

تحلیل‌های زمین‌ساخت - 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

چکیده

دشت مرند با روندی شرقی - غربی، یک چاله ساختمانی نئوژن - کواترنری به طول ۵۰ کیلومتر 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 زمین‌شناسی و توپوگرافی مورد بررسی قرار گرفته‌اند. نتایج تحقیق نشان داد که با وجود برخورداری دشت مرند و ناهمواری‌های اطراف آن از دینامیک بالای تکتونیکی، چشم انداز کنونی آن بیشتر نتیجه عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی در گذشته و به ویژه در کواترنری می‌باشد. یافته‌های 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 می‌تواند راهنمای خوبی برای محققین در مطالعه آثار ژئومورفیکی گسل‌ها در نواحی فعال تکتونیکی باشد.

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

مقدمه

رابطه اشکال ناهمواری‌های زمین با بالا آمدگی‌های تکتونیکی یکی از مباحث مهم ادبیات ژئومورفیکی است. بالا آمدگی تکتونیکی به هر مقدار، وسعت و زمانی که باشد، هم در مدل‌های تکامل چشم انداز کلاسیک (دیویس^۱، ۱۸۹۹؛ پنک^۲، ۱۹۵۳؛

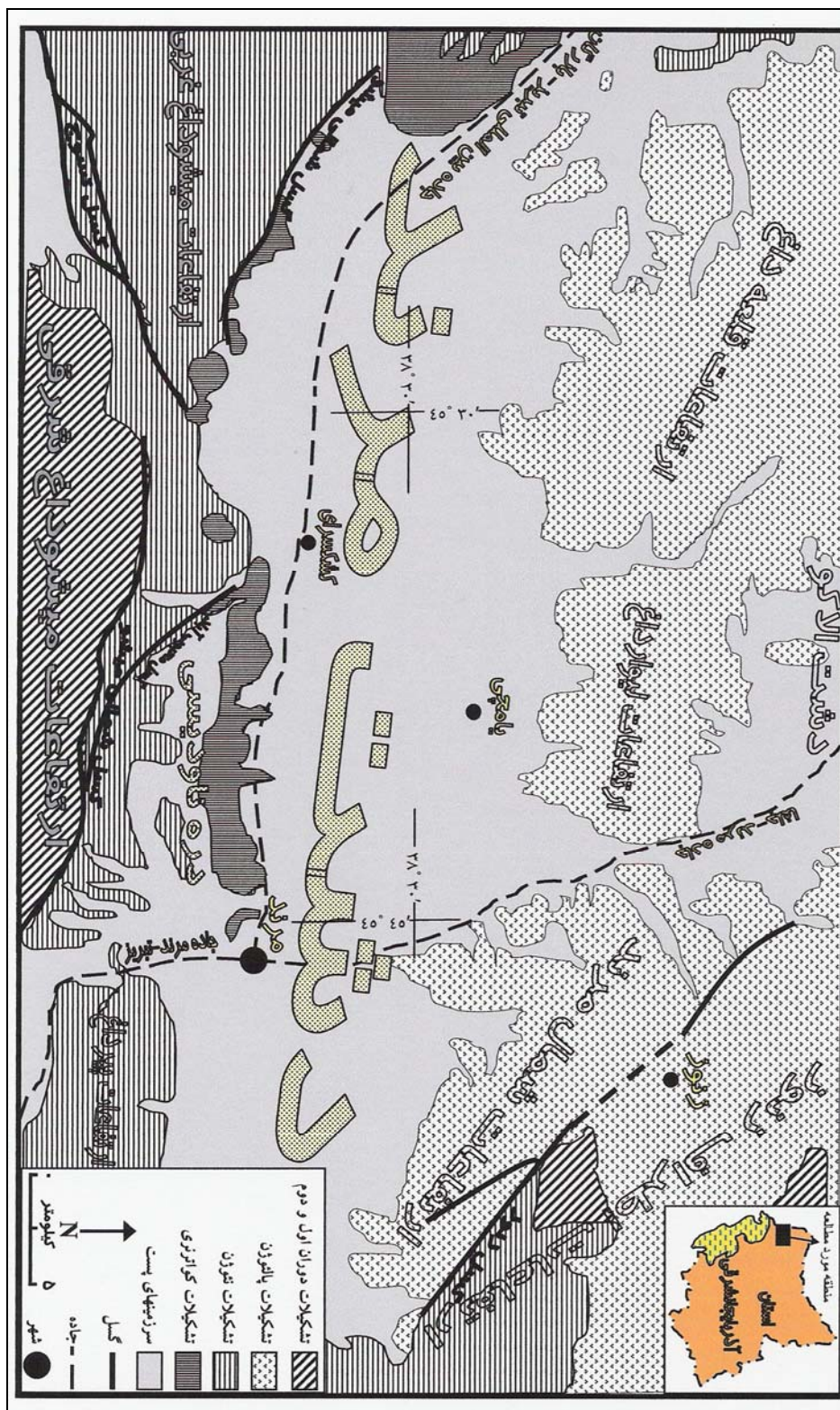
کینگ^۱، ۱۹۵۳) و هم در بسیاری از مدل های نوین مثل تعادل دینامیکی (هک^۲، ۱۹۶۰) و حساسیت چشم انداز برونسدن و تورنز^۳ (۱۹۷۹) و برونسدن (۱۹۸۰) به عنوان یک عامل اولیه در شکل گیری و تکامل اشکال سطح زمین به شمار می آید. بدین ترتیب، هر مدلی از تکامل چشم انداز می بایست مرحله ای از بالا آمدگی را به عنوان درونداد ساختمانی پایه، تجربه کند تا ناهمواری شکل بگیرد و به عبارتی ارتفاع افزایش یابد (تپیت و کمپ^۴، ۱۹۹۵). لذا، عملکرد متقابل و مداوم فرآیندهای تکتونیکی به عنوان عامل ایجاد توپوگرافی، و فرآیندهای سطحی به عنوان عامل فرسایش دهنده ناهمواری ها، اساس ژئومورفولوژی تکتونیکی را تشکیل می دهد (بوربانک و آندرسون^۵، ۲۰۰۱). این شاخه نسبتاً جدید از ژئومورفولوژی کاربردی را می توان کاربرد ژئومورفولوژی در حل مشکلات ناشی از فعالیت های تکتونیکی دانست که در آن اشکال ناهمواری و چگونگی تکامل چشم اندازهای حاصل از فعالیت های تکتونیکی جدید، مورد بحث قرار می گیرد. یکی از مباحث مطرح در چنین مطالعاتی، ارزیابی میزان خطر زلزله در ناحیه ای خاص از طریق مطالعه مشکلات مرتبط با فعالیت گسل ها و تعیین وضعیت لرزه خیزی منطقه در پلیستوسن بالایی و هولوسن می باشد.

