

تحلیل ساختاری دوپلکس لغزشی - فشارشی کوه‌های مورو (شمال غرب تبریز)

فرید حاصلی‌آبادی^(۱*)، محسن پورکرمانی^۲ و حسین حاجی‌علی‌بیگی^۳

۱. کارشناس ارشد تکتونیک، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

تاریخ دریافت: ۹۰/۱/۳۰

تاریخ پذیرش: ۹۱/۱/۱۵

چکیده

کوه‌های مورو در ۲۷ کیلومتری شمال غرب تبریز و در فرادواره گسل تبریز واقع شدند. گسل تبریز با جابجایی‌های راستالغز خود باعث بوجود آمدن شکستگی‌های پرمانندی در اطراف خود شده که از اتصال آن‌ها به یکدیگر سرانجام گسل شمال مورو را در فرادواره خود به وجود آورده است. گسل تبریز و گسل شمال مورو، دارای سازوکار راستالغز راست‌گرد می‌باشند. گسل شمال مورو با امتدادی منحنی‌وار در ادامه غربی خود در گسل تبریز ختم شده است. هندسه قرارگیری این دو گسل نسبت به هم و همچنین سازوکار آن‌ها، باعث به وجود آوردن دوپلکس لغزشی-فشارشی در حد فاصل شان شده است. تنش‌های رژیم لغزشی - فشارشی مذکور باعث ایجاد توپوگرافی مثبت و به بالآآمدگی کوه‌های مورو منجر شده است. این بالآآمدگی در امتداد گسل‌های طولی اتفاق افتاده که امتدادی موازی با دو گسل مذکور دارند. با توجه به نحوه بالآآمدگی بلوک‌ها، وجود تنش‌های برشی و محض و نوع دگرریختی‌های انجام گرفته در این کوه‌ها، به نظر می‌رسد این دوپلکس با مدل دوپلکس‌های لغزشی - فشارشی مایل تطابق بیشتری را نشان می‌دهد.

واژه‌های کلیدی: کوه‌های مورو، گسل تبریز، گسل شمال مورو، دوپلکس‌های لغزشی-فشارشی

مقدمه

یکی از عوارض تکتونیک مهم در پوسته زمین، وجود گسترده گسل‌های امتدادلغز می‌باشد که دارای امتدادی مستقیم بوده و در نتیجه حرکات بزرگ مقیاس صفحات در کره زمین بوجود می‌آیند. اما این گسل‌ها این خصیصه را تا فواصل خیلی دور نشان نداده و در نهایت در درازای خود دچار خمیدگی می‌شوند. در مناطقی با رژیم برشی، چنین خم‌هایی سبب به وجود آمدن بالآآمدگی‌ها و فروافتادگی‌هایی می‌گردد (Cunningham and Mann, 2007). انحنا موجود در گسل‌های امتدادلغز به دو صورت خم‌های فشارشی و کششی دیده می‌شود. خم فشارشی بر اثر رژیم لغزشی - فشارشی^۱ و همگرایی نیروها در محل خم، موجب فرازش تکتونیک، کوتاه شدگی پوسته و رخنمون پی سنگ بلورین

می‌شود (McClay and Bonora, 2001). در حالی که در خم‌های رهایی به دلیل رژیم لغزشی - کششی^۲ و اگر شدن نیروهای در محل خم، سبب فرونشست و ایجاد حوضه رسوبگذاری، سیالات گرمایی و احتمالاً سبب آتشفشان شود (McClay and Dooley, 1997). هندسه خم و جهت حرکت بلوک‌ها (راست‌گرد و چپ‌گرد)، عامل اصلی در بوجود آوردن ساختارهای لغزشی - فشارشی و لغزشی - کششی می‌باشد.

بررسی‌های صحرایی بخش لغزهای صفحه‌ای گسل تبریز در روی سنگ‌هایی که به سازندهای بعد از میوسن تعلق دارند، نشان‌دهنده حرکت امتدادلغز محض در آن بوده و فاقد هر گونه مولفه شیب لغز می‌باشد (بھیاری و محجل، ۱۳۸۶). طبق این شواهد به نظر می‌رسد که گسل تبریز مولفه امتدادلغز خود را مدیون حرکتی

