصل از فعالیت‌های تکتونیکی جدید، مورد بحث قرار می‌گیرد. یکی از مباحث مطرح در چنین مطالعاتی، ارزیابی میزان خطر زلزله در ناحیه‌ای خاص از طریق مطالعه مشکلات مرتبط با فعالیت گسل‌ها و تعیین وضعیت لرزه خیزی منطقه در پلئیستوسن بالایی و هولوسن می باشد.

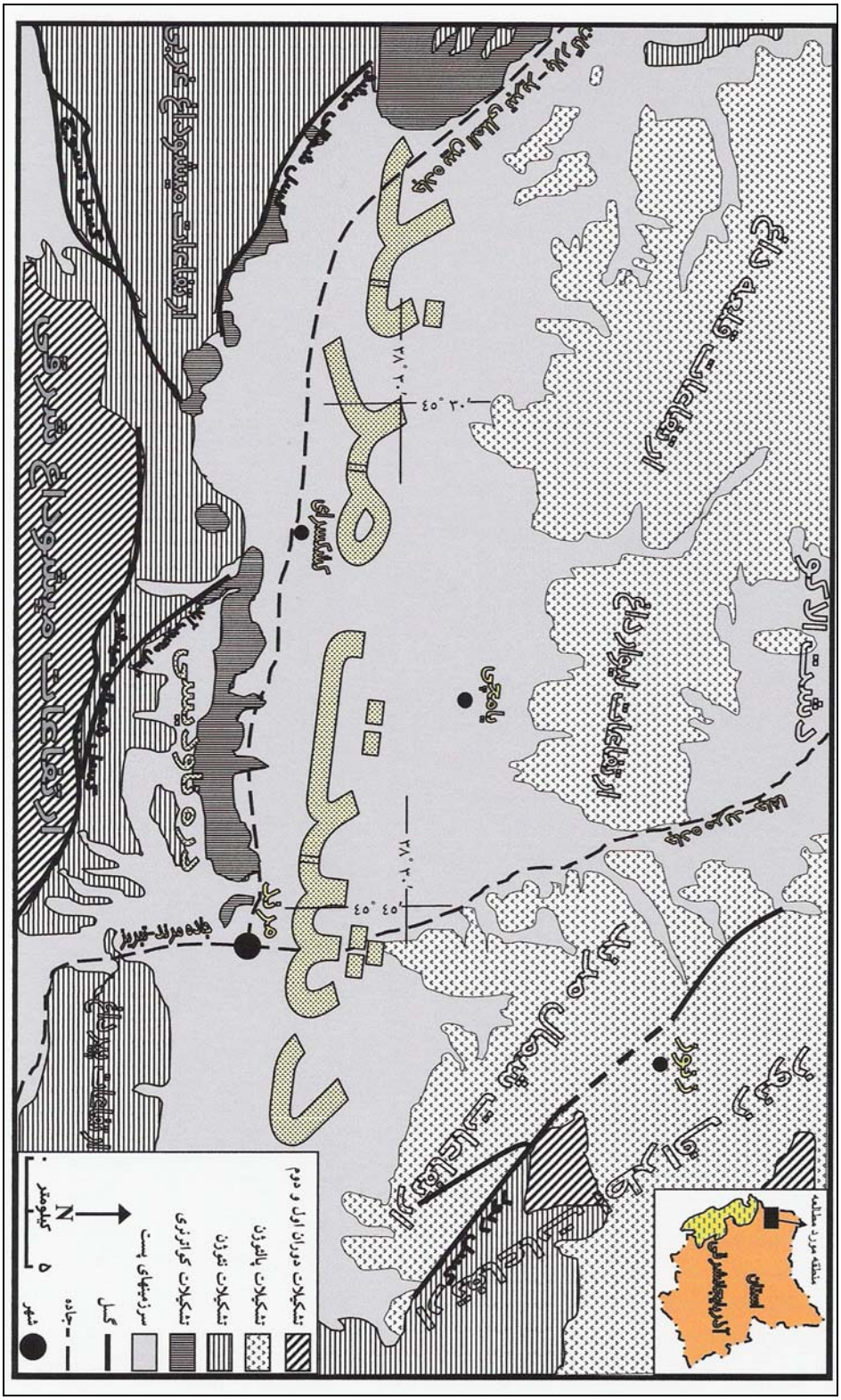
دشت مرند در شمال‌غرب ایران واقع شده است(شکل۱) و از نظر زمین ساختی به صورت یک گرابن – در حد فاصل رشته‌های کوهستانی قره داغ در شمال و میشوداغ در جنوب – فرو افتاده است. گسل‌های متعددی در شکل‌گیری این دشت نقش داشته‌اند که در این میان گسل شمالی میشو دارای جایگاه ویژه‌ای بوده است، تغییراتی که در ژئومورفولوژی دامنهٔ شمالی میشوداغ و به‌ویژه جبههٔ کوهستانی آن، در بخش‌های مختلف(شرقی و غربی) و در امتداد گسل شمالی میشو دیده می‌شود زمینه خوبی برای ارزیابی عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی فراهم آورده است(مختاری،۱۳۸۳). از آنجائی که پیشینه مطالعات، وضعیت زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی و همچنین تاریخچه زمین لرزه‌های منطقه همگی بر فعال بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی و نقش این فعالیت‌ها در سیمای کنونی منطقه مورد مطالعه تأکید دارند لذا، ارزیابی گسل‌های موجود در چاله مرند و نقش فعالیت‌های تکتونیکی در شکل‌گیری آن، مهمترین انگیزه برای انجام این مطالعه بوده است.

هدف این مقاله درک درست از فرآیندهای دخیل در ایجاد حوضه‌های رسوبی نئوژن – کواترنری در چاله مرند به منظور افزایش اطلاعات در مورد فعالیت‌های تکتونیکی به عنوان عامل ایجاد زمین لرزه‌ها، و تحلیل رخساره‌های رسوبی می باشد. برای این منظور، مطالعه چگونگی رسوب‌گذاری در امتداد حواشی دشت و جایگزینی و آناتومی مخروط‌افکنه‌های بزرگ منطقه در اولویت قرار گرفته است.

1- King
2- Hack
3 -Brunsden and Thornes
4 -Tippet and Kamp
5 -Burbank and Anderson

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و وضعیت زمین شناسی و ژئومورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه

روش تحقیق

بررسی منابع مختلف زمین شناسی و ژئومورفولوژی نشان می‌دهد که فعالیت‌های تکتونیکی اشکال مختلفی را در سطح زمین ایجاد می‌کنند. از سوی دیگر، بکارگیری اشکال ژئومورفولوژیکی در ارزیابی عملکرد نوزمین ساخت چندان ناشناخته نیست. چاله‌های تکتونیکی از جمله این اشکال هستند که در هر دو مقوله فوق به صورت پراکنده مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. پیشینه مطالعاتی نگارنده در مورد ناهمواری‌های واقع در جنوب دشت مرند(میشوداغ) و گسل شمالی میشو و همچنین ساز و کار این

www.SID.ir

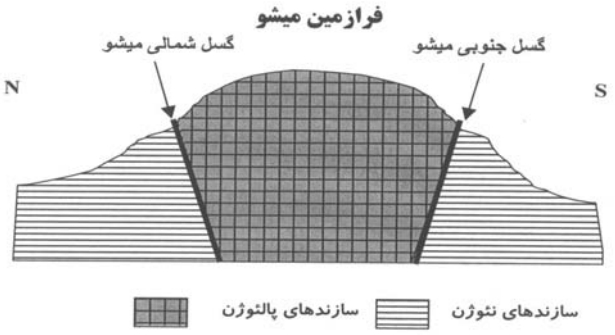
گسل(راستالغز بودن آن) از جمله انگیزش‌ها و محرک‌ها و پشتوانه محقق در تحلیل‌های زمین ساخت- رسوبی چاله نئوژنی و در حال گسترش مرند بوده است. بررسی نقشه‌های زمین شناسی، توپوگرافی، عکسهای هوایی و از همه مهمتر بازدیدهای میدانی، ابزار کار محقق را تشکیل می‌دهند.

در بررسی ساختمان زیرین دشت مرند و نیز مخروط‌افکنه‌های واقع در امتداد جبهه‌های کوهستانی مشرف به دشت مرند، از مقاطع ژئوفیزیک و ژئوالکتریک منطقه استفاده شده است. مطالعات انجام شده بر روی مخروط‌افکنه‌ها بر اساس اطلاعات ژئوفیزیکی و ژئوالکتریکی بسیار اندکند و به همین دلیل کاربرد این‌گونه مطالعات که در آن قضاوت براساس ژئومتری سه بعدی شامل تداوم سطوح مخروط‌افکنه‌ای، گستره آبراهه‌ها در بخشهای زیرین مخروط‌افکنه‌ها، و تغییرات در ضخامت مخروط‌افکنه‌های امروزی انجام می گیرد چندان شناخته شده نیست و همین یکی از نکات بارز این تحقیق به شمار می‌آید.