دشت مرند در شمال غرب ایران واقع شده است (شکل ۱) و از نظر زمین ساختی به صورت یک گرابن - در حد فاصل رشته های کوهستانی قره داغ در شمال و میشوداغ در جنوب - فرو افتاده است. گسل های متعددی در شکل گیری این دشت نقش داشته اند که در این میان گسل شمالی میشوداغ جایگاه ویژه ای بوده است، تغییراتی که در ژئومورفولوژی دامنه شمالی میشوداغ و به ویژه جبهه کوهستانی آن، در بخش های مختلف (شرقی و غربی) و در امتداد گسل شمالی میشو دیده می شود زمینه خوبی برای ارزیابی عملکرد فعالیت های تکتونیکی فراهم آورده است (مختاری، ۱۳۸۳). از آنجائی که پیشینه مطالعات، وضعیت زمین شناسی و ژئومورفولوژیکی و همچنین تاریخچه زمین لرزه های منطقه همگی بر فعال بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی و نقش این فعالیت ها در سیمای کنونی منطقه مورد مطالعه تأکید دارند لذا، ارزیابی گسل های موجود در چاله مرند و نقش فعالیت های تکتونیکی در شکل گیری آن، مهمترین انگیزه برای انجام این مطالعه بوده است.

هدف این مقاله درک درست از فرآیندهای دخیل در ایجاد حوضه های رسوبی نئوژن - کواترنری در چاله مرند به منظور افزایش اطلاعات در مورد فعالیت های تکتونیکی به عنوان عامل ایجاد زمین لرزه ها، و تحلیل رخساره های رسوبی می باشد. برای این منظور، مطالعه چگونگی رسوب گذاری در امتداد حواشی دشت و جایگزینی و آناتومی مخروط افکنه های بزرگ منطقه در اولویت قرار گرفته است.

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

شکل ۱ موقعیت جغرافیایی و وضعیت زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی منطقه مورد مطالعه



روش تحقیق

بررسی منابع مختلف زمین‌شناسی 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

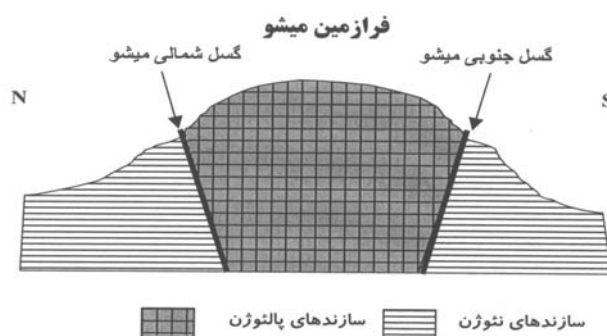
گسل (راستالغز بودن آن) از جمله انگیزش ها و محرک ها و پشتوانه محقق در تحلیل های زمین ساخت- رسوبی چاله نئوژنی و در حال گسترش مرند بوده است. بررسی نقشه های زمین شناسی، توپوگرافی، عکسهای هوایی و از همه مهمتر بازدیدهای میدانی، ابزار کار محقق را تشکیل می دهند.

در بررسی ساختمان زیرین دشت مرند و نیز مخروط افکنه های واقع در امتداد جبهه های کوهستانی مشرف به دشت مرند، از مقاطع ژئوفیزیکی و ژئوالکتریکی منطقه استفاده شده است. مطالعات انجام شده بر روی مخروط افکنه ها بر اساس اطلاعات ژئوفیزیکی و ژئوالکتریکی بسیار اندکند و به همین دلیل کاربرد این گونه مطالعات که در آن قضاوت براساس ژئومتری سه بعدی شامل تداوم سطوح مخروط افکنه ای، گستره آبراهه ها در بخشهای زیرین مخروط افکنه ها، و تغییرات در ضخامت مخروط افکنه های امروزی انجام می گیرد چندان شناخته شده نیست و همین یکی از نکات بارز این تحقیق به شمار می آید.

فعالیت گسل را می توان از طریق بررسی شواهد تاریخی، زمین شناسی، ژئومورفولوژیکی، لرزه شناختی، ژئودزی، ژئوشیمی، ژئوفیزیکی و آتشفشانی تعیین نمود (گودی^۱، ۲۰۰۴). با توجه به اینکه هیچ گونه آثاری از زلزله های گذشته 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 مخروط افکنه ها

گسلش بلوکی^۲ یکی از عوامل ایجاد کوهستانها به شمار می آید که در طی آن در نتیجه حرکات گسلی در امتداد گسل های نرمال بلوک هایی از یک ناحیه نسبت به زمین های مجاور بالا می آیند (مونرو و وایکاندر^۳، ۲۰۰۱). بر این اساس گسلش بلوکی موجب ایجاد بلوک های بالا آمده (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 گسل های نرمال برای ایجاد چشم انداز هورست - گرابن لاقفل در مورد میشو داغ باید حل شود زیرا این کوهستان در میان دو گسل معکوس که نتیجه فعالیت های تکتونیکی فشارشی است قرار گرفته است (شکل ۲).



شکل ۲ هورست میشو داغ

در پاسخ به این مورد باید گفت که واژه هورست در تعاریف جدید از جمله تعریف ارائه شده در کتاب جدید التالیف دائرة المعارف ژئومورفولوژی نوشته گودی (۲۰۰۴، ۵۳۱) به این صورت تعریف شده است که: هورست به بلوکی که در اثر عملکرد گسل های عادی و در برخی مواقع گسل های معکوس بالا می آید، اطلاق می شود. تشکیل هورست می تواند نتیجه

1- Goudie

2- Block-faulting

3- Monroe and Wicander

کافتی شدن^۱ و یا حرکت فشارشی گسل های عادی دو طرف قسمت بالا آمده باشد. لذا با این تعریف می توان 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 ضمیمه نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰: منطقه از کوهستان میشو و قسمت بالا آمده آن با عنوان هورست یاد کرده اند.

برای ارزیابی فعالیت های تکتونیک شاخص های ژئومورفیک ابزاری مفید و قابل اطمینان هستند که از روی آن ها می توان نواحی را، که در گذشته فعالیت های سریع و یا حتی کند تکتونیک را پشت سر گذاشته اند، به راحتی شناسایی نمود (رامیرز- هررا^۲، ۱۹۹۸، ۳۱۷). مسئله مهم در مطالعه حوضه های رسوبی از این قبیل تعیین عوامل اولیه موثر در چینه بندی رسوبات بجا گذاشته شده در حوضه می باشد. عده زیادی از محققین معتقدند که هر گونه تغییر عمده ای در فرایندهای نهشته گذاری و رسوب گذاری با رویدادهای تکتونیک و یا اقلیمی در ارتباط است (اسچلیش و اولسن^۳، ۱۹۹۰؛ وایزر اس و فرناندز^۴، ۱۹۹۵، ۲۱، کارول و بوهاکس^۵، ۱۹۹۹). حوضه های رسوبی حاوی اطلاعاتی در مورد زمین شناسی، چگونگی تکامل چینه شناختی، فرآیندهای رسوب گذاری و رویدادهای مؤثر در دگرگونی آن ها هستند. به همین دلیل بازسازی و تفسیر ویژگی های ژئومتریکی حوضه های رسوبی می تواند اطلاعات مهمی را در ارتباط با فعالیت های تکتونیک در اختیار بگذارد (کاواینتو و همکاران^۶، ۲۰۰۲: ۲۹).

دشت مرند انباشته از نهشته های کواترنری است که در قالب مخروط افکنه هایی در امتداد جبهه های کوهستانی مشرف به دشت ردیف شده اند. مخروط افکنه ها در ارزیابی فعالیت های تکتونیک کواترنری دارای جایگاه خاصی هستند که در ذیل به آن ها اشاره می شود.