* نویسنده مرتبط F.haseli@gmail.com

1. Transpression
2. Transtention

روش مطالعه

دوپلکس های لغزشی - فشارشی

دگرریختی های لغزشی - فشارشی در برش های امتدادلغز و کوتاه شدگی های امتدادلغز و کوتاه شدگی های پهنه های برشی عادی اتفاق می افتد (Sanderson and Marchini, 1984; Teysser et al., 1995; Dewey et al., 1998; Lin et al., 1998; Jone et al., 2004). در ساده ترین انواع مدل های لغزشی - فشارشی، دگرریختی های هموژن با ترکیبی از برش ساده و برش محض می باشد. در این چنین مدل های برشی اصلی (شکل 1-a) جهت بردار چرخش در جهت واتنش بدون افزایشی با کوتاه شدگی عمود بر پهنه لغزش - فشارش بوده که از نظر حجمی توسط کشیدگی های موازی با جهت برش نامحدود¹ جانبی به تعادل رسیده است (Ram-berg, 1975). در مقابل مدل واتنش صفحه ای، Sanderson and Marchini (1984) مدل پهنه های برشی محدود شده از قاعده و جوانب عمودی، که در پهنه های لغزش - فشارش برش ساده کوتاه شدگی عمود بر پهنه برشی و خروج قائم مواد رخ می دهد را ارائه دادند (شکل 1-b). Fossen and Tikoff (1993) یک اصلاحی از این مدل را برای دگرریختی های² ماتریکس و شبیه سازی برش های محض، ساده و تغییر حجم و کاربرد آن را برای تکنونیک لغزش - فشارش و لغزش - کشش شروع کرده اند. Robbin and Cruden (1994) یک مدلی با مرزهای بدون لغزش بین پهنه دگرریختی و سنگ های دیواره نشان داده و تغییرات متقارنی را در پهنه لغزش - فشارش نتیجه گرفتند (شکل 1-c). Jones et al. (2004) یک مولفه اضافی از کشش را در جهت افقی که اجازه خروج را برای پهنه های دگرریختی نامحدود می دهد ارائه دادند (شکل 1-d). این مولفه اضافی از تورق های قائم و خطوط افقی در پهنه لغزش - فشارش اثبات می شود (Teysser et al., 1995). مدل Jiang et al. (2001) جابه جایی های قائم یک سنگ دیواره نسبت به دیگری را شامل می شود. واتنش برشی ساده مورب از تقارن تری کلینیک را در مقابل مدل های جریان منوکلینیک هموژن قبلی نتیجه گرفتند (شکل 1-e). Czek and Hudleston (2003) یک مدل تفهیمی از پهنه لغزش - فشارش قائم با خروج غیرقائم جزئی ارائه داده و این مدل را با آزمایش های مشابه امتحان کرده اند. مدل لغزش - فشارش مایل³ از Jones et al. (2004) شامل برش محض و برش های شیب لغز و امتدادلغز جریان تری کلینیک می باشد (شکل 1-f). مطالعات کینماتیکی پهنه های لغزش - فشارش را می توان با مدل های جریان تری کلینیک اصلی توجیه کرد. زیرا آن ها یک توضیح کافی از تنوع مکانی مشاهده شده در تورق، خطواره و لولای چین را فراهم می کنند (Diaz Azpiroz and Fernandez, 2008; Sarkarnejad et al., 2008).

بحث

هندسه گسل تبریز صورت قطعات ناهمردیف بوده که نسبت به

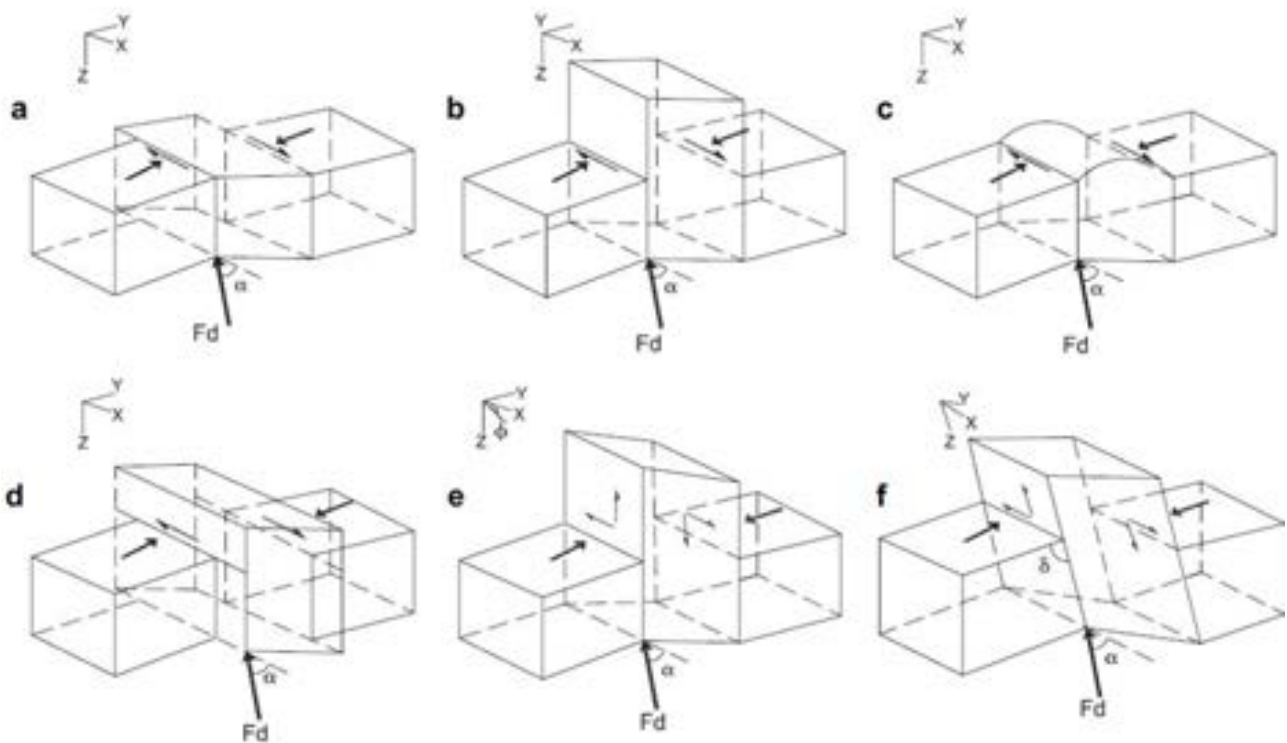
است که پس از برخورد صفحه عربی بر آن اعمال شده است. بدین ترتیب حرکات شیب لغز معکوس آن، مربوط به زمان های قبل از میوسن و برخورد صفحه عربی با اوراسیا می باشد. نتایج اندازه گیری های ژئودزی انجام شده با GPS در شمال غرب ایران، میزان جابه جایی ها را در امتداد این گسل 8 mm/y نشان می دهد (Vernant et al., 2004). لغزش کل در این گسل، برآیند مؤلفه های شیب لغز معکوس و امتدادلغز راست گرد است. در راستای این سامانه امتدادلغز همگرا، عناصر توپوگرافیک مثبت و منفی متعددی به وجود آمده که کوه های مورو یکی از این عوارض است.