فعالیت گسل را می‌توان از طریق بررسی شواهد تاریخی، زمین شناسی، ژئومورفولوژیکی، لرزه شناختی، ژئودزی، ژئوشیمی، ژئوفیزیکی و آتشفشانی تعیین نمود(گودی[1]، ۲۰۰۴) .با توجه به اینکه هیچ گونه آثاری از زلزله‌های گذشتهٔ منطقه، به جز در ۸۸ سال اخیر در دسترس نیست و همچنین با عنایت به اهداف تحقیق، تنها به شواهد زمین شناسی و ژئومورفولوژیکی منطقه اکتفا شده است.

چاله مرند به عنوان یک چاله تکتونیکی و جایگاه مخروط‌افکنه‌ها

گسلش بلوکی[2] یکی از عوامل ایجاد کوهستان‌ها به شمار می آید که در طی آن در نتیجه حرکات گسلی در امتداد گسل‌های نرمال بلوک‌هایی از یک ناحیه نسبت به زمین‌های مجاور بالا می آیند(مونرو و وایکاندر[3]،۲۰۰۱). بر این اساس گسلش بلوکی موجب ایجاد بلوک‌های بالاآمده(هورست) و فرو افتاده(گرابن) می شود. در صورتی که دشت مرند را گرابن فرض کنیم رشته میشوداغ و قره داغ را باید به عنوان هورست قبول کنیم که در این صورت مسئله وجود گسل‌های نرمال برای ایجاد چشم انداز هورست - گرابن لااقل در مورد میشو داغ باید حل شود زیرا این کوهستان در میان دو گسل معکوس که نتیجه فعالیت‌های تکتونیکی فشارشی است قرار گرفته است(شکل۲).



شکل ۲ هورست میشو داغ

در پاسخ به این مورد باید گفت که واژهٔ هورست در تعاریف جدید از جمله تعریف ارائه شده در کتاب جدیدالتألیف دائرهٔ المعارف ژئومورفولوژی نوشتهٔ گودی(۲۰۰۴، ۵۳۱) به این صورت تعریف شده است که: هورست به بلوکی که در اثر عملکرد گسل‌های عادی و در برخی مواقع گسل‌های معکوس بالا می آید، اطلاق می شود. تشکیل هورست می تواند نتیجهٔ

1- Goudie
2- Block-faulting
3- Monroe and Wicander

Archive of SID
www.SID.ir

کافتی شدن[1] و یا حرکت فشارشی گسل‌های عادی دو طرف قسمت بالا آمده باشد. لذا با این تعریف می‌توان چشم انداز فعلی منطقه را به عنوان چشم انداز هورست-گرابنی قبول کرد. لازم به ذکر است که اسدیان و همکاران وی(۱۳۷۳) نیز در ضمیمهٔ نقشهٔ زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱منطقهٔ از کوهستان میشو و قسمت بالا آمدهٔ آن با عنوان هورست یاد کرده‌اند.

برای ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی شاخص‌های ژئومورفیکی ابزاری مفید و قابل اطمینان هستند که از روی آن‌ها می‌توان نواحی را، که در گذشته فعالیت‌های سریع و یا حتی کند تکتونیکی را پشت سرگذاشته‌اند، به راحتی شناسایی نمود (رامیرز-هررا[2]،۱۹۹۸، ۳۱۷). مسئله مهم در مطالعه حوضه‌های رسوبی از این قبیل تعیین عوامل اولیه موثر در چینه‌بندی رسوبات بجا گذاشته شده در حوضه می‌باشد. عده زیادی از محققین معتقدند که هر گونه تغییر عمده‌ای در فرایندهای نهشته‌گذاری و رسوب‌گذاری با رویدادهای تکتونیکی و یا اقلیمی در ارتباط است(اسچلیش و اولسن[3]، ۱۹۹۰؛ وایزراس و فرناندز[4]، ۱۹۹۵، ۲۱، کارول و بوهاکس[5]، ۱۹۹۹). حوضه‌های رسوبی حاوی اطلاعاتی در مورد زمین‌شناسی، چگونگی تکامل چینه‌شناختی، فرآیندهای رسوب‌گذاری و رویدادهای مؤثر در دگرگونی آن‌ها هستند. به همین دلیل بازسازی و تفسیر ویژگی‌های ژئومتریکی حوضه‌های رسوبی می‌تواند اطلاعات مهمی را در ارتباط با فعالیت‌های تکتونیکی در اختیار بگذارد(کاویانتو و همکاران[6]، ۲۰۰۲: ۲۹).

دشت مرند انباشته از نهشته‌های کواترنری است که در قالب مخروط‌افکنه‌هایی درامتداد جبهه‌های کوهستانی مشرف به دشت ردیف شده‌اند. مخروط‌افکنه‌ها در ارزیابی فعالیتهای تکتونیکی کواترنری دارای جایگاه خاصی هستند که در ذیل به آن‌ها اشاره می‌شود.

ضخامت نهشته‌های مخروط‌افکنه‌ای، تغییرات محل بجاگذاری نهشته‌ها، و چگونگی و مدت زمان گسترش دوره‌های انباشتی از جمله مواردی هستند که به شدت از تکتونیسم تأثیر می‌پذیرند (نیلسن[7]، ۱۹۹۴، ۶۵). مخروط‌افکنه‌ها در طول زمان تشکیل خود ممکن است دوره‌هایی از رشد و عدم رشد را در نتیجه بالاآمدگی تکتونیکی ناحیه منبع پشت سر بگذارند. به عبارت دیگر، عملکرد یک سیستم مثل سیستم مخروط‌افکنه ممکن است در اثر عملکرد تکتونیک از حالت انباشتی به کاوشی و یا برعکس مبدل گردد. به عنوان مثال، درصورتی که یک بلوک گسلی مثل بلوک‌های بالاآمده منطقه مورد مطالعه که دارای مجموعه‌ای از کوهستان و مخروط‌افکنه‌ها است، به آرامی بچرخد و یا خمیده شود شیب سطح مخروط‌افکنه‌ها افزایش می‌یابد و بدین وسیله آستانه‌ای فرا می‌رسد که در آن رودخانه بستر خود را در سطح مخروط‌افکنه به عمق برده و نهشته‌ها را از مجاورت جبهه کوهستانی به پایین دست منتقل می کند. در نتیجه فرایند نهشته گذاری در مجاورت جبهه کوهستان به فرسایش تغییر یافته و محل نهشته‌گذاری به پایین دست منتقل می‌شود(کلر و پینتر[8]، ۱۹۹۶، ۵۵). از آنجائی که نهشته‌گذاری مخروط‌افکنه در نزدیکی ناحیه منبع صورت می گیرد لذا، مخروط‌افکنه‌ها حساسیت خاصی نسبت به حرکات تکتونیکی دارند. در تفسیر لایه‌بندی ساختمان مخروط‌افکنه‌ها روندهای رو به درشتی (به طرف سطح مخروط افکنه) حاکی از دوره‌های انباشتی در اثر فعالیت تکتونیکی و روندهای رو به ریزی حاکی از دوره های کاوشی (آرامش نسبی تکتونیکی) می‌باشند(لوزون[9]،۲۰۰۵، ۱۹). با اینکه آغاز نهشته‌گذاری معمولا نتیجه بالاآمدگی تکتونیکی است ولی در بررسی چینه بندی لایه‌های زیرین (قدیمی) مخروط‌افکنه‌ها

1- Rifting
2- Ramirez-Herrera
3- Schlische and Olsen
4- Viseras and Fernandez
5- Carroll and Bohacs
6- Cavinato and et al
7- Nilsen
8- Keller and Pinter
9- Luzo´n

Archive of SID

www.SID.ir

تشخیص اینکه وجود یک لایه درشت دانه نتیجه عملکرد تکتونیک است یا نتیجه تغییرات آب و هوایی، کاری بس مشکل است(نیلسن، ۱۹۹۴، ۶۵).

ویژگی‌های رخساره ای و ژئومتریکی لایه‌های زیرین یک مخروط‌افکنه در ابتدا متأثر از مقدار حرکات ارتفاعی(اختلاف ارتفاع) بین کوهستان و حوضه رسوبی مجاور و در نتیجه آن مقدار فرسایش و مقدار رسوب‌گذاری است. با ادامه بالاآمدگی که با فرسایش بیش از پیش آبراهه‌ها در ناحیه بالاآمده و به دنبال آن افزایش میزان رسوب وارده به رأس مخروط‌افکنه همراه است، مخروط‌افکنه رو به گسترش می نهد(بول[1]، ۱۹۷۷، ۲۵۰). بالاآمدگی سریع ناحیه منبع و ایجاد روانه های خرده سنگی[2]، نهشته‌گذاری در بخش‌های بالادست و میانی مخروط‌افکنه را به دنبال دارد، در حالی که بالاآمدگی بطئی ناحیه منبع، بریدگی آبراهه‌ای و ایجاد محیط رسوبگذاری جدید در انتهای مخروط‌افکنه را موجب می‌شود که بعضا به تشکیل بخش جدیدی از مخروط‌افکنه در آن سوی محدوده مخروط‌افکنه قبلی می‌انجامد. در مناطقی همچون منطقه مورد مطالعه در این تحقیق که با گسل‌های راستالغز حاشیه حوضه رسوبی سروکار داریم، ژئومتری نهشته‌های مخروط‌افکنه به دلیل حرکات جانبی رودخانه‌های تغذیه کننده و به تبع آن رأس مخروط افکنه، بسیار پیچیده تر است. لازم به ذکر است که مخروط افکنه های گسلیده در کنار پدیده‌هایی مثل انحراف رودخانه ها، پشته های برنده[3] و تراس‌های گسلیده از جمله نشانه‌های حرکات امتداد لغز گسل به حساب می آیند(زوچیه ویز و همکاران[4]، ۲۰۰۴، ۲۷۷). همچنین توسعه یکی از جناحهای مخروط‌افکنه نسبت به جناح دیگر نیز نشانگر حرکت راستالغز گسل می باشد(سوریسو- والوو و سیلوستر[5]، ۱۹۹۳، ۲۷۱).