ضخامت نهشته های مخروط افکنه ای، تغییرات محل بجاگذاری نهشته ها، و چگونگی و مدت زمان گسترش دوره های انباشتی از جمله مواردی هستند که به شدت از تکتونیسیم تأثیر می پذیرند (نیلسن^۷، ۱۹۹۴، ۶۵). مخروط افکنه ها در طول زمان تشکیل خود ممکن است دوره هایی از رشد و عدم رشد را در نتیجه بالا آمدگی تکتونیک ناحیه منبسط پشت سر بگذارند. به عبارت دیگر، عملکرد یک سیستم مثل سیستم مخروط افکنه ممکن است در اثر عملکرد تکتونیک از حالت انباشتی به کاوشی و یا برعکس مبدل گردد. به عنوان مثال، در صورتی که یک بلوک گسلی مثل بلوک های بالا آمده منطقه مورد مطالعه که دارای مجموعه ای از کوهستان و مخروط افکنه ها است، به آرامی بچرخد و یا خمیده شود شیب سطح مخروط افکنه ها افزایش می یابد و بدین وسیله آستانه ای فرا می رسد که در آن رودخانه بستر خود را در سطح مخروط افکنه به عمق برده و نهشته ها 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 نهشته گذاری به پایین دست منتقل می شود (کلر و پینتر^۸، ۱۹۹۶، ۵۵). از آنجائی که نهشته گذاری مخروط افکنه در نزدیکی ناحیه منبسط صورت می گیرد لذا، مخروط افکنه ها حساسیت خاصی نسبت به حرکات تکتونیک دارند. در تفسیر لایه بندی ساختمان مخروط افکنه ها روندهای رو به درشتی (به طرف سطح مخروط افکنه) حاکی از دوره های انباشتی در اثر فعالیت تکتونیک و روندهای رو به ریزی حاکی از دوره های کاوشی (آرامش نسبی تکتونیک) می باشند (لوزون^۹، ۲۰۰۵، ۱۹). با اینکه آغاز نهشته گذاری معمولاً نتیجه بالا آمدگی تکتونیک است ولی در بررسی چینه بندی لایه های زیرین (قدیمی) مخروط افکنه ها

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

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

ویژگی های رخساره ای و ژئومتریکی لایه های زیرین یک مخروط افکنه در ابتدا متأثر از مقدار حرکات ارتفاعی (اختلاف ارتفاع) بین کوهستان و حوضه رسوبی مجاور و در نتیجه آن مقدار فرسایش و مقدار رسوب گذاری است. با ادامه بالا آمدگی که با فرسایش بیش از پیش آبراهه ها در ناحیه بالا آمده و به دنبال آن افزایش میزان رسوب وارده به رأس مخروط افکنه همراه است، مخروط افکنه رو به گسترش می نهد (بول^۱، ۱۹۷۷، ۲۵۰). بالا آمدگی سریع ناحیه منبع و ایجاد روانه های خرده سنگی^۲، نهشته گذاری در بخش های بالادست و میانی مخروط افکنه را به دنبال دارد، در حالی که بالا آمدگی بطئی ناحیه منبع، بریدگی آبراهه ای و ایجاد محیط رسوبگذاری جدید در انتهای مخروط افکنه را موجب می شود که بعضاً به تشکیل بخش جدیدی از مخروط افکنه در آن سوی محدوده مخروط افکنه قبلی می انجامد. در مناطقی همچون منطقه مورد مطالعه در این تحقیق که با گسل های راستالغز حاشیه حوضه رسوبی سروکار داریم، ژئومتری نهشته های مخروط افکنه به دلیل حرکات جانبی رودخانه های تغذیه کننده و به تبع آن رأس مخروط افکنه، بسیار پیچیده تر است. لازم به ذکر است که مخروط افکنه های گسلیده در کنار پدیده هایی مثل انحراف رودخانه ها، پشته های برنده^۳ و تراس های گسلیده از جمله نشانه های حرکات امتداد لغز گسل به حساب می آیند (زوجیه ویز و همکاران^۴، ۲۰۰۴، ۲۷۷). همچنین توسعه یکی از جناح های مخروط افکنه نسبت به جناح دیگر نیز نشانگر حرکت راستالغز گسل می باشد (سوریسو- والوو و سیلوستر^۵، ۱۹۹۳، ۲۷۱).

سیر تکاملی چاله مرند در نئوژن

پیدایش چاله مرند را می توان 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 ناهمواری های اطراف و همچنین مواد حاصل از فعالیت های آتشفشانی به صورت گسترده ای در پهنه این دشت بر جای گذاشته شده اند. البته این نکته را باید در نظر داشت که گستره دشت مرند پس از رخداد کیمیری بسیار گسترده تر از حال حاضر بوده است. بررسی و تفسیر مقاطع زمین شناسی تهیه شده از دشت مرند و یا قسمت هایی از آن نشان می دهد 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 شکل ۳ دیده می شود رسوب گذاری در حوضه مرند با لایه ای از آندزیت های پورفیری و لایه ضخیمی از مواد پیروکلاستیک و کنگلومراهای مربوط به ائوسن فوقانی - هریک به ضخامت بیش از ۱۵۰۰ متر - آغاز می شود که به صورت دگرشیب بر روی رسوبات دونین قرار گرفته اند. احتمالاً این عناصر مربوط به آتشفشان های زیر آب های کم عمق بوده است که درویش زاده (۱۳۷۰) نیز به وقوع آن ها 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 می شود، از وضعیت انباشتی خارج شده و رشته کوه لیوارداغ - قلعه داغ و حوضچه های بین این رشته و رشته های واقع در شمال (قره گوز و دیوان داغ) و جنوب (میشوداغ) آن را به وجود آورده اند 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

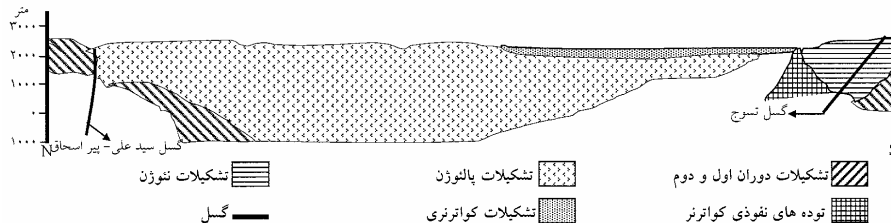
2- Debris flows

3- Shutter ridges

4- Zuchiewicz and et al.

5- Sorriso-Valvo and Sylvester

حوضه‌های رسوبی جدید رسوبات الیگوسن (۴) 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 می‌گردد. 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 رسوب گذاری جدید دیده نمی‌شود 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.