زمین شناسی ساختمانی منطقه مورد مطالعه

زمین ساخت جنبایی که در منطقه آذربایجان حاکم است، ناشی از همگرایی صفحه عربی به سمت اوراسیا است. حل صفحه کانون زمین لرزه ها نشان می دهد که همگرایی این صفحات عمدتاً توسط گسل های امتدادلغز راست گرد و گسل های رانده صورت می گیرد (Jackson, 1992). حرکات امتدادلغز راست گرد در شمال غرب ایران و شرق ترکیه، و بیشتر کوتاه شدگی ها توسط گسل های راندگی قفقاز صورت می گیرد. در شمال غرب ایران، گسل های با روند شمال غرب - جنوب شرق وجود دارند که به نظر می رسد این ها ادامه گسل های امتدادلغز جنوب شرق ترکیه در ایران هستند (Westaway, 1990; Jackson, 1992). با وجود این، گسلش در این دو منطقه پیوسته نبوده و به صورت قطعات ناهمردیفی می باشد (Karkhanian et al., 2003).

در اثر جابجایی های راستالغز این گسل، فروافتادگی ها و برآمدگی هایی در امتداد آن به وجود آمده که کوه های مورو یکی از آن برآمدگی ها است. این کوه ها به صورت ارتفاعاتی در وسط دشت صوفیان بوده و در فرادیواره گسل تبریز قرار دارند. کوه های مورو با روند تقریبی غرب شمال غرب - شرق جنوب شرق از دو سمت توسط گسل های تبریز (در دامنه جنوبی) و شمال مورو (در دامنه شمالی) محدود شده اند. در این کوه ها سازندهای قدیمی از پرکامبرین تا کرتاسه رخنمون یافته و سازندهای مربوط به الیگوسن و میوسن نیز در مرز دشت و کوه دیده می شوند که دو گسل محدودکننده کوه ها آن ها را از واحدهای قدیمی (پرمین و تریاس) جدا کرده و موجب راندگی سازندهای قدیمی بر روی این واحدها شده است. گسل های موجود در این کوه ها در سه روند شمال شرق - جنوب غرب، شمال غرب - جنوب شرق و شمالی - جنوبی می باشند. وجود اختلاف در روندها، حاکی از دگرریختی های چندگانه در این کوه ها است (حاصلی آبادی، 1389). روند ساختارهایی که با جهت تنش های وارده بر منطقه در مقیاس ناحیه ای تبعیت می کنند، در اثر تنش های ناشی از برخوردهای قاره ای بوده که مربوط به موقعیت ویژه منطقه آذربایجان در زمین شناسی ایران است و تاثیر زیادی را از تنش های ناشی از برخوردهای قاره ای متحمل شده است.