سیر تکاملی چاله مرند در نئوژن

پیدایش چالهٔ مرند را می‌توان به حرکات کوهزائی کیمیری نسبت داد که در طی آن فرازمین میشوداغ(اسدیان و همکاران، ۱۳۷۳) و بخشی از قره داغ در شمال دشت مرند(عابدینی، ۱۳۸۴، ۲۰) پدید آمدند. پس از این رویداد، دشت مرند به صورت یک حوضه رسوبی عمل کرده است و مواد فرسایش یافته از ناهمواری‌های اطراف و همچنین مواد حاصل از فعالیت‌های آتشفشانی به صورت گسترده‌ای در پهنه این دشت بر جای گذاشته شده‌اند. البته این نکته را باید در نظر داشت که گستره دشت مرند پس از رخداد کیمیری بسیار گسترده‌تر از حال حاضر بوده است. بررسی و تفسیر مقاطع زمین شناسی تهیه شده از دشت مرند و یا قسمت‌هایی از آن نشان می‌دهد که محدوده شمالی و جنوبی حوضه رسوبی مرند در ابتدا بین گسل سید علی یر اسحاق در جنوب کوه دیوان داغ و گسل شمالی میشو و ادامه آن با عنوان گسل تسوج بوده است (افتخار نژاد و همکاران، ۱۹۹۱).

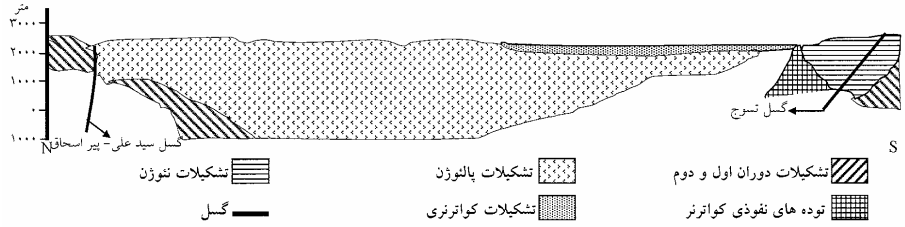
همان طوری که در شکل۳ دیده می شود رسوب‌گذاری در حوضه مرند با لایه ای از آندزیت‌های پورفیری و لایه ضخیمی از مواد پیروکلاستیک و کنگلومراهای مربوط به ائوسن فوقانی- هریک به ضخامت بیش از ۱۵۰۰ متر- آغاز می‌شود که به صورت دگرشیب بر روی رسوبات دونین قرار گرفته‌اند. احتمالا این عناصر مربوط به آتشفشان‌های زیرآب‌های کم عمق بوده است که درویش زاده(۱۳۷۰) نیز به وقوع آن‌ها در ائوسن در تمام ایران به جز کپه داغ و زاگرس اشاره نموده است. در ائوسن پایانی و الیگوسن آغازین(۳۷ میلیون سال قبل) در اثر فاز کوهزایی مهمی(کوهزایی پیرنین)، قسمتهای مرکزی دشت مرند که امروزه ارتفاعات قلعه داغ و لیوارداغ را شامل می‌شود، از وضعیت انباشتی خارج شده و رشته کوه لیوارداغ- قلعه داغ و حوضچه‌های بین این رشته و رشته های واقع در شمال(قره گوز و دیوان داغ) و جنوب(میشوداغ) آن را به وجود آورده‌اند نبود رسوبات بعد از این دوره بر روی رسوبات ائوسن در رشته کوهستانی لیوارداغ قلعه داغ مؤید این مسئله است. به دنبال تشکیل این

1- Bull
2- Debris flows
3- Shutter ridges
4- Zuchiewicz and et al.
5- Sorriso-Valvo and Sylvester

Archive of SID

www.SID.ir

حوضه‌های رسوبی جدید رسوبات الیگوسن(؟) و میوسن به گستردگی در سطح دشت مرند بر جای گذاشته می‌شوند. که ضخامت رسوبات میوسن در برخی قسمت‌ها مثل بخش غربی میشوداغ به بیش از ۲۰۰۰ متر بالغ می گردد. نکته جالب این است که در حوضه رسوبی ایجاد شده بین رشته لیوار داغ و قلعه داغ و ارتفاعات شمالی(دشت دشت الاکو) هیچ اثری از چرخه رسوب‌گذاری جدید دیده نمی شود و این امر حکایت از وسعت کم و کم عمق بودن این حوضه دارد. در هر حال رویداد مهمتر در ضلع جنوبی چاله و در محل میشو غربی و دشت فعلی مرند اتفاق افتاده است.



شکل۳ مقطع زمین شناسی از دشت مرند(اقتباس با تغییرات از نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱تبریز-پلدشت)

تاریخچه تکاملی چاله مرند را در بعد از میوسن بهتر می توان بازسازی کرد. به این معنی که تکوین چاله مرند به احتمال زیاد با تشکیل حوضه‌های رسوبی نئوژن در آذربایجان مرتبط بوده و ادامه حرکات کششی و فشارشی بعد از میوسن در نهایت باعث تشکیل چاله فعلی مرند شده است. در اوایل میوسن، که دریا به گستردگی در محل کنونی رسوبات میوسن پیشروی می‌کند، نهشته‌های تخریبی در این محل به جای گذاشته می‌شوند. رخسارهٔ این نهشته‌ها مربوط به دریای کم‌عمق می‌باشد که به صورت دگرشیب بر روی سنگ‌های کهنتر واقع شده‌اند(خدابنده و همکاران،۱۳۷۲)، رخسارهٔ این رسوبات در مجاورت گسل‌های شمالی و جنوبی میشوداغ ماسه‌سنگ، رس، کنگلومرا و شیل بوده در حالی که در مرز نهایی برونزد آن‌ها در مجاورت دشت، مارنی همراه با میانلایه‌های نازکی از ماسه سنگ می‌باشد که حاکی از عمق زیاد دریا در این قسمتها می‌باشد. مرز جنوبی حوضه رسوبی میوسن منطبق بر گسل شمالی میشو و گسل تسوج بوده است. در میوسن میانی رسوبات میوسنی برجای گذاشته شده در منطقه نیز بالا آمده و پایکوه‌های میشوداغ را در میشو شرقی ایجاد نموده‌اند. در بخش غربی و محل فعلی ارتفاعات میشوداغ غربی، رسوبات میوسن در حد فاصل گسل تسوج در جنوب و ادامه گسل شمالی میشو بالاآمده‌اند. این تحولات به احتمال زیاد نتیجه اثرات حرکات کوهزایی استیرین(۱۷ میلیون سال قبل) در منطقه بوده‌اند.

در مرز میان رسوبات میوسن و پلیوسن یک دگرشیبی آشکار دیده می‌شود که وابسته به جنبش‌های میو پلیوسن می‌باشد(اسدیان و همکاران،۱۳۷۳). این جنبش‌ها بلندشدگی رسوبات میوسن را در منطقه موجب شده و انباشت رسوبات در محل دشت فعلی مرند را به دنبال داشته است. از طرف دیگر این جنبش‌ها با برونریزی مواد آتشفشانی به صورت گدازه و برش به شکل گنبدهای داسیتی و تراکیتی همراه بوده است که مواد حاصل از این مواد آتشفشانی به صورت دگرشیب بر روی رسوبات میوسن قرار می‌گیرند رخسارهٔ این رسوبات(پلیوسن)در مجاورت گسل شمالی میشو از نوع برشهای آتشفشانی و در چالهٔ مرند، که در زیر دریا مدفون بوده، از نوع مارن می‌باشد که تشکیلات اخیر پی‌سنگ مخروط‌افکنه‌های کواترنری منطقه را تشکیل می‌دهد.