شکل ۳ مقطع زمین شناسی از دشت مرند (اقتباس با تغییرات از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰: تبریز-پلدشت)

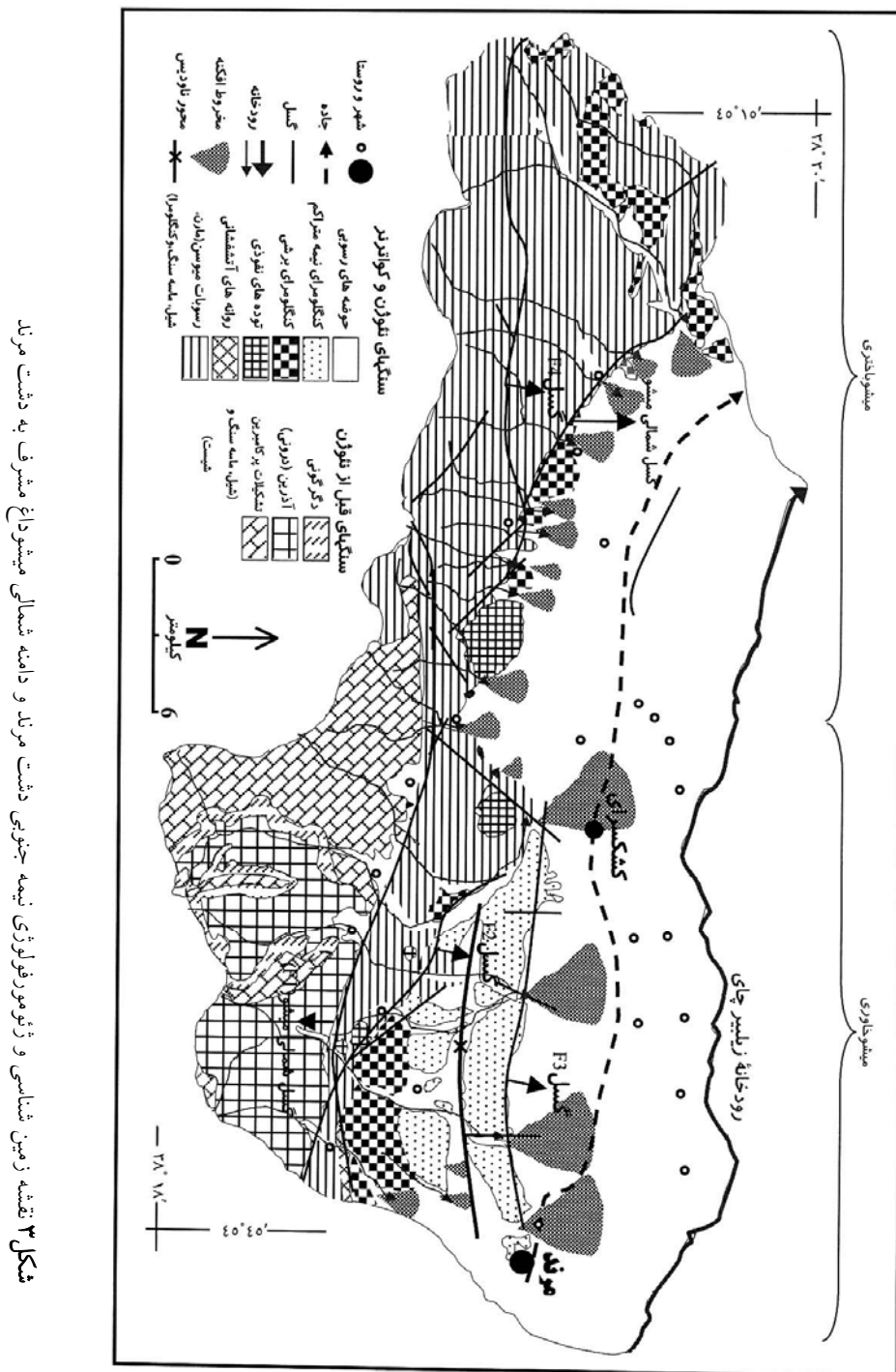
تاریخچه تکاملی چاله مرند را در بعد از میوسن بهتر می‌توان بازسازی کرد. به این معنی که تکوین چاله مرند به احتمال زیاد با تشکیل حوضه‌های رسوبی نئوژن در آذربایجان مرتبط بوده و ادامه حرکات کششی و فشارشی بعد از میوسن در نهایت باعث تشکیل چاله فعلی مرند شده است. در اوایل میوسن، که دریا به گستردگی در محل کنونی رسوبات میوسن پیشروی می‌کند، نهشته‌های تخریبی در این محل به جای گذاشته می‌شوند. رخساره این نهشته‌ها مربوط به دریای کم عمق می‌باشد که به صورت دگرشیب بر روی سنگ‌های کهنتر واقع شده‌اند (خدابنده و همکاران، ۱۳۷۲)، رخساره این رسوبات در مجاورت گسل‌های شمالی و جنوبی میشوداغ ماسه سنگ، 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 بر جای 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 بالا آمده‌اند. 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 رخساره این رسوبات (پلیوسن) در مجاورت گسل شمالی میشو از نوع برشهای آتشفشانی و در چاله مرند، که در زیر دریا مدفون بوده، از نوع مارن می‌باشد که تشکیلات اخیر پی سنگ مخروط افکنه‌های کواترنری منطقه را تشکیل می‌دهد.

در فاصله زمانی بین پلیوسن و پلیوستوسن رخداد تکتونیک پسادین 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 منطقه 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 پایین دست را فراهم آورده است. بدین ترتیب در اثر فرسایش ناهمواری‌های بالادست گسل، رسوبات کنگلومرای نیمه تراکم با وسعت زیاد و ضخامت ۱۳۰ متر به

صورت دگرشیب بر روی رسوبات میوسن در پائین دست (شمال گسل) بر جای گذاشته می شوند. در این زمان مخروط افکنه های بزرگی در دهانه رودخانه ها و در امتداد شاخه فرعی گسل شمالی میشو (گسل محبوب آباد یا F2) ایجاد می شوند که این مخروط افکنه های دیرین (کوآترنر آغازین) در پائین دست خود با همدیگر تلاقی کرده و یک حوضه انباشتی را در محل کوه های کشکسرای، دیزج حسین بیگ، یالقوز آغاج و ینجه داغی ایجاد می کنند (مختاری، ۱۳۸۱، ۷۲). پس از فاز کوهزایی پاسادانین فعالیت های تکتونیکی منطقه در کوآترنر نیز ادامه داشته و رسوبات آبرفتی کوآترنر را نیز تحت تاثیر قرار داده است. در اواخر پلیوستوسن در اثر فعالیت های تکتونیکی و ایجاد یک ناودیس در جهت شرقی - غربی (شکل ۳) بر روی آبرفت های کنگلومرایی کوآترنر، این رسوبات چین خورده و ارتفاعات کشکسرای، دیزج حسین بیگ، یالقوز آغاج و ینجه داغی فعلی را به وجود می آورند. به طور کلی می توان گفت که معماری کنونی ناهمواری های منطقه حاصل فعالیت های تکتونیکی اواخر پلیوستوسن بوده است در این زمان حوضه رسوبی مخروط افکنه ای (دیرین) خود تبدیل به یک منطقه فرسایشی شده است و رودخانه ها با ایجاد دره هایی به صورت کلوز و تطبیق خود با مناطق گسلی منطقه از میان این مخروط افکنه ها (دیرین) عبور کرده و آبرفت های خود را در موضعی پائینتر در امتداد گسل جدیدی که در امتداد دامنه شمالی ارتفاعات فوق الذکر ایجاد شده بود (شکل ۳، گسل F3)، بر جای گذارده اند؛ مخروط افکنه های بزرگ کنونی از جمله مخروط افکنه های کشکسرای، دیزج حسین بیگ، فارفار و دیزج یکان از آن جمله می باشند.

به نظر می رسد حرکات کششی در چاله مرند فقط به دره ناودیسی محدود نشده بلکه در حال حاضر در امتداد دشت ساختمان مخروط افکنه های فعلی را نیز متأثر ساخته است. یکی از شواهد مهم جهت اثبات این مسئله ضخامت زیاد نهشته های 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 تأیید می کند.