1. Unconfined
2. Matrix
3. Inclined

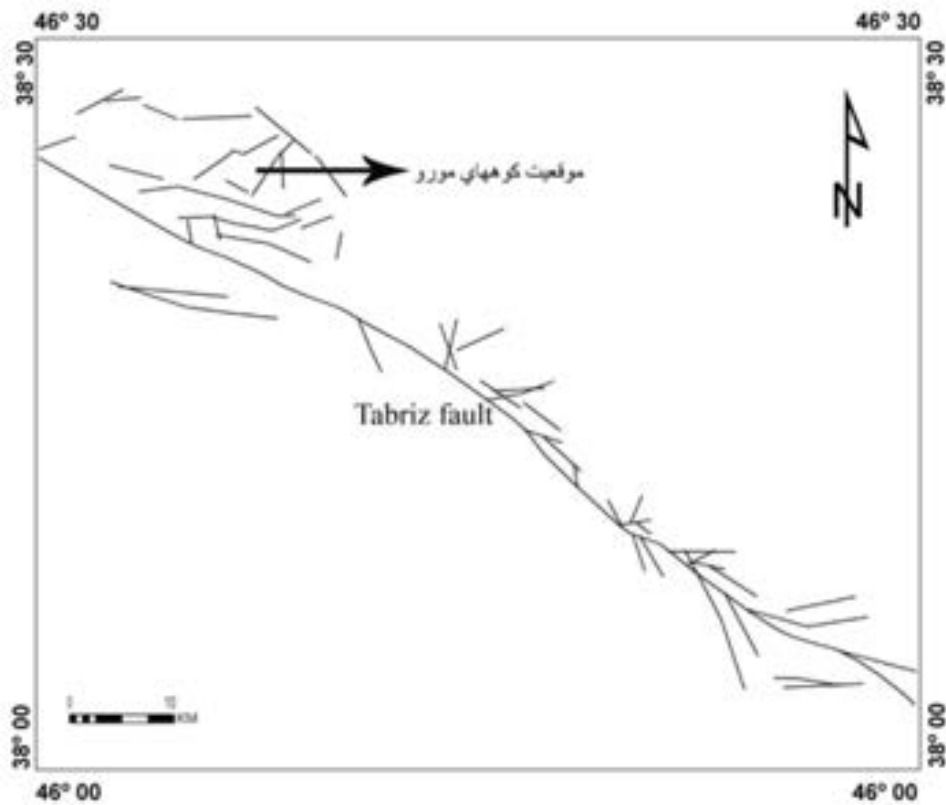


شکل ۱. انواع مختلف از مدل‌های لغزش - فشارش در سیستم مختصات X,Y,Z با لحاظ مرزهای پهنه لغزش - فشارش. پیکان‌های بزرگ نشان‌دهنده جهت کوتاه‌شدگی عمود بر مرزهای پهنه لغزش - فشارش همراه با مولفه‌های برش محض را نشان می‌دهد. پیکان‌های کوچک مولفه‌های برشی را نشان می‌دهد. F_d بردار همگرایی با زاویه α نسبت به مرزهای پهنه لغزش - فشارش است. ϕ زاویه بین امتداد مرز پهنه برشی و جهت‌یابی مولفه‌های واتش برشی، δ شیب مرز پهنه لغزش - فشارش (a) واتش صفحه‌ای برش اصلی. (b) مدل (Sanderson and Marchini (1984). (c) مدل (d. Robin and Cruden (1994). (d) مدل Jones et al. (2004). (e) مدل (Lin et al. (1998). (f) مدل Jones et al. (2004).

با ادامه تنش‌های شمالی - جنوبی و ادامه لغزش‌های راستالغزی گسل تبریز، شکستگی‌های پرمانند^۱ در اطراف آن بوجود آمده است (شکل ۲). آرایش این شکستگی‌ها نسبت به هم به صورت پله‌ای بوده که در انتهای این شکستگی با ادامه لغزش‌های گسل تبریز و اعمال تنش‌های بیشتر بر آن‌ها، به رشد و گسترش آن‌ها منجر شده است. رشد و اتصال این شکستگی‌ها توسط ساختارهای دم اسبی صورت گرفته که در انتهای آنها بوجود آمدند. انتشار گسلی و اتصال آن‌ها به یکدیگر، منجر به اتصال شکستگی‌ها به هم شده و سرانجام گسل شمال مورو را در دامنه شمالی این کوه‌ها بوجود آورده‌اند. امتداد منحنی وار این گسل نیز می‌تواند به آرایش نردبانی آنها مربوط باشد (حاصلی‌آبادی، ۱۳۸۹) (شکل ۳).

هندسه فرارگیری و سازوکار گسل‌های تبریز و شمال مورو، باعث شده تا یک رژیم لغزشی - فشارشی در حد فاصل‌شان به وجود آید. از این رو کوه‌های مورو در یک پهنه دگرریختی لغزشی - فشارشی بوده و دو گسل محدودکننده مرزهای این پهنه می‌باشند (شکل ۴). این رژیم لغزشی - فشارشی خود را به صورت ساختارهای فشارشی مثل گسل‌های راندگی و چین‌خوردگی‌ها نشان می‌دهند. در این بین گسل‌های راندگی اصلی‌ترین ساختارهایی هستند که امتداد آن‌ها در طول کوهستان

هم آرایش راست پله دارند (Karkhanian et al., 2003). سازوکار هر یک از این قطعات می‌تواند با تغییر جهت تنش‌ها در طول امتداد آن و نیز در زمان‌های مختلف متغیر باشد، از این رو به نظر می‌رسد که لغزش کلی در طول این گسل متغیر باشد. با توجه به امتداد این گسل نسبت به بردار حرکتی پلیت عربی و فرورانش به سمت جنوب پوسته خزر، باعث ایجاد تنش‌های فشارشی شمالی - جنوبی در منطقه شده‌اند و سازوکار این گسل را در بخش مایل با جهت تنش‌های مذکور، به حالت راستالغز راست‌گرد در آورده‌اند. اما این گسل تنها سازوکار راستالغز نداشته و دارای مولفه شیب لغز معکوس نیز می‌باشند، به طوری Berberian (1997) در روستای خواجه مرجان (نزدیک کوه‌های مورو) راندگی ۴۰ متری رسوبات سازند قرمز فوقانی را بر روی رسوبات عهد حاضر در امتداد این گسل گزارش کرده است. امتداد گسل تبریز در حد فاصل کوه‌های مورو و میشو در تصاویر ماهواره‌ای به صورت یک خط راست بوده و سازوکار آن در همین فاصله به صورت راستالغز راست‌گرد غالب با مولفه شیب لغز معکوس می‌باشد. حرکات امتدادلغز این گسل که بیشتر بعد از میوسن بر آن اعمال شد باعث ایجاد شکستگی‌های پرمانندی در اطراف گسل شده که آرایش این شکستگی‌ها با توجه به سازوکار گسل نسبت به هم بصورت راست پله می‌باشند.