در فاصلهٔ زمانی بین پلیوسن و پلیوستوسن رخداد تکتونیکی پاسادنین در ۱/۸ میلیون سال قبل منطقه را تحت تاثیر قرار داده است. این رویداد، که تاثیر آن در بخش مرتفع شرقی میشوداغ بیشتر مشهود است، موجب بالا آمدن رسوبات میوسن و پلیوسن در منطقه شده و در نتیجه تبدیل منطقه به یک منطقهٔ فرسایشی را به دنبال داشته است. در اثر فعالیت‌های شاخه‌ای فرعی از گسل شمالی میشو (شکل ۱، گسل محبوب آباد) بین رسوبات میوسن و بقایای رسوبات پلیوسن منطقه در دو سوی گسل اختلاف سطح ایجاد شده و موجبات بلندشدگی رسوبات بالادست و فروافتادگی رسوبات پایین‌دست را فراهم آورده است. بدین ترتیب در اثر فرسایش ناهمواری‌های بالادست گسل، رسوبات کنگلومرای نیمه‌متراکم با وسعت زیاد و ضخامت ۱۳۰متر به

Archive of SID

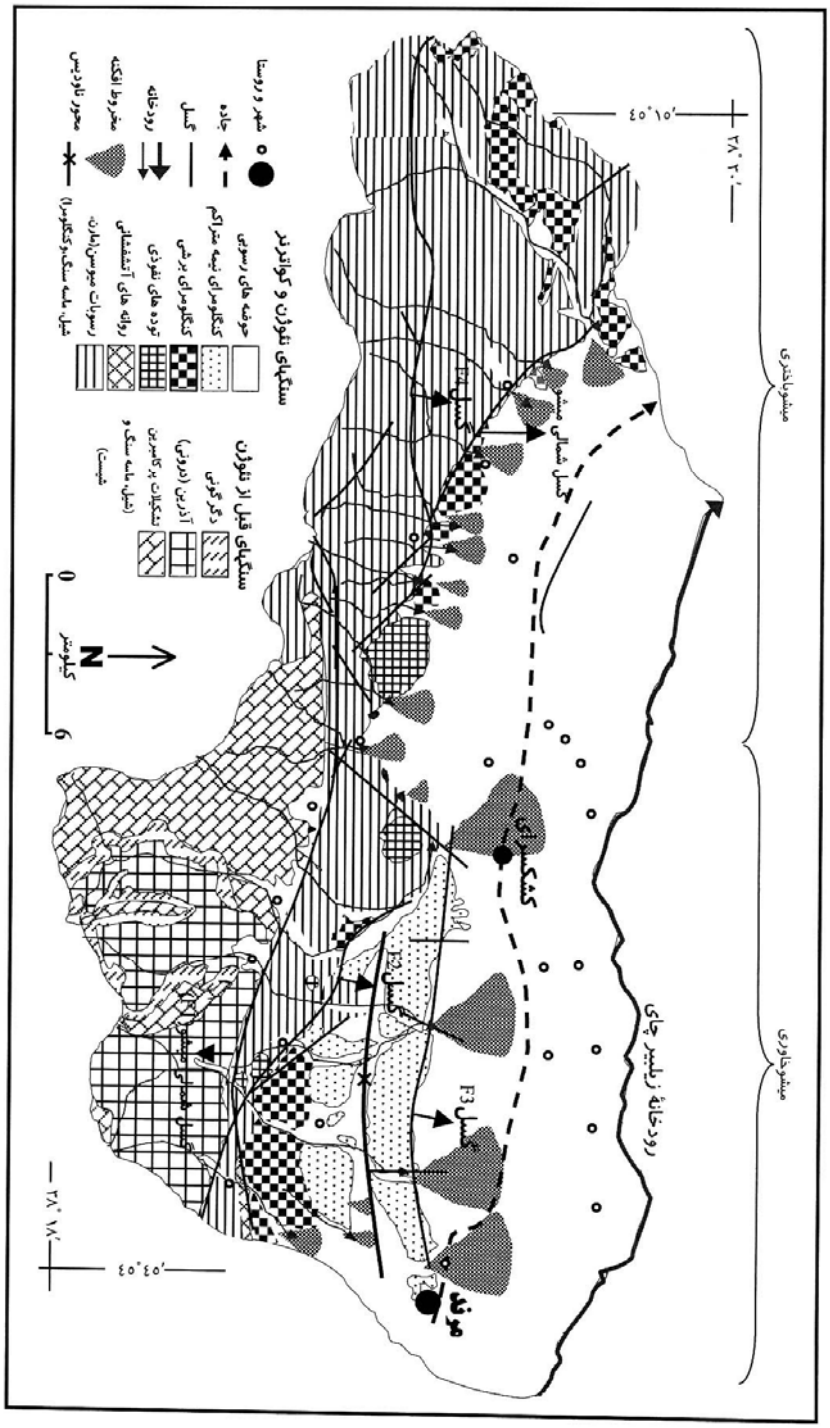
www.SID.ir

صورت دگرشیب بر روی رسوبات میوسن در پائین‌دست(شمال گسل) بر جای گذاشته می‌شوند. در این زمان مخروط‌افکنه‌های بزرگی در دهانهٔ رودخانه‌ها و در امتداد شاخه فرعی گسل شمالی میشو(گسل محبوب آباد یا F2) ایجاد می‌شوند که این مخروط‌افکنه‌های دیرین(کواترنر آغازین) در پائین‌دست خود با همدیگر تلاقی کرده و یک حوضه انباشتی را در محل کوه‌های کشکسرای، دیزج حسین‌بیگ، یالقوزآغاج و ینجه داغی ایجاد می‌کنند(مختاری، ۱۳۸۱، ۷۲). پس از فاز کوهزایی پاسادانین فعالیت‌های تکتونیکی منطقه در کواترنر نیز ادامه داشته و رسوبات آبرفتی کواترنر را نیز تحت تاثیر قرار داده است. در اواخر پلیوستوسن در اثر فعالیت‌های تکتونیکی و ایجاد یک ناودیس در جهت شرقی- غربی(شکل۳) بر روی آبرفتهای کنگلومرایی کواترنر، این رسوبات چین‌خورده و ارتفاعات کشکسرای، دیزج حسین‌بیگ، یالقوزآغاج و ینجه‌داغی فعلی را به وجود می‌آورند. به طور کلی می‌توان گفت که معماری کنونی ناهمواری‌های منطقه حاصل فعالیتهای تکتونیکی اواخر پلیوستوسن بوده است در این زمان حوضه رسوبی مخروط‌افکنه‌ای(دیرین) خود تبدیل به یک منطقهٔ فرسایشی شده است و رودخانه‌ها با ایجاد دره‌هایی به صورت کلوز و تطبیق خود با مناطق گسلی منطقه از میان این مخروط‌افکنه‌ها (دیرین) عبور کرده و آبرفت‌های خود را در موضعی پائینتر در امتداد گسل جدیدی که در امتداد دامنه شمالی ارتفاعات فوق‌الذکر ایجاد شده بود(شکل ۳، گسل F3)، بر جای‌گذارده اند؛ مخروط‌افکنه‌های بزرگ کنونی از جمله مخروط‌افکنه های کشکسرای، دیزج حسین‌بیگ، فارفار و دیزج یکان از آن جمله می‌باشند.

به نظر می رسد حرکات کششی در چاله مرند فقط به دره ناودیسی محدود نشده بلکه در حال حاضر در امتداد دشت ساختمان مخروط‌افکنه‌های فعلی را نیز متأثر ساخته است. یکی از شواهد مهم جهت اثبات این مسئله ضخامت زیاد نهشته‌های برجای گذاشته شده در سطح دشت مرند می باشد که ضخامت آن در برخی قسمتها بالغ بر ۳۵۰ متر است. که این ضخامت زیاد می تواند ناشی از تداوم فرونشینی کف چاله باشد. وجود تناوبی از لایه های متشکل از نهشته های ریز و درشت نیز وجود چنین وضعیتی را تأئید می کند.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۳ نقشه زمین شناسی و ژئومورفولوژی نیمه جنوبی دشت مرند و دامنه شمالی میشوداغ مشرف به دشت مرند

خوشبختانه وجود مقاطع متعدد ژئوفیزیکی و ژئوالکتریکی از ساختار زیرین دشت مرند قضاوت در این مورد را بسیار آسان نموده است که در مباحث بعدی در مورد آن‌ها بحث می شود.

در سوی دیگر دشت و در ضلع شمالی آن شواهدی دال بر حرکات گسل زنوز و شاخه فرعی آن(شکل ۱) وجود دارد. در مقطعی از کواترنری عملکرد نیروهای فشارشی موجب تشکیل حوضه ای رسوبی در حد فاصل گسل زنوز و شاخه فرعی آن شده است.

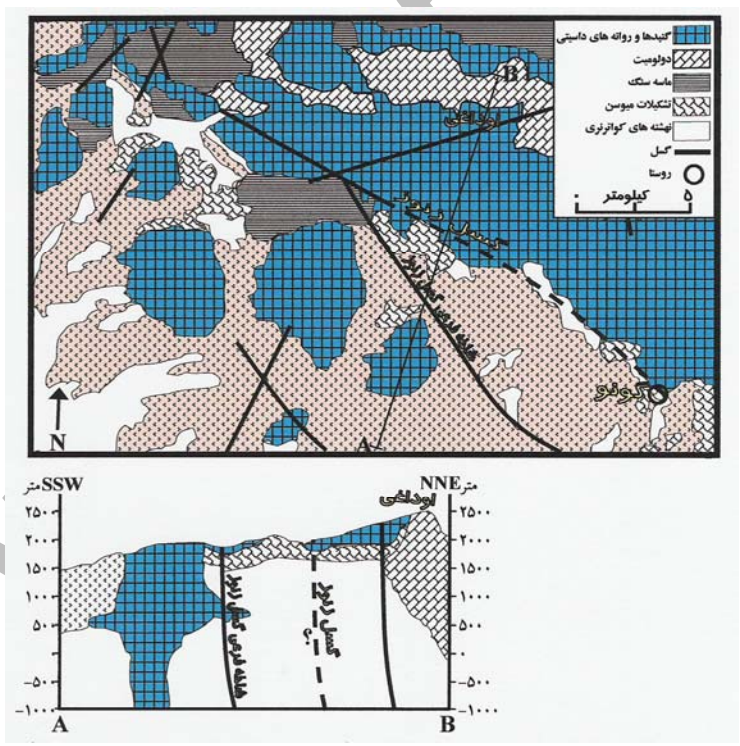
در نقشه زمین شناسی ۲۵۰۰۰۰: ۱تبریز پلدشت امتداد گسل زنوز تا روستای گونو امتداد دارد در حالی که در نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ امتداد این گسل تا پایکوه اوداغی است. خط مقطع در امتداد گسل زنوز در شکل۴ الف نشانگر بخشی از

www.SID.ir

گسل زنوز است که در دو نقشه فوق در مورد آن اختلاف نظر وجود دارد. شواهد ژئومورفیکی مثل وجود جبهه ای کوهستانی با دامنه های پر شیب و تشکیل حوضه های رسوبی در امتداد مسیر احتمالی گسل، وضعیت ارائه شده در نقشه ۲۵۰۰۰۰: ۱ را تأئید می کند.