شکل ۳ نقشه زمین شناسی و ژئومورفولوژی نیمه جنوبی دشت مرند و دامنه شمالی میشو داغ 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.

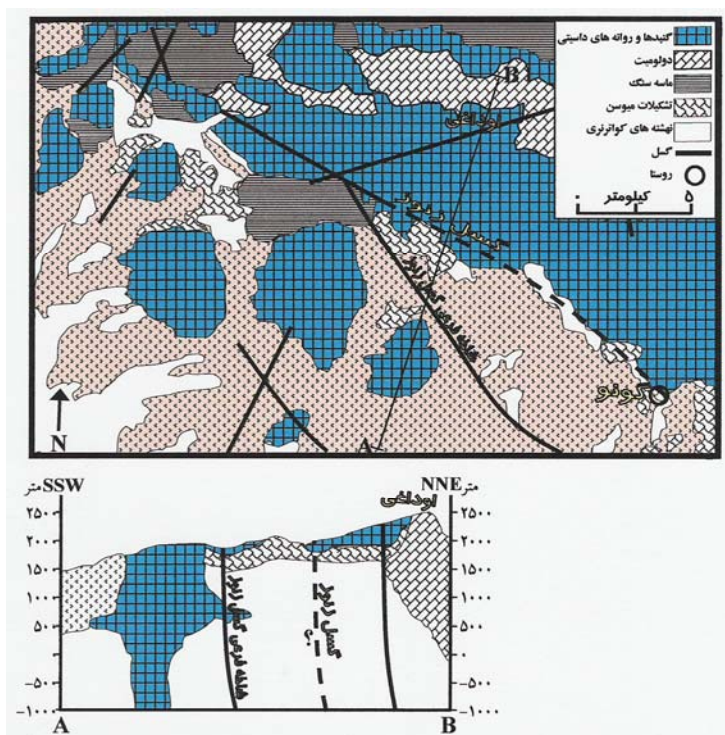
در سوی دیگر دشت و در ضلع شمالی آن شواهدی دال بر حرکات گسل زنوز و شاخه فرعی آن (شکل ۱) وجود دارد. در مقطعی از کواترنری عملکرد نیروهای فشارشی موجب تشکیل حوضه ای رسوبی در حد فاصل گسل زنوز و شاخه فرعی آن شده است.

در نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تبریز پلدشت امتداد گسل زنوز تا روستای گونو امتداد دارد در حالی که در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ امتداد این گسل تا پایکوه اوداخی است. خط مقطع در امتداد گسل زنوز در شکل ۴ الف نشانگر بخشی از

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 ۱:۲۵۰۰۰۰ را تأیید می کند.

در حد فاصل گسل زنوز و شاخه فرعی آن در شمال غرب روستای گونولکه هایی از نهشته های کواترنری دیده می شوند که موقعیت فعلی آنها بر روی برجستگی های بین دره های نشان از وجود حوضه ای رسوبی در حدفاصل این دو گسل در پلیستوسن 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 حوضه های رسوبی را فراهم آورده اند. شبکه های آبراهه ای فعال در این حوضه پس از انباشت و پر شدگی نهشته ها در آن، بستر خود را به طریق فرایند سوپروزیشن تا تشکیلات زمین شناسی مادر به عمق برده اند. بدین ترتیب رودخانه ها حوضه رسوبی مذکور را پشت سر گذارده و پس از عبور ناموافق از خطوط تکتونیکی خود را به دشت مرنند رسانده اند.

آنچه در این مبحث حائز اهمیت است این است که تشکیل حوضه رسوبی کواترنری در نتیجه عملکرد گسل های منطقه نشانگر فعال بودن این گسل ها در طول کواترنری است. با قبول چنین وضعی گسل های این بخش از منطقه در زمره گسل های 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 گسل ها و ساختارهای زمین شناختی منطقه ساختار زیرین دشت مرنند

بررسی دو سری از مقاطع ژئوالکتریکی دشت مرنند، که از روی سونداژهای انجام شده از طرف گروه ژئوفیزیک بخش آب های زیرزمینی وزارت نیرو (۱۳۵۷) و مهندسین مشاور (وزارت نیرو، ۱۳۵۳) از قسمتهای مختلف دشت مرنند تهیه شده اند (شکل ۵)، نشان می دهد که ساختمان زیرین دشت مرنند که انباشته از نهشته های کواترنری است دارای بی نظمی هایی در مقطع عرضی آن است که این بی نظمی ها را نمی توان جدا از فعالیت های تکتونیکی در طول پلیستوسن و هولوسن دانست. با ردگیری

بخشهای فرو افتاده واحدهای رسوبی در هر دو دسته از مقاطع (شکل ۵ 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 (شکل ۸) منطبق می‌باشند.

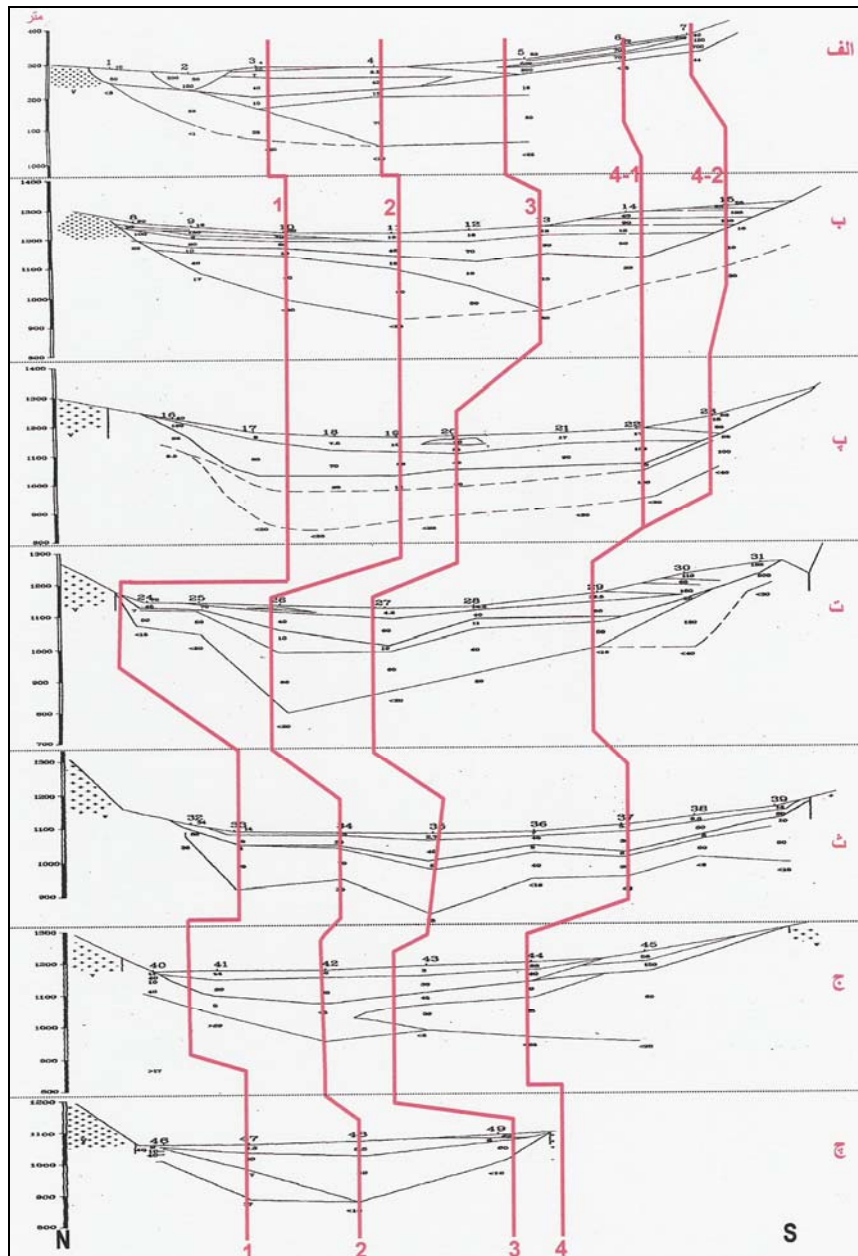
۲- خط هم شکست دوم مقاطع سری اول در مقاطع سری دوم قابل پیگیری نیست. علت این امر در عمق زیاد پایه مقاطع سری اول نسبت به سری دوم می‌باشد. به طوری که در شکل ملاحظه می‌شود، بی‌نظمی در مسیر خط هم شکست سوم در پائین‌ترین لایه‌های مقاطع سری اول به خوبی دیده می‌شود ولی در لایه‌های بالایی به ویژه در مقاطع شرق دشت (مقطع اول و دوم) اثر آن یا دیده نمی‌شود و یا نسبت به لایه‌های زیرین بقیه مقاطع بسیار ناچیز است.