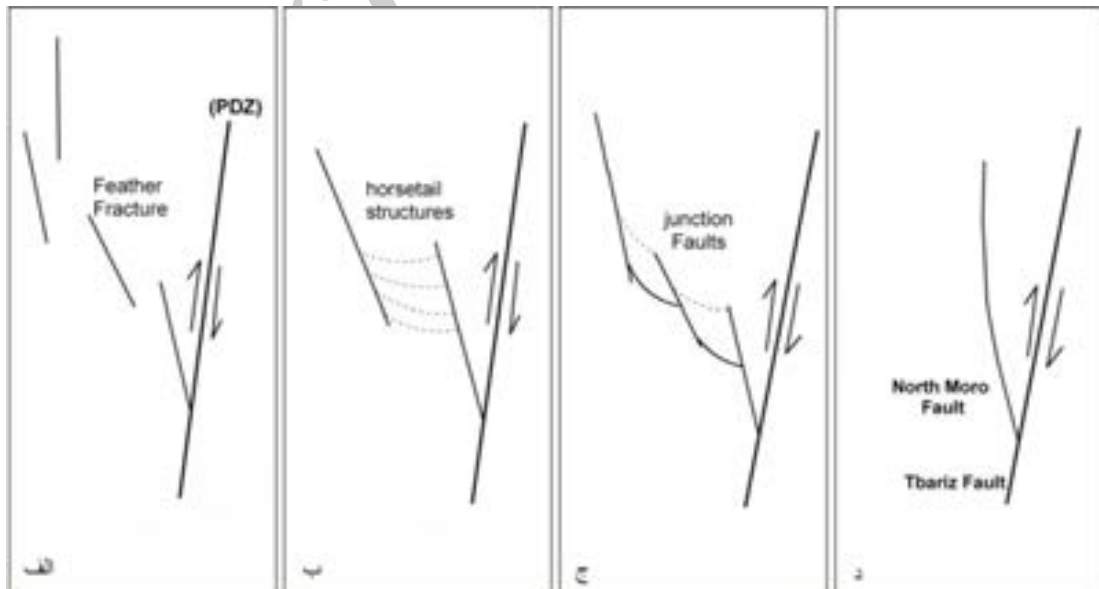


شکل ۲. گسل های پرمانند اطراف گسل تبریز (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تبریز).

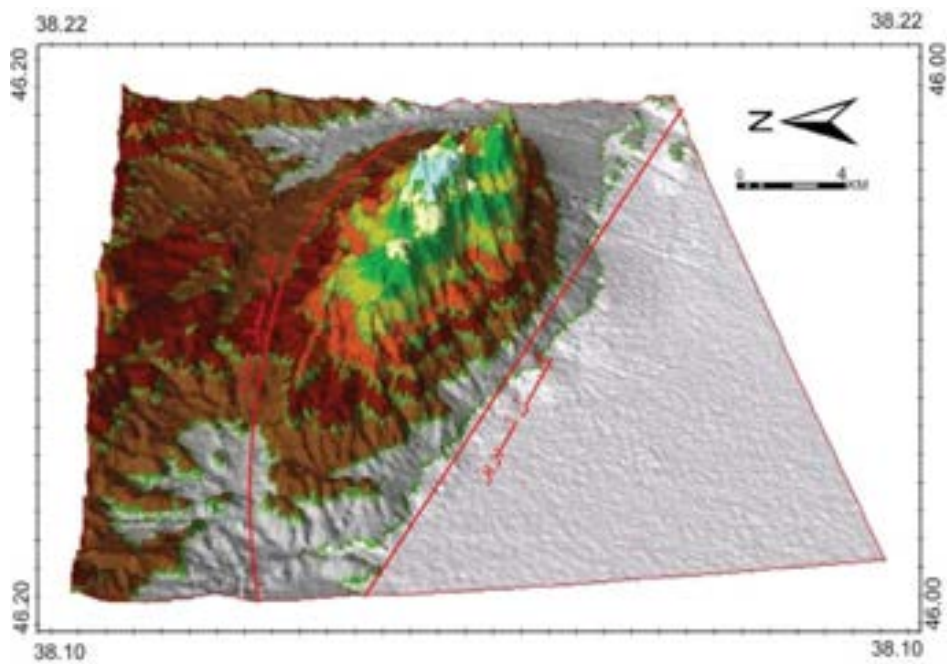
سایر گسل‌ها

و به صورت موازی با دو گسل محدود کننده منطقه می‌باشند. به علت عملکرد برشی این دو گسل و نیز فشارش ناشی از آنها، بالآمدگی کوه‌ها (یعنی خروج قائم مواد داخل پهنه) در امتداد این گسل‌ها رخ داده و شکل فعلی کوه‌ها را به وجود آورده است (شکل ۴).