در حد فاصل گسل زنوز و شاخه فرعی آن در شمال غرب روستای گونو لکه‌هایی از نهشته های کواترنری دیده می‌شوند که موقعیت فعلی آنها بر روی برجستگی‌های بین دره‌ای نشان از وجود حوضه ای رسوبی در حدفاصل این دو گسل در پلئیستوسن میانی و فوقانی دارد. با قبول تداوم امتداد گسل زنوز تا روستای گونو و با در نظر گرفتن حرکات فشارشی موجود در منطقه(شکل ۴ ب)، گمان می رود که نیروهای فشارشی فعال در منطقه در طول کواترنری موجبات تشکیل حوضه‌های رسوبی را فراهم آورده‌اند. شبکه‌های آبراهه‌ای فعال در این حوضه پس از انباشت و پر شدگی نهشته‌ها در آن، بستر خود را به طریق فرایند سوپرپوزیشن تا تشکیلات زمین شناسی مادر به عمق برده‌اند. بدین ترتیب رودخانه‌ها حوضه رسوبی مذکور را پشت سر گذارده و پس از عبور ناموافق از خطوط تکتونیکی خود را به دشت مرند رسانده اند.

آنچه در این مبحث حائز اهمیت است این است که تشکیل حوضه رسوبی کواترنری در نتیجه عملکرد گسل‌های منطقه نشانگر فعال بودن این گسل‌ها در طول کواترنری است. با قبول چنین وضعی گسل‌های این بخش از منطقه در زمره گسل‌های فعال بالقوه(کلر و پینتر، ۱۹۹۶) قرار می گیرند.



شکل ۴ الف) نقشه زمین شناسی زمینهای اطراف گسل زنوز و ب) مقطعی زمین شناسی از موقعیت گسل‌ها و ساختارهای زمین شناختی منطقه *ساختار زیرین دشت مرند*

بررسی دو سری از مقاطع ژئوالکتریکی دشت مرند، که از روی سوندژهای انجام شده از طرف گروه ژئوفیزیک بخش آب‌های زیرزمینی وزارت نیرو(۱۳۵۷) و مهندسین مشاور(وزارت نیرو، ۱۳۵۳) از قسمتهای مختلف دشت مرند تهیه شده اند (شکل۵)، نشان می‌دهد که ساختمان زیرین دشت مرند که انباشته از نهشته‌های کواترنری است دارای بی نظمی‌هایی در مقطع عرضی آن است که این بی نظمی‌ها را نمی‌توان جدا از فعالیت‌های تکتونیکی در طول پلئیستوسن و هولوسن دانست. با ردگیری

www.SID.ir

بخشهای فرو افتاده واحدهای رسوبی در هر دو دسته از مقاطع(شکل۵ و ۷) و اتصال آن‌ها به همدیگر نتایج زیر حاصل شد(شکلهای ۶ و ۸):

۱) حداقل ۴ خط هم شکست سرتاسری در مقاطع سری اول(شکل ۵) و ۳ خط هم شکست سرتاسری در مقاطع سری دوم(شکل ۷) قابل ردگیری است که در جهت شرقی غربی در ساختمان زیرین دشت کشیده شده‌اند. خطوط اول، سوم و چهارم مقاطع سری اول(شکل ۶) به ترتیب با خطوط هم شکست اول، دوم و سوم سری دوم(شکل۸) منطبق می باشند.

۲- خط هم شکست دوم مقاطع سری اول در مقاطع سری دوم قابل پیگیری نیست. علت این امر در عمق زیاد پایه مقاطع سری اول نسبت به سری دوم می باشد. به طوری که در شکل ملاحظه می‌شود، بی نظمی در مسیر خط هم شکست سوم در پائین‌ترین لایه های مقاطع سری اول به خوبی دیده می شود ولی در لایه های بالایی به ویژه در مقاطع شرق دشت(مقطع اول و دوم) اثر آن یا دیده نمی شود و یا نسبت به لایه های زیرین بقیه مقاطع بسیار ناچیزاست.

۳- در سری اول مقاطع ژئوالکتریکی(شکل۵) اثر شکستگی شماره ۲(شکل۶) تنها در لایه های زیرین و سنگ مادر دیده می‌شود و در لایه های فوقانی(جدید) مقاطع به ویژه در ضلع شرقی دشت (شکل۵ الف و ب) اثر چندانی نداشته است. به نظر می‌رسد بازشدگی چاله تکتونیکی مرند با حرکات فرونشینی در امتداد این شکستگی آغاز شده است ولی در مراحل بعدی گسترش دشت، اثر این خط شکست کم رنگتر شده است.

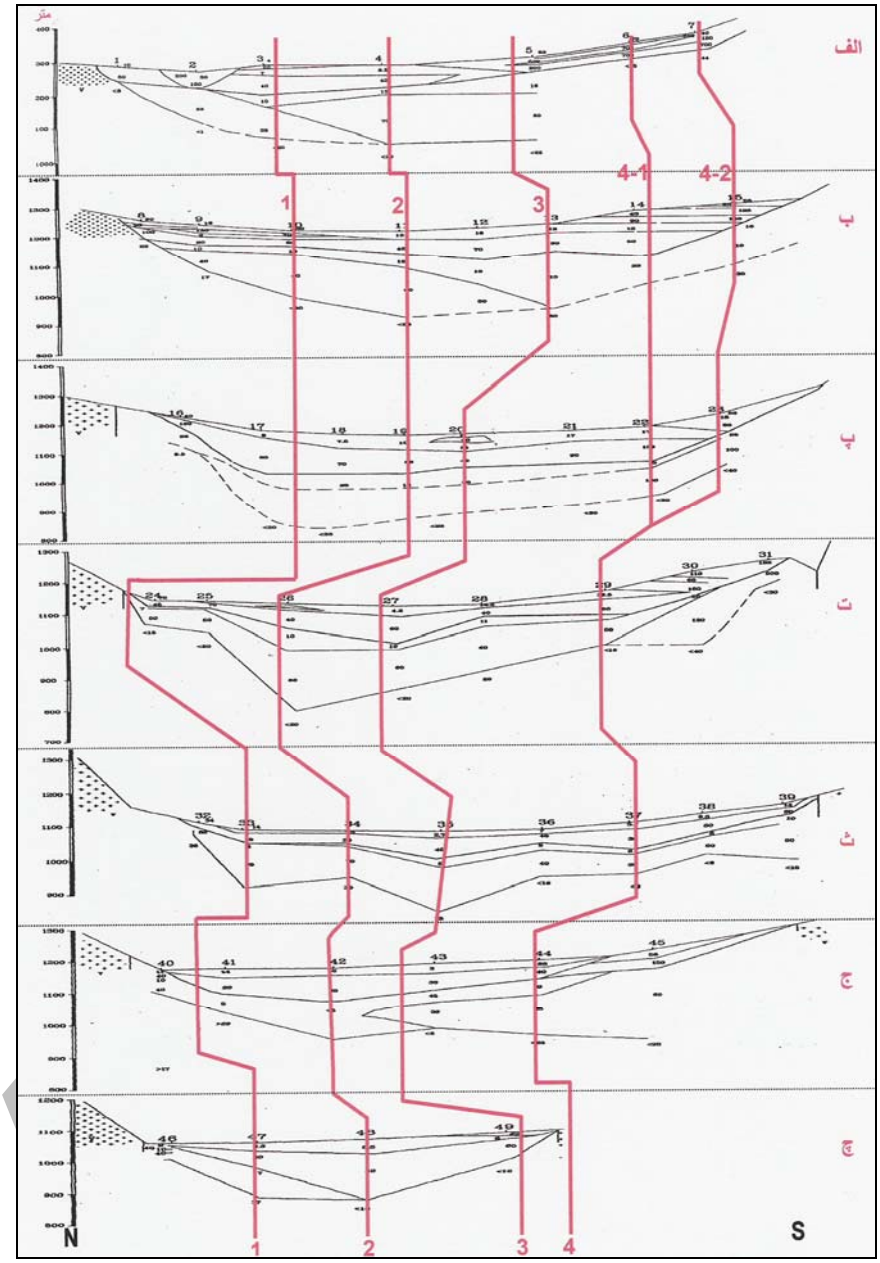
۴- اثر خط هم شکست شماره ۳ در سری اول و خط هم شکست معادل آن در سری دوم(خط شماره ۲) نیز در لایه‌های بالایی ساختمان زیرین دشت چندان محسوس نیست. این مسیر منطبق بر مسیر جریان رودخانه اصلی زهکش دشت(زیلبیرچای) است و در ۹۰ سال اخیر این مسیر ۲ بار کانون زلزله بوده است. لذا به نظر می رسد عدم وجود اثر شکستگی در لایه‌های فوقانی ساختمان دشت نشان دهنده آرامش نسبی این خط در زمان‌های اخیر نیست بلکه نشانگر اثر رودخانه زیلبیرچای در از بین بردن آثار ژئومورفیکی حاصل از عملکرد گسل می‌باشد و وجود بی نظمی‌هایی در لایه های فوقانی مقاطع مربوط به شرق دشت مرند در سری دوم مقاطع(شکل ۷) مؤید این مسئله می‌باشد.