۳- در سری اول مقاطع ژئوالکتریکی (شکل ۵) اثر شکستگی شماره ۲ (شکل ۶) تنها در لایه‌های زیرین و سنگ مادر دیده می‌شود و در لایه‌های فوقانی (جدید) مقاطع به ویژه در ضلع شرقی دشت (شکل ۵ الف و ب) اثر چندانی نداشته است. به نظر می‌رسد بازشدگی چاله تکتونیک 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.

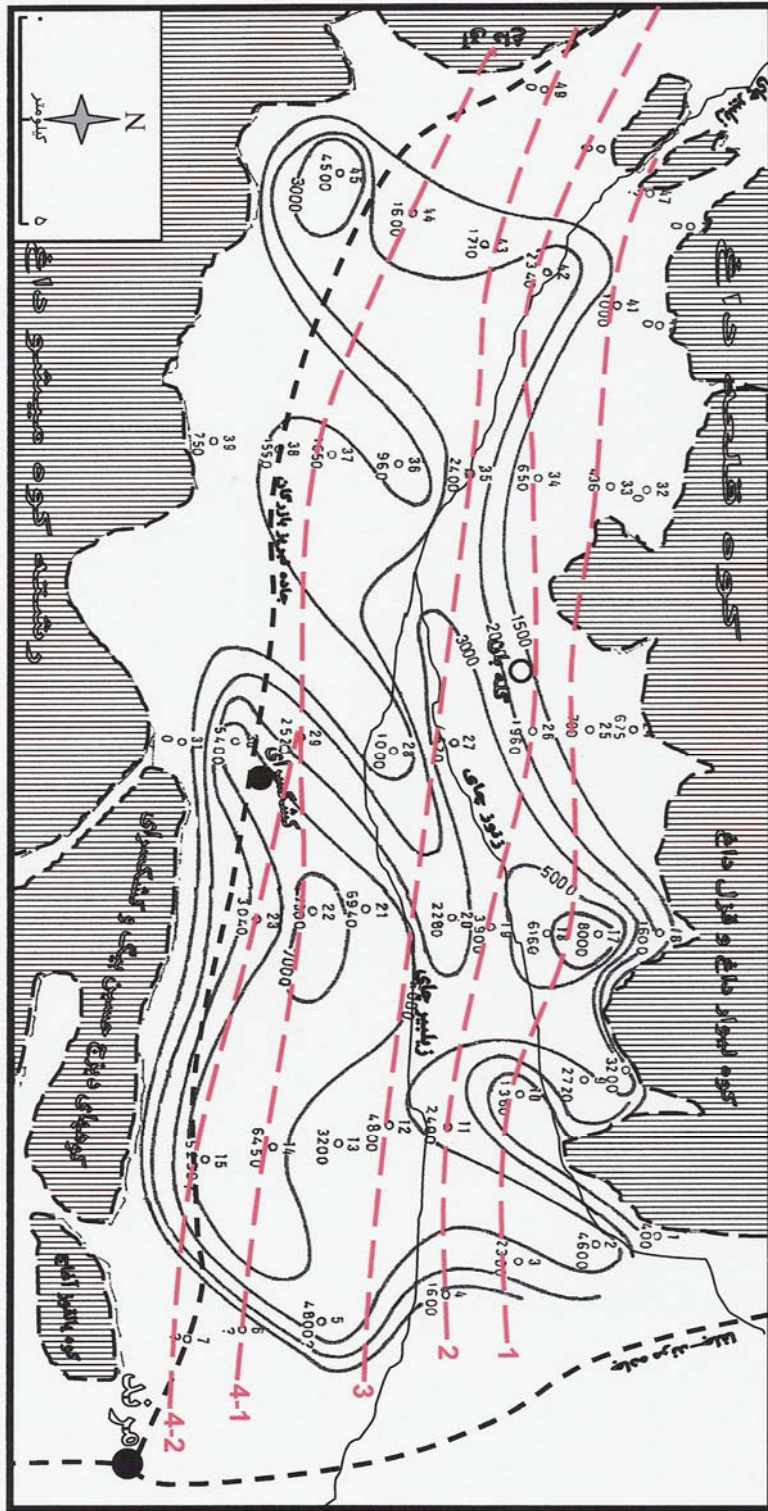
۴- اثر خط هم شکست شماره ۳ در سری اول و خط هم شکست معادل آن در سری دوم (خط شماره ۲) نیز در لایه‌های بالایی ساختمان زیرین دشت چندان محسوس نیست. این مسیر منطبق بر مسیر جریان رودخانه اصلی زهکش دشت (زیلیبیرچای) است و در ۹۰ سال اخیر این مسیر ۲ بار کانون زلزله بوده است. لذا به نظر می‌رسد عدم وجود اثر شکستگی در لایه‌های فوقانی ساختمان دشت نشان دهنده آرامش نسبی این خط در زمان‌های اخیر نیست بلکه نشانگر اثر رودخانه زیلیبیرچای در از بین بردن آثار ژئومورفیکی حاصل از عملکرد گسل می‌باشد و وجود بی‌نظمی‌هایی در لایه‌های 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.