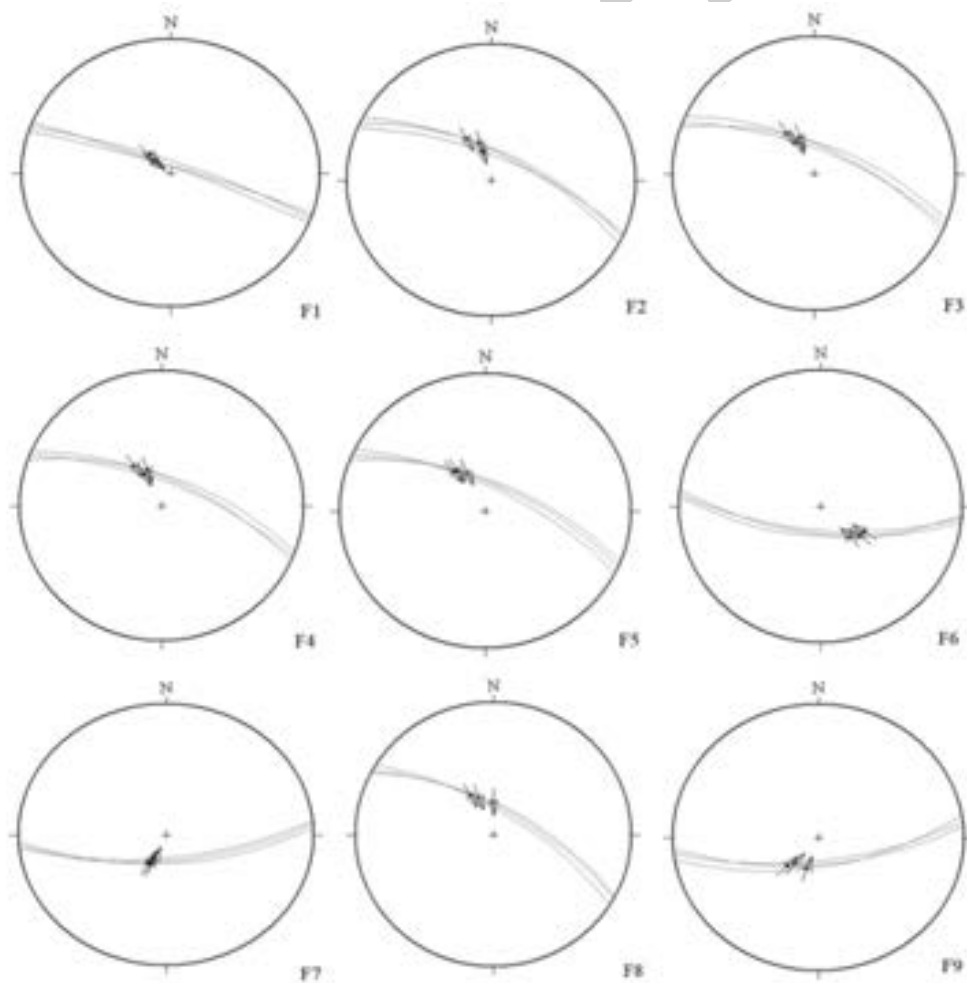
در این مطالعه، گسل‌هایی که امتداد آنها مطابق با روند گسل‌های تبریز و شمال مورو هستند، گسل‌های طولی نامگذاری شده‌اند. همگی این گسل‌ها دارای سازوکار راست‌الغز راست‌گرد با مولفه شیب لغز معکوس می‌باشند (شکل ۵).



شکل ۳. نمایش شماتیک مراحل گسترش و رشد گسل شمال مورو. الف) ایجاد گسل‌های پرمانند در اطراف گسل تبریز، ب) بوجود آمدن گسل‌های دم اسبی، ج) انتشار گسل‌های دم اسبی و اتصال گسل‌های پرمانند به هم، د) شکل نهایی و امروزی گسل شمال مورو (بدون رعایت مقیاس).



شکل ۴. برآمدگی کوه‌های مورو بین دو گسل تبریز و شمال مورو.



شکل ۵. استریوگرام‌های مربوط به گسل‌های طولی. (شماره‌های روی استریوگرام‌ها مطابق با نقشه شکل ۱ است). (پیکان‌های روی صفحات گسلی، جهت حرکت بلوک‌های طرفین گسل‌ها را نشان می‌دهد).



شکل ۶. تصاویری از گسل‌های طولی در کوه‌های مورو: (A) عکسی از جابه‌جایی راست‌الغز راست‌گرد گسل تبریز در دامنه جنوبی کوه‌های مورو (با دید به سمت جنوب)، (B) عکسی از گسل F_7 در محل ترانشه واقع در روستای زین آباد که باعث چرخش لایه‌های فرادیواره به حالت عمودی شده است (با دید به سمت غرب)، (C) راندگی سازند لالون را بر روی سازند الیکا در امتداد گسل F_2 نشان می‌دهد (به دید به سمت غرب)، (D) راندگی سازند روتنه را بر روی کنگولمران پلیوسن در امتداد گسل F_5 نشان می‌دهد (با دید به سمت غرب)، (E) زون گسلی F_4 و باعث به هم ریختگی لایه‌بندی‌های مسیر آن، (F) اختلاف لیتولوژی طرفین گسل، عملکرد راندگی آن را نشان می‌دهد.