۵- خط هم شکست شماره ۱ در هر دو سری از مقاطع با شکستگی در تمامی لایه‌ها و بویژه لایه‌های سطحی تطابق دارد. امروزه بخش فعال بسیاری از مخروط‌افکنه‌های ضلع شمالی دشت در حدفاصل این خط و جبهه کوهستانی قرار دارد.

۶- خط هم شکست شماره ۴ در سری اول و خط معادل آن در سری دوم(شماره۳) نیز اثر فعالیتهای تکتونیکی را در تمام لایه‌های مقاطع هر دو سری نشان می‌دهند. در این بخش دشت هم (ضلع جنوبی دشت) قسمت فعال مخروط‌افکنه‌های جوان در حدفاصل این خط و جبهه کوهستانی قرار گرفته‌اند. همان طوری که در شکل ۶ دیده می شود این خط در قسمت مرکزی دشت دارای یک شاخه فرعی است که نشانگر گسترش زیاد دشت در این بخش نسبت به بخش‌های دیگر است.

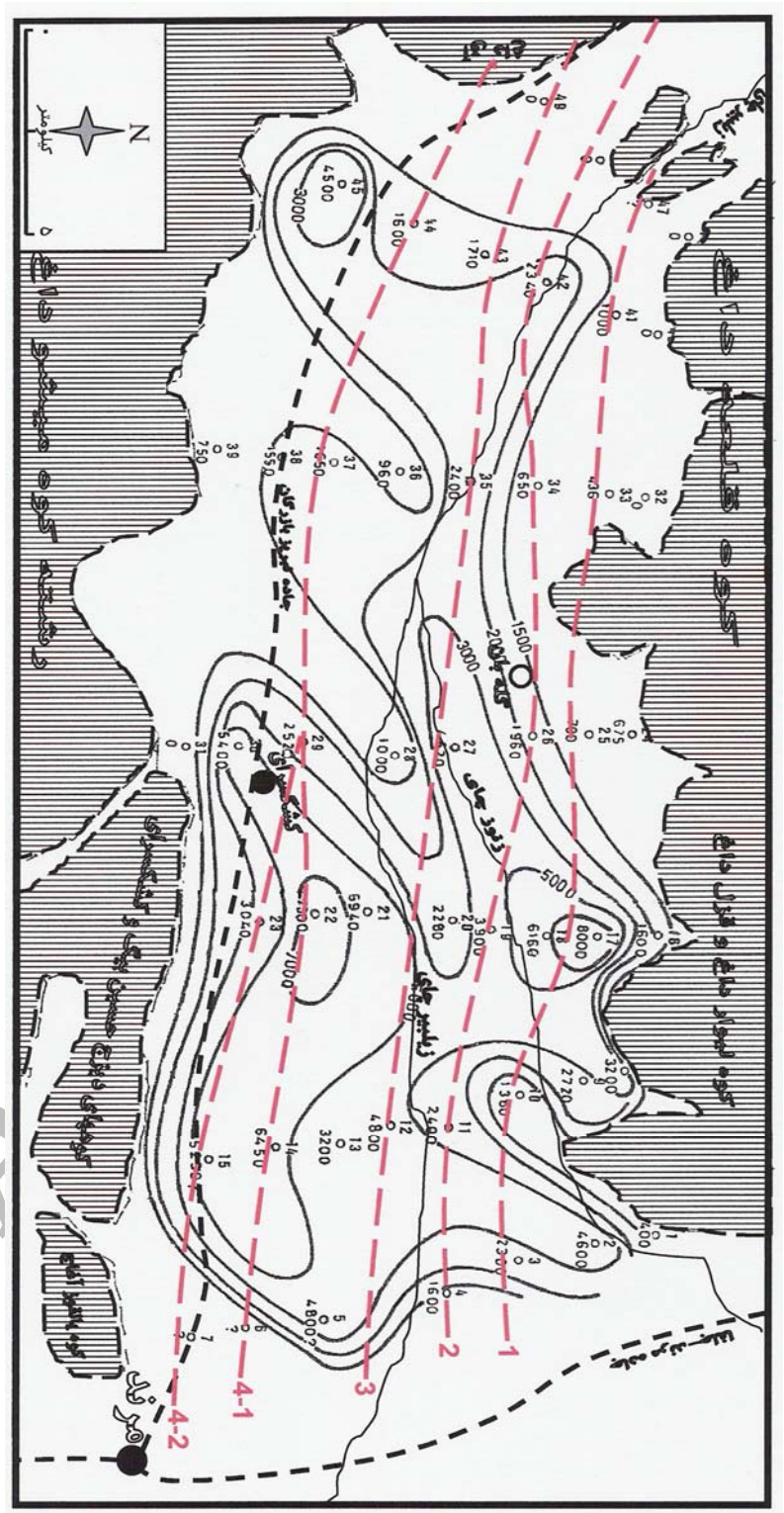
Archive of SID

www.SID.ir



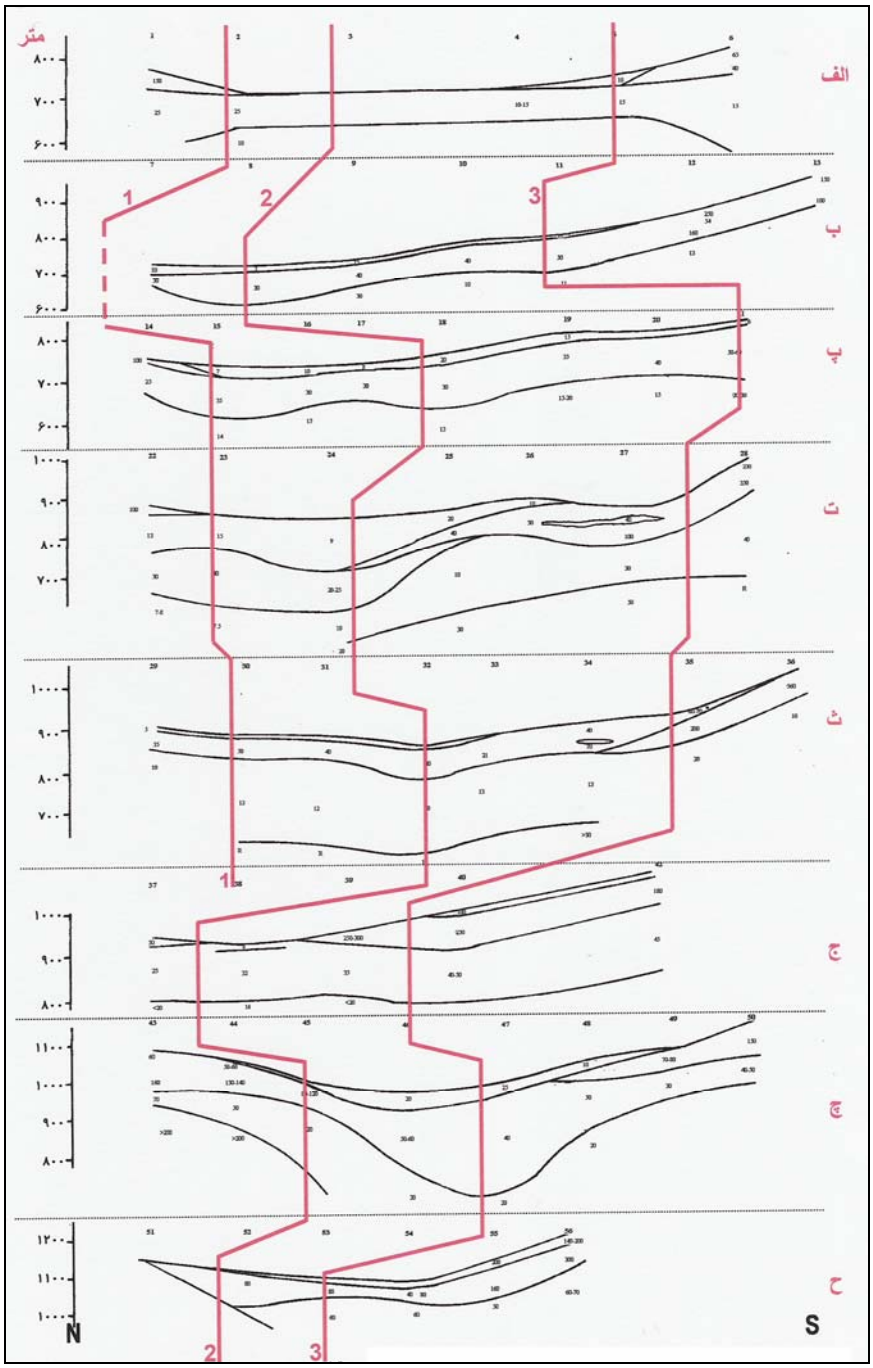
شکل۵ مقاطع ژئوالکتریکی ترسیم شده در عرض دشت مرند(با تغییراتی در مقیاس نسبت به منبع اصلی(وزارت نیرو، ۱۳۵۳))، خطوط شماره گذاری شده نشان دهنده خطوط هم شکست مقاطع می با شند.