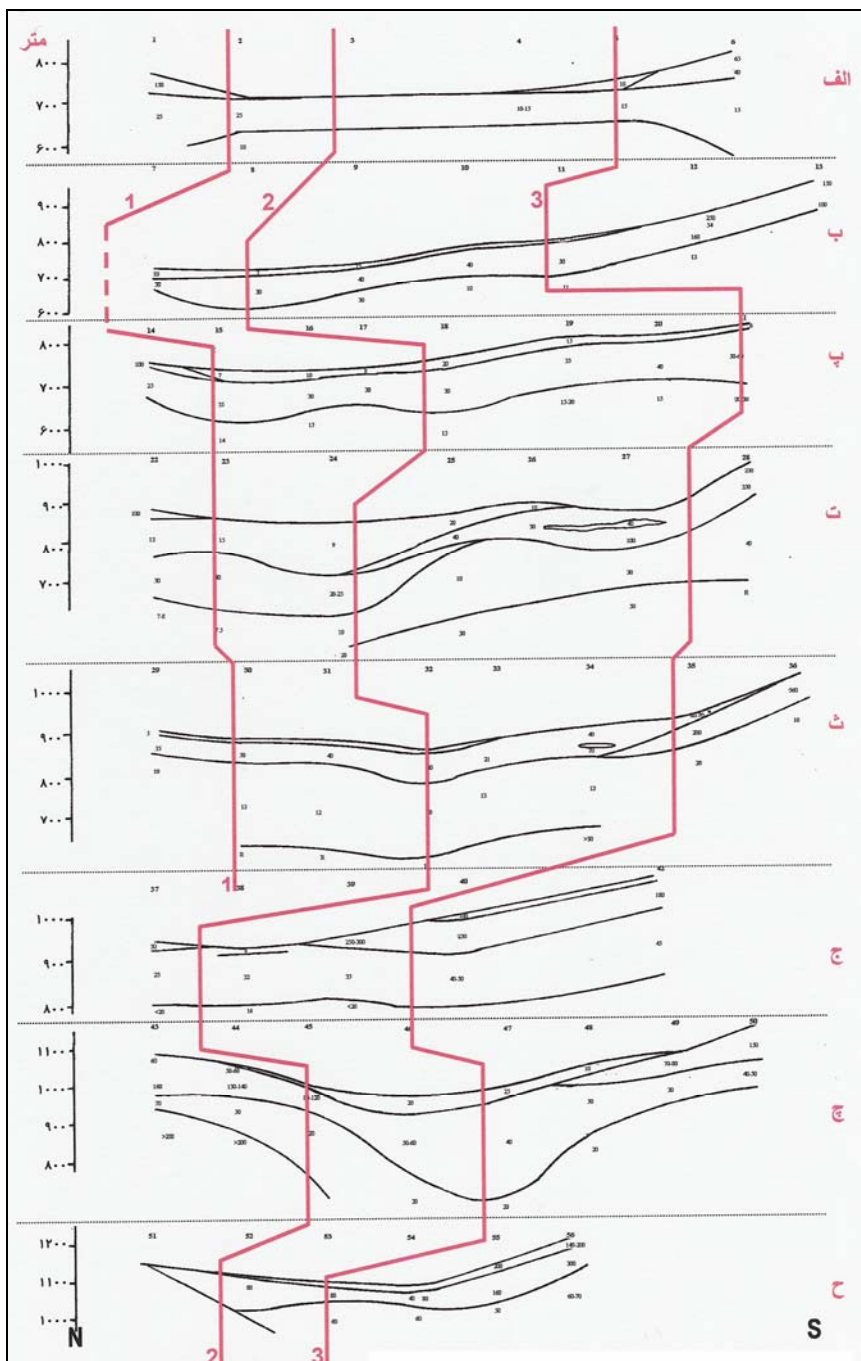
۶- خط هم شکست شماره ۴ در سری اول و خط معادل آن در سری دوم (شماره ۳) نیز اثر فعالیت‌های تکتونیک را در تمام لایه‌های مقاطع هر دو سری نشان می‌دهند. در این بخش دشت هم (ضلع جنوبی دشت) قسمت فعال مخروط‌افکنه‌های جوان در حدفاصل این خط و جبهه کوهستانی قرار گرفته‌اند. همان طوری که در شکل ۶ دیده می‌شود این خط در قسمت مرکزی دشت دارای یک شاخه فرعی است که نشانگر گسترش زیاد دشت در این بخش نسبت به بخش‌های دیگر است.



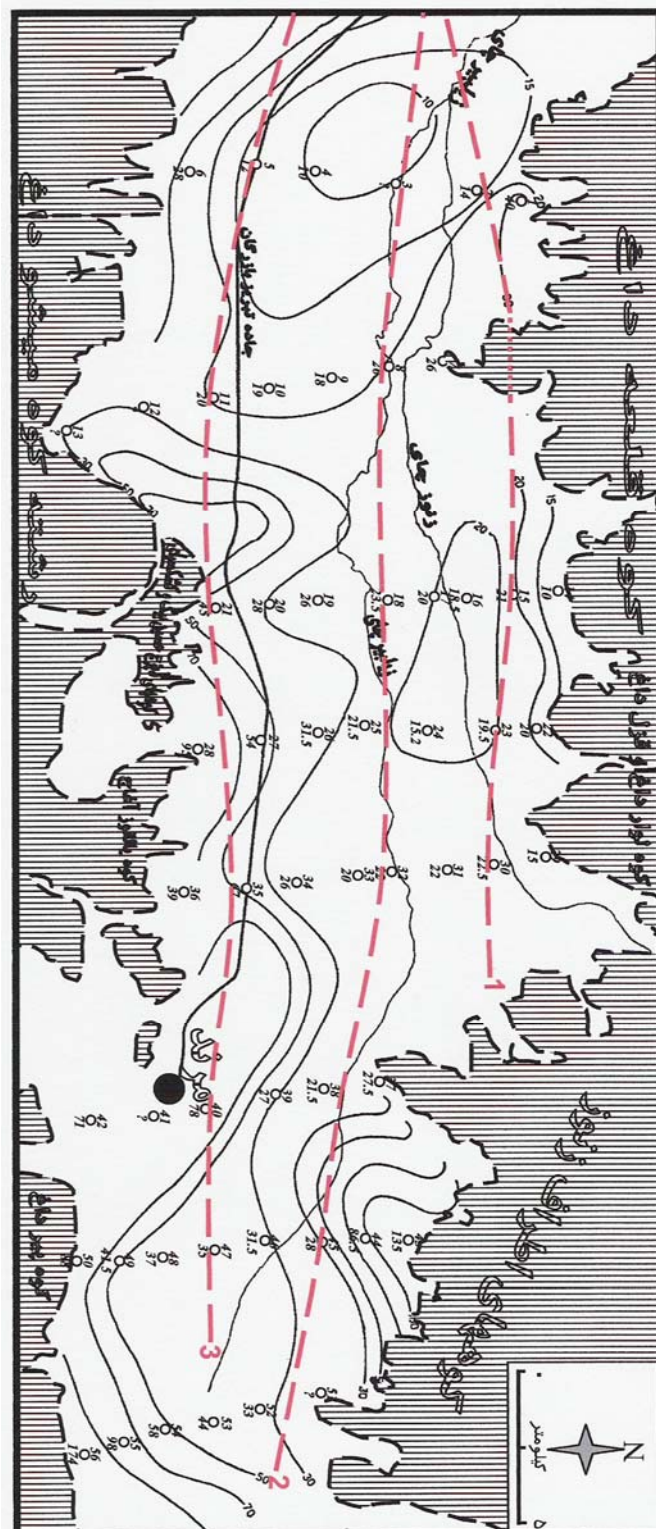
شکل ۵ مقاطع ژئوالکتریکی ترسیم شده در عرض دشت مرند (با تغییراتی در مقیاس نسبت به منبع اصلی (وزارت نیرو، ۱۳۵۳))، خطوط شماره گذاری شده نشان دهنده خطوط هم شکست مقاطع می باشند.