گسل‌های راندگی طولی بوده و به این دلیل باعث ایجاد اختلافی در میزان راندگی در طول آن‌ها شده‌اند (شکل ۸).

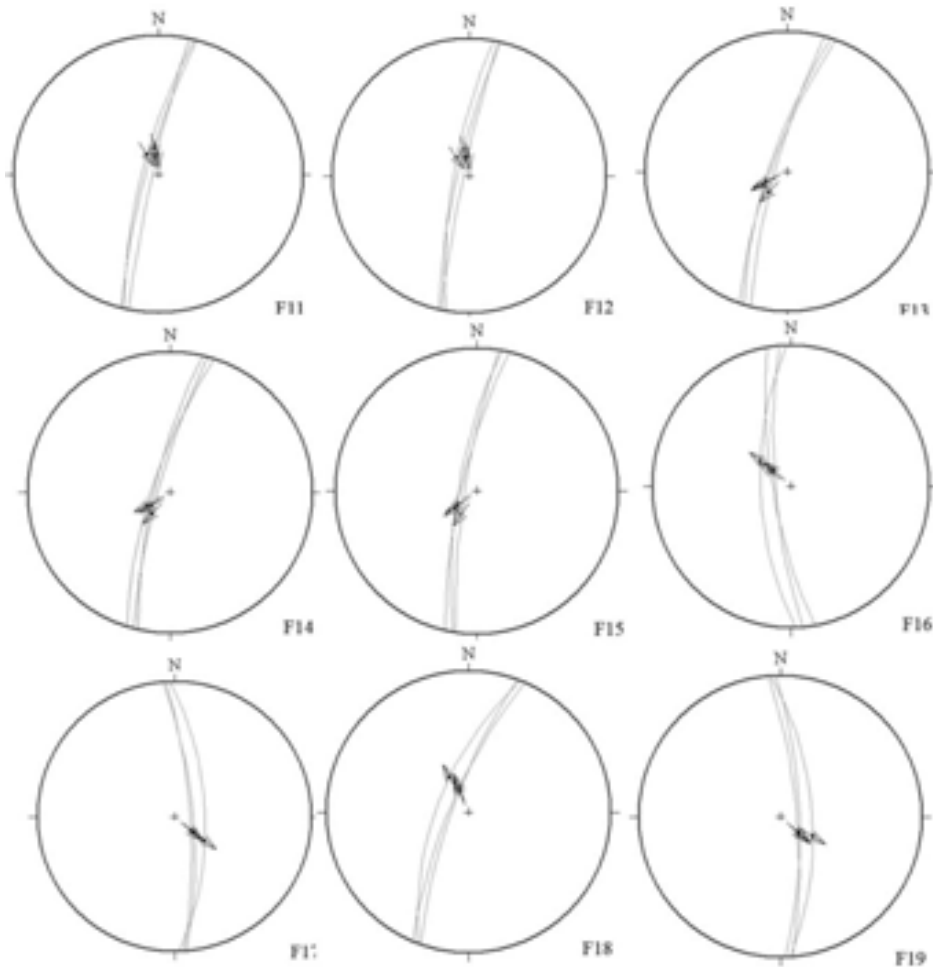
برداشت‌های صحرایی انجام شده از گسل‌های طولی نشان می‌دهد که روند این گسل‌ها، به تبع از گسل‌های محدودکننده، در انتهای سمت غربی کوه‌ها به هم می‌رسند، و در یکدیگر ختم می‌شوند. شیب گسل‌هایی که موازی گسل تبریز بوده به سمت شمال بوده و شیب گسل‌های موازی گسل شمال مورو به سمت جنوب می‌باشد (شکل ۱۰). از آن جایی که سازوکار همه گسل‌های طولی به صورت شیب‌لغز معکوس با مولفه راستالغز راست‌گرد می‌باشند، همین امر به بالآمدگی بلوک‌های حد فاصل گسل‌ها انجامیده و تشکیل این کوه‌ها را سبب شده است.

این بالآمدگی با توجه به جهت شیب‌های اندازه‌گیری شده در سطح از گسل‌های طولی، آرایش قرارگیری آن‌ها را در عمق به صورت شیب‌های به سمت هم نشان داد. به این ترتیب الگوی لغزش در این گسل‌ها، و بالآمدگی که صورت می‌گیرد، به صورت ساختار گل مانند مثبت خواهد بود (شکل ۹ و ۱۱).

با توجه به فعالیت بیشتر گسل تبریز و خروج بیشتر مواد به طرف بالا در سمت جنوب نسبت به سمت شمال و ایجاد توپوگرافی

مهم‌ترین ساختارهای منطقه و کنترل کننده مورفولوژی این کوه‌ها هستند. یک سری از این گسل‌ها از روند گسل تبریز تبعیت کرده و به طور تقریباً موازی با آن می‌باشند و دسته دیگر نیز امتدادی مطابق با امتداد گسل شمال مورو دارند. میزان جابه‌جایی در این گسل‌ها متفاوت بوده و بیشتر جابه‌جایی‌ها به سمت گسل‌های بخش مرکزی و جنوبی (نزدیک گسل تبریز) می‌باشند. دوپلکس لغزشی - فشارشی مذکور، در امتداد این گسل‌های راندگی به وجود آمده است. بالا آمدگی که در دوپلکس لغزشی - فشارشی اتفاق می‌افتد، سرانجام باعث بالا آمدگی منطقه و تشکیل کوه‌های مورو شده است (شکل ۶) (حاصلی آبادی، ۱۳۸۹).