www.SID.ir



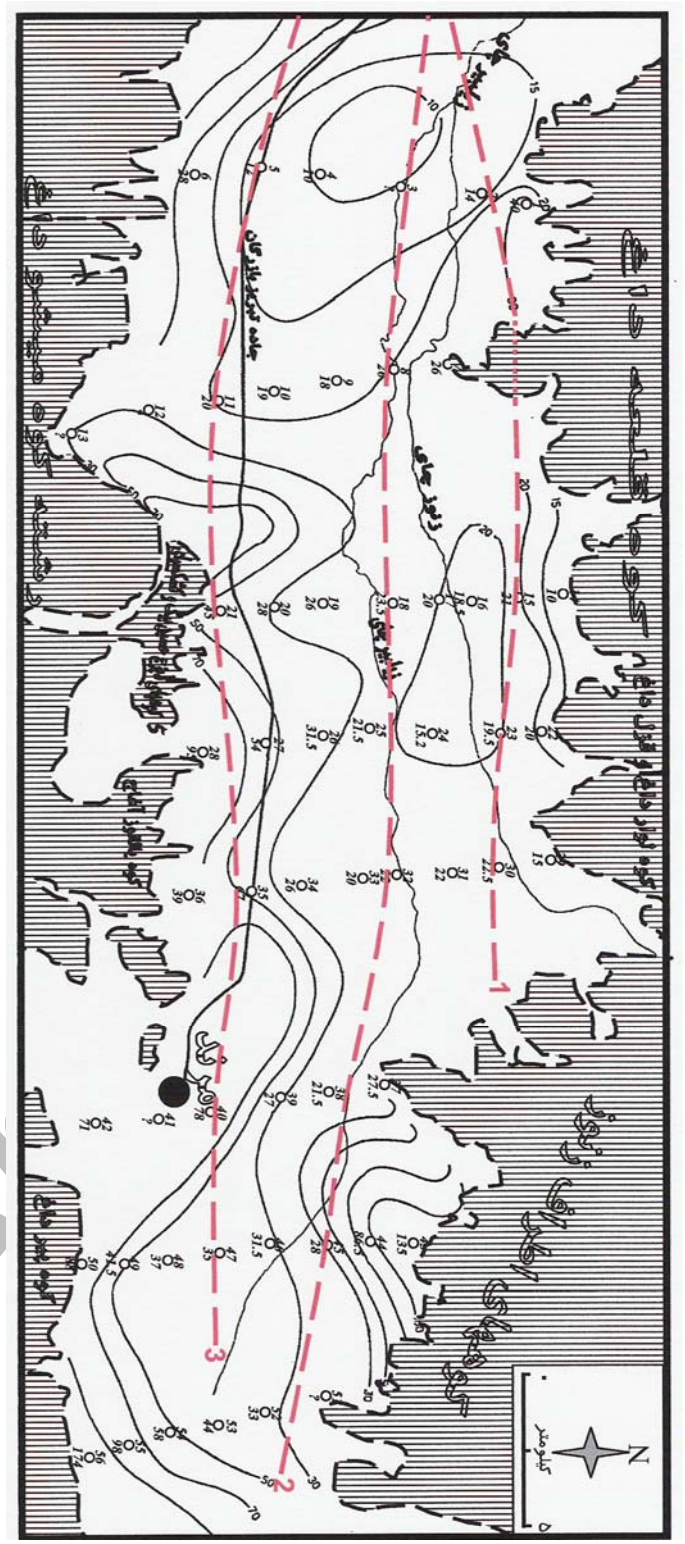
شکل ۶ نقشه محل سوندآژها و خطوط هم تراز ژئوالکتریکی دشت مرند (با تغییراتی در مقیاس نسبت به منبع اصلی (وزارت نیرو، ۱۳۵۳))، خطوط شماره گذاری شده(خط چین) نشان دهنده خطوط هم شکست مقاطع می باشند.

www.SID.ir



شکل۷ مقاطع ژئوالکتریکی ترسیم شده در عرض دشت مرند(با تغییراتی در مقیاس نسبت به منبع اصلی(وزارت نیرو،۱۳۵۷))، خطوط شماره گذاری شده نشان دهنده خطوط هم شکست مقاطع می با شند.

www.SID.ir



شکل ۸ نقشه محل سوندژها و خطوط هم تراز ژئوالکتریکی دشت مرند (با تغییراتی در مقیاس نسبت به منبع اصلی (وزارت نیرو،۱۳۵۷))، خطوط شماره گذاری شده(خط چین) نشان دهنده خطوط هم شکست مقاطع می باشند.

با توجه به موارد بالا و در نظر گرفتن این نکته که تمامی این مقاطع از رسوبات جوان کواترنری انباشته در دشت مرند تهیه شده‌اند، لذا تمامی این خطوط شکست در زمره خطوط فعال تکتونیکی قرار می گیرند.

www.SID.ir

ساختمان مخروط‌افکنه‌ها

تاریخچه تکتونیکی یک ناحیه کوهستانی را می‌توان با ژئومتری نهشته های مخروط‌افکنه‌ای در دوره‌های بلند مدت بازسازی نمود. بول(۱۹۷۲) با استفاده از مقاطع تهیه شده در امتداد پروفیل طولی مخروط‌افکنه‌ها سه نوع اصلی نهشته‌ها و ارتباط آن‌ها با فعالیت‌های تکتونیکی را تشخیص داده است:

۱- نهشته‌های گوه مانند که قسمت ضخیم آنها در جبهه کوهستانی و قسمت نازکتر آن‌ها دورتر از جبهه کوهستانی واقع شده اند. از نظر تکتونیکی این مناطق قبل از نهشته گذاری در مخروط‌افکنه‌ها یک بالاآمدگی شدید را تجربه کرده اند.

۲- اشکال عدسی مانند که در نزدیکی جبهۀ کوهستانی و در پایین‌دست مخروط‌افکنه نازکتر بوده ولی در قسمت میانی ضخیم‌تر هستند وجود چنین وضعی نشانگر آن است که در طول نهشته‌گذاری مخروط‌افکنه، بالاآمدگی ادامه داشته است.

۳- اشکال گوه مانند که قسمت نازک آنها در نزدیکی جبهه کوهستانی و قسمت ضخیم آنها درفواصل دورتر قرار دارد. وجود چنین وضعی حاکی از توقف فعالیتهای تکتونیکی و فرسایش مواد سطح مخروط‌افکنه و انباشت آنها در پایین‌دست مخروط‌افکنه می‌باشد که احتمالاً در نهایت به تشکیل پدیمنت می‌انجامد.

بررسی‌های انجام شده بر روی مقاطع تهیه شده(شکل۵ و۷) از محل مخروط‌افکنه‌های سرتاسر چاله مرند نشان می‌دهد که در منطقۀ مورد مطالعه ساختمان مخروط‌افکنه‌های منطقه از نوع اول و دوم هستند. بدین ترتیب که در مخروط‌افکنه‌های واقع در ضلع جنوبی دشت، ساختمان تمامی مخروط‌افکنه‌ها از نوع عدسی مانند است که این امر نشانگر تداوم فعالیت‌های تکتونیکی در طول نهشته گذاری در مخروط‌افکنه‌ها می باشد و در ضلع شمالی دشت شکل ساختمان مخروط‌افکنه‌ها از نوع اول می‌باشند و این مسئله با فعالیتهای شدید تکتونیکی دامنه شمالی میشوداغ که در کواترنر نیز از شدت بالایی برخوردار بوده(مختاری ۱۳۸۳)، بی‌ارتباط نیست.