شکل ۴ نقشه محل سونداژها و خطوط هم تراز ژئوالکتريکی دست مرند (با تغییراتی در مقیاس نسبت به منبع اصلی وزارت نیرو، ۱۳۳۳)، خطوط شماره گذاری شده (خط چین) نشان دهنده خطوط هم شکست مقاطع می باشند.



شکل ۷ 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 باشند.



شکل ۸. نقشه محل سونداژها 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 تکتونیک قرار می‌گیرند.

ساختمان مخروط افکنه ها

تاریخچه تکتونیک یک ناحیه کوهستانی را می توان با ژئومتری نهشته های مخروط افکنه ای در دوره های بلند مدت بازسازی نمود. بول (۱۹۷۲) با استفاده از مقاطع تهیه شده در امتداد پروفیل طولی مخروط افکنه ها سه نوع اصلی نهشته ها و ارتباط آن ها با فعالیت های تکتونیک را تشخیص داده است:

۱- نهشته های گوه مانند که قسمت ضخیم آنها در جبهه کوهستانی و قسمت نازکتر آنها دورتر از جبهه کوهستانی واقع شده اند. از نظر تکتونیک این مناطق قبل از نهشته گذاری در مخروط افکنه ها یک بالا آمدگی شدید را تجربه کرده اند.

۲- اشکال عدسی مانند که در نزدیکی جبهه کوهستانی و در پایین دست مخروط افکنه نازکتر بوده ولی در قسمت میانی ضخیم تر هستند وجود چنین وضعی نشانگر آن است که در طول نهشته گذاری مخروط افکنه، بالا آمدگی ادامه داشته است.

۳- اشکال گوه مانند که قسمت نازک آنها در نزدیکی جبهه کوهستانی و قسمت ضخیم آنها در فواصل دورتر قرار دارد. وجود چنین وضعی حاکی از توقف فعالیت های تکتونیک و فرسایش مواد سطح مخروط افکنه و انباشت آنها در پایین دست مخروط افکنه می باشد که احتمالاً در نهایت به تشکیل پدیمت می انجامد.

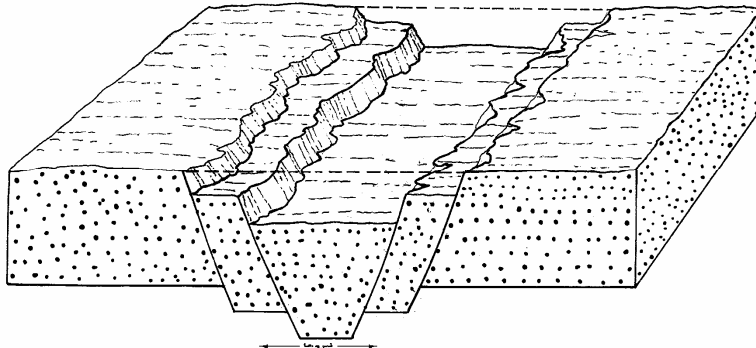
بررسی های انجام شده بر روی مقاطع تهیه شده (شکل ۵ و ۷) از محل مخروط افکنه های سرتاسر چاله مرند نشان می دهد که در منطقه مورد مطالعه ساختمان مخروط افکنه های منطقه از نوع اول و دوم هستند. بدین ترتیب که در مخروط افکنه های واقع در ضلع جنوبی دشت، ساختمان تمامی مخروط افکنه ها از نوع عدسی مانند است که این امر نشانگر تداوم فعالیت های تکتونیک در طول نهشته گذاری در مخروط افکنه ها می باشد و در ضلع شمالی دشت شکل ساختمان مخروط افکنه ها از نوع اول می باشند و این مسئله با فعالیت های شدید تکتونیک دامنه شمالی می شوداغ که در کواترنر نیز از شدت بالایی برخوردار بوده (مختاری ۱۳۸۳)، بی ارتباط نیست.

نتیجه گیری

آنچه در حال حاضر در دشت مرند شاهد هستیم چشم انداز در حال توسعه ای است که گسترش مراکز جمعیتی، شبکه های ارتباطی، خطوط انتقال انرژی، امکانات گردشگری و صنایع مختلف را شامل می شود. بدون شک نشستگاه تمامی این اقی های توسعه، واحدهای ژئومورفولوژیکی است که هر کدام ویژگی های خاص خود را دارند. عدم توجه به این ویژگی ها می تواند مشکلاتی را به دنبال داشته باشد. در این مقاله، مسائل مختلف مرتبط با عملکرد گسل های منطقه از قبیل تحلیل زمین ساخت- رسوبی چاله نوژنی و در حال گسترش مرند و نقش این گسل ها در سیر تکاملی دشت مرند مورد بررسی قرار گرفت. بر اساس نتایج این تحقیق دشت مرند یک چاله تکتونیک است که همزمان با بالا آمدگی ناهمواری های 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 تکتونیک 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 ناهمواری های واقع در شمال شرق دشت مرند شواهد موجود حکایت از تشکیل حوضه های رسوبی کواترنری در نتیجه حرکات فشارشی دارند (شکل ۴).

تحلیل های انجام شده بر روی مقاطع ژئوفیزیکی و ژئوالکتریک ساختمانی 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 رودخانه های وارده به دشت و همچنین نزدیکی جبهه های کوهستانی و عرض کم دشت این فرونشینی در سطح دشت چندان محسوس نیست. ساختمان

مخروطافکنه‌های منطقه نیز مؤید وجود حرکات تکتونیک فعال در منطقه می‌باشد. از این حیث چاله مرند در زمره حوضه‌های رسوبی در حال گسترش^۱ (لیدر و گوتروپ^۲، ۱۹۸۷؛ گوتروپ و لیدر^۳، ۲۰۰۰؛ پاسکوچی و همکاران^۴، ۲۰۰۶) قرار می‌گیرد.



شکل ۹. شمایی از چاله تکتونیک مرند که در آن نیروهای کششی موجب ایجاد حداقل ۴ شکستگی نرمال در امتداد دشت شده اند.

ارزیابی و آگاهی از شرایط مورفوتکتونیک 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 یافته‌های این تحقیق می‌تواند راهنمای خوبی برای محققین در مطالعه آثار ژئومورفیک گسلها در نواحی فعال تکتونیک باشد.

منابع

- ۱- اسدیان و همکاران. ۱۳۷۳. نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ مرند. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ۲- افتخار نژاد و همکاران، ۱۹۹۱، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش تبریز- پلدشت.
- ۳- خدابنده و همکاران ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ تسوج. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ۴- عابدینی، موسی. ۱۳۸۴. بررسی نقش عوامل مورفوژنز مؤثر در ناپایداری دامنه‌های منطقه دره دیز- دیوان داغی (شمالغرب آذربایجان شرقی). پایاننامه دکتری، دانشکده علوم انسانی و اجتماعی، دانشگاه تبریز.
- ۵- مختاری، داود. ۱۳۸۱. نقش فعالیتهای تکتونیک در تکامل مخروطافکنه‌های دامنه شمالی میشوداغ، شمال غرب ایران. فضای جغرافیایی، شماره 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.

- 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 extensional 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 extensional tilt-block/half-graben basins. In: Crowder, 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- Tippet, 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.