نتیجه‌گیری

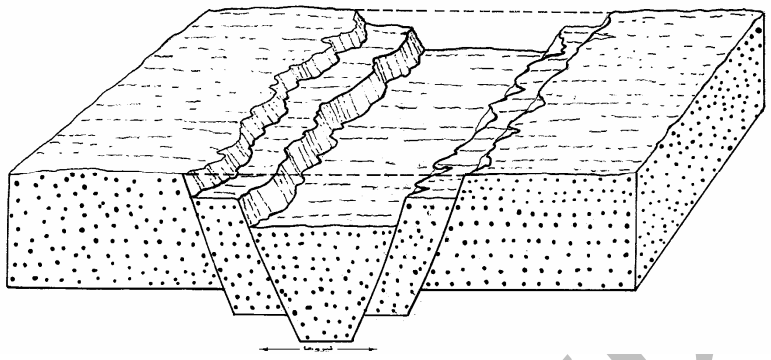
آنچه در حال حاضر در دشت مرند شاهد هستیم چشم انداز در حال توسعه ای است که گسترش مراکز جمعیتی، شبکه‌های ارتباطی، خطوط انتقال انرژی، امکانات گردشگری و صنایع مختلف را شامل می‌شود. بدون شک نشستگاه تمامی این افق‌های توسعه، واحدهای ژئومورفولوژیکی است که هرکدام ویژگی‌های خاص خود را دارند. عدم توجه به این ویژگی‌ها می‌تواند مشکلاتی را به دنبال داشته باشد. دراین مقاله، مسائل مختلف مرتبط باعملکرد گسل‌های منطقه ازقبیل تحلیل زمین ساخت- رسوبی چاله نئوژنی و در حال گسترش مرند و نقش این گسل‌ها در سیر تکاملی دشت مرند مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس نتایج این تحقیق دشت مرند یک چاله تکتونیکی است که همزمان با بالاآمدگی ناهمواری‌های واقع در شمال(قره داغ) و جنوب(میشوداغ) آن معماری اولیه آن شکل گرفته است. نکته مهم در این مورد این است که شکل فعلی چاله تکتونیکی مرند نتیجه ادامه حرکات کششی و فشارشی در دوره های بعد از میوسن می باشد. ضخامت زیاد نهشته های کواترنری برجا گذاشته شده در دشت مرند حاکی از تداوم فرونشینی دشت مرند و وجود حرکات کششی در امتداد آن در طول کواترنری است. این در حالی است که در برخی قسمتهای منطقه مورد مطالعه مثل ناهمواری‌های واقع در شمال شرق دشت مرند شواهد موجود حکایت از تشکیل حوضه‌های رسوبی کواترنری در نتیجه حرکات فشارشی دارند(شکل ۴).

تحلیل‌های انجام شده بر روی مقاطع ژئوفیزیکی و ژئوالکتریکی ساختمان زیرین دشت مرند نشان از تداوم فرونشینی دشت در امتداد ۴ شکستگی عمده با روند شرقی – غربی است(شکل ۹) که به دلیل بار رسوبی بالای رودخانه‌های وارده به دشت و همچنین نزدیکی جبهه‌های کوهستانی و عرض کم دشت این فرونشینی در سطح دشت چندان محسوس نیست. ساختمان

Archive of SID

www.SID.ir

مخروط‌افکنه‌های منطقه نیز مؤید وجود حرکات تکتونیکی فعال در منطقه می‌باشد. از این حیث چاله مرند در زمره حوضه‌های رسوبی در حال گسترش[1](لیدر و گوتروپ[2]، ۱۹۸۷؛ گوتروپ و لیدر[3]، ۲۰۰۰؛ پاسکوچی و همکاران[4]، ۲۰۰۶) قرار می گیرد.



شکل۹ شمایی از چاله تکتونیکی مرند که در آن نیروهای کششی موجب ایجاد حداقل ۴ شکستگی نرمال در امتداد دشت شده اند.

ارزیابی و اگاهی از شرایط مورفوتکتونیکی منطقه در برنامه ریزیهای مربوط به عمران و آمایش سرزمین منطقه از اهمیت خاصی برخوردار بوده و از جمله اقدامات زیربنایی است که قبل از هرگونه اقدام برای ایجاد تأسیسات عمرانی باید صورت گیرد. همچنین یافته های این تحقیق می تواند راهنمای خوبی برای محققین در مطالعهٔ آثار ژئومورفیکی گسلها در نواحی فعال تکتونیکی باشد.

منابع

۱- اسدیان و همکاران.۱۳۷۳. نقشهٔ زمین‌شناسی به مقیاس ۱۰۰۰۰۰: ۱ مرند.سازمان‌زمین‌شناسی کشور.

۲- افتخار نژاد و همکاران، ۱۹۹۱، نقشه ۲۵۰۰۰۰: ۱ چهارگوش تبریز- پلدشت.

۳- خدابنده وهمکاران۱۳۷۲. نقشهٔ زمین‌شناسی به مقیاس ۱۰۰۰۰۰: ۱ تسوج.سازمان زمین‌شناسی کشور.

۴- عابدینی، موسی. ۱۳۸۴. بررسی نقش عوامل مورفوژنز مؤثر در ناپایداری دامنه های منطقه دره دیز- دیوان داغی (شمالغرب آذربایجانشرقی). پایاننامه دکتری، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.

۵- مختاری، داود. ۱۳۸۱. نقش فعالیتهای تکتونیکی درتکامل مخروط‌افکنه‌های دامنهٔ شمالی میشوداغ، شمال غرب ایران. فضای جغرافیایی، شمارهٔ ۵.

۶- مختاری، داود. ۱۳۸۳. پژوهشی در اثرات ژئومورفولوژیکی گسل شمالی میشو و آسیب پذیری سکونتگاههای واقع در مسیر آن. طرح تحقیقاتی. دانشگاه تبریز.

۷- وزارت نیرو. ۱۳۵۳. بررسی ژئوفیزیک به روش ژئوالکتریک، طرح مطالعات آبهای مرزی ایران و ترکیه.

۸- وزارت نیرو. ۱۳۵۷. گزارش مطالعات ژئوالکتریک منطقه مرند، طرح مطالعات آبهای زیر زمینی.

9- Brunsden, D.,1980. Applicable Modeles of longterm evolution. Zeitschrift fur Geomorphologie Supplementband, 36, pp. 16-26.

10- Brunsden, D. and Thornes, J. B., 1979. Landscape sensitivity and change. Transactions of the Institute of British Geographers, 4, pp.463-484.

1- Extentional basins
2- Leeder and Gawthrope
3- Gawthrope and Leeder
4- Pascucci and et al.

Archive of SID

www.SID.ir

11- 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 Environments: EPM Special Publication 16, p. 63-83.
12- Bull, W.B., 1977. The alluvial fan environment: Progress in Physical Geography, v. 1, p.222-270.
13- Burbank, D,W. and Anderson, R.S., 2001. Tectonic Geomorphology, Oxford: Blackwell Science.
14- Carroll, A.R., Bohacs, K.M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. Geology 27, 99– 102.
15- Cavinato,G.P., Carusi, C., b, Dall'Asta, M.,Miccadei, E., Piacentini, T., 2002. Sedimentary and tectonic evolution of Plio–Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino Basin (central Italy). Sedimentary Geology 148 : 29–59.
16- Davis, W. M., 1899. The geographical cycle", Geographical Journal, 14, pp. 481-504.
17- Gawthrope, R. L., Leeder, M. R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extentional basins, Basin research 12, 195-218.
18- Hack,J.T.,1960. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions", American Journal of Science, Bradley Volume, 285-A, pp. 80-97.
19- Goudie,A.S.,2004.Encyclopedia of geomorphology.Routledge pub. Vol.2
20-Keller, E.A., Pinter, N.,1996. Active tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, Pup.
21- king, L.C., 1953. Canons of landscape evolution, Bulletin of the Geological Society of America, 64, pp. 721-752.
22- Leeder, M. R., Gawthrope, R. L., 1987. sedimentary models for extentional tilt-block/half-graben basins. In: Crowed, M.P., Dewey, G. F., Hancock, P. L., Special Publication Geological Society of london, vol. 28, pp. 139-152.
23- Luzo´n.A., 2005. Oligocene–Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. Sedimentary Geology 177, 19–39.
24-Monroe,J.S.,Wicander,R.,2001. The changing earth, Exploring geology and evolution.Brooks/Cole Pub.
25- Nilsen, T.H.,1994. Alluvial fan deposits. U.S. Geological Survey. Menlo Park.
26- Pascucci, V., Costantini, A., Martini, I. P., Dringoli, R., 2006. Tectono-sedimentary analysis of a complex, extensional, Neogene basin formed on thrust- faulted, Northern Apennines hinterland: Radicofani Basin, Italy. Sedimentary Geology, 183, 71-97.
27- Penck, W., 1953. Morphological Analysis of landforms" , (translated by H.Czech and K.C.Boswell), Macmillan.
28- Ramirez- Herrera, M.T. 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic belt. Earth surface processes and land forms. Vol. 23, 317-322.
29- Schlische, R.W., Olsen, P.L., 1990. Quantitative filling model for continental extensional basins with application to Early Mesozoic rifts of eastern North America. J.Geol.98(2),135–155.
30- Sorriso-Valvo, M., Sylvester, A.G., 1993. The relationship between geology and landforms along a coastal mountain front, northern Calabria, Italy: Earth Surface processes and landforms 18, 257-273.
31-Tippett, M. and Kamp, P. J. J., 1995. Quantitative relationships between uplift and relief parameters for the southern Alps, New Zealand, as determined by fission track analysis", Earth Surface Processes and Landforms, 20, pp. 153-175.
32-Viseras. C., Fernandez, J., 1995. The role of erosion and deposition in the construction of alluvial fan sequences in the Guadix formation (SE Spain). Geologie en Mijnbouw 74: 21-33.
33- Zuchiewicz, W.,Cuong, N. Q., Bluszcz, A., Michalik, M., 2004. Quaternary sediments in the Dien Bien Phu fault zone, NW Vietnam: a record of young tectonic processes in the light of OSL-SAR dating results. Geomorphology 60: 269–302.

Archive of SID

www.SID.ir