همچنین گسل‌هایی که امتداد آن‌ها بر روند دو گسل تبریز و شمال مورو عمود یا تقریباً عمود باشد، گسل‌های عرضی نامگذاری شده‌اند. گسل‌های عرضی در عرض این کوه‌ها بوده و باعث بوجود آمدن دره‌های عمیق و تنگی شده‌اند. این گسل‌ها دارای سازوکار شیب‌لغز عادی با مولفه راستالغز غالب چپ‌گرد می‌باشند (شکل ۷). گسل‌های مذکور نسبت به گسل‌های طولی کوچک مقیاس و با شیب زیاد و در جهتی عمود بر جهت جابه‌جایی‌های منطقه می‌باشند. این گسل‌ها در جهت عمود بر



شکل ۷. استریوگرام گسل‌های عرضی (شماره‌های روی استریوگرام‌ها مطابق با شماره‌های روی نقشه شکل ۱ هستند). (پیکان‌های روی صفحات گسلی، جهت حرکت آن‌ها را نشان می‌دهد).



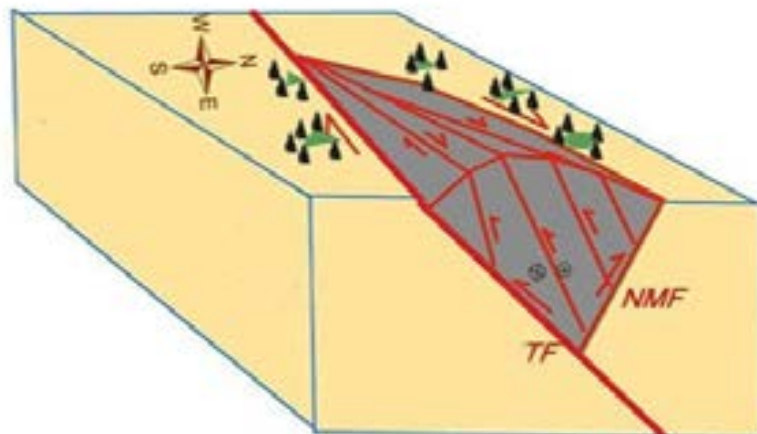
شکل ۸. تصاویری از گسل های عرضی. (A) آینه گسل F_{11} در شیل های سازند الیکا. (B) آینه گسلی F_{13} در کنگلومرای قاعده کرتاسه نشان می دهد، (C) آینه گسل F_{16} در سازند الیکا. (D) پایین افتادگی لایه آهکی سازند تیزکوه توسط گسل عرضی F_{12} حاکی از مولفه شیب لغز عادی آن است (دید به سمت جنوب).

کوهها را رسوبات کهن کهر تشکیل داده است. از این رو به نظر می رسد سیستم تشکیل این دو مجموعه از کوهها در اثر حرکات راستالغزی گسل تبریز باشد که با همپوشانی که با گسل های شمال مور و جنوب میشو داشته باعث ایجاد دوپلکس های لغزشی - فشارشی در حد فاصل شان شده اند. از آنجایی که تشکیل ساختارهای این ارتفاعات تحت تنش های مشابهی بوجود آمده اند لذا انتظار می رود، روند و سازوکار آنها نیز مشابه باشد. عامل بعدی که باعث شده تا اعتقاد به جابه جایی این ارتفاعات وجود داشته باشد، همخوانی لیتولوژی در این دو ارتفاعات می باشد. این همخوانی در مورد سازندهایی است، که زمان ته نشست آنها به قبل از تشکیل گسل تبریز (سازندهای کهر، لالون و زاگون) و بسته شدن پالئوتیس اول (دونین-کربونیفر) مربوط می شود. با توجه به فاصله کم این ارتفاعات از هم، انتظار می رود در ابتدا این دو کوه دارای حوضه رسوبی یکسانی بوده و تشابه رسوبات در آنها امری عادی باشد. لذا جدا شدن این کوهها از هم در اثر جابجایی های گسل تبریز بنظر امری بعید می باشد.

برجسته تر در این سمت، یک حالت نامتقارن در بالآمدگی منطقه بوجود آمده است. همچنین عواملی مثل خروج غیرقائم مواد به این دلیل که گسل های محدودکننده دارای شیب کمتری از قائم داشته و همچنین وجود واتنش های برشی ساده و محض، به نظر می رسد که کوه های مور و با مدل ارائه شده توسط Jones et al. (2004) (شکل f-1) تطابقت بیشتری داشته باشد.

نبوی (۱۳۵۵) و بهیاری و محجل (۱۳۸۶) با مقایسه ویژگی های ساختاری و لیتولوژی کوه های مور و میشو، اعتقاد دارند که حرکات راست گرد گسل تبریز باعث جا به جایی آنها شده و قبلا این کوهها به صورت ارتفاعات واحدی بودند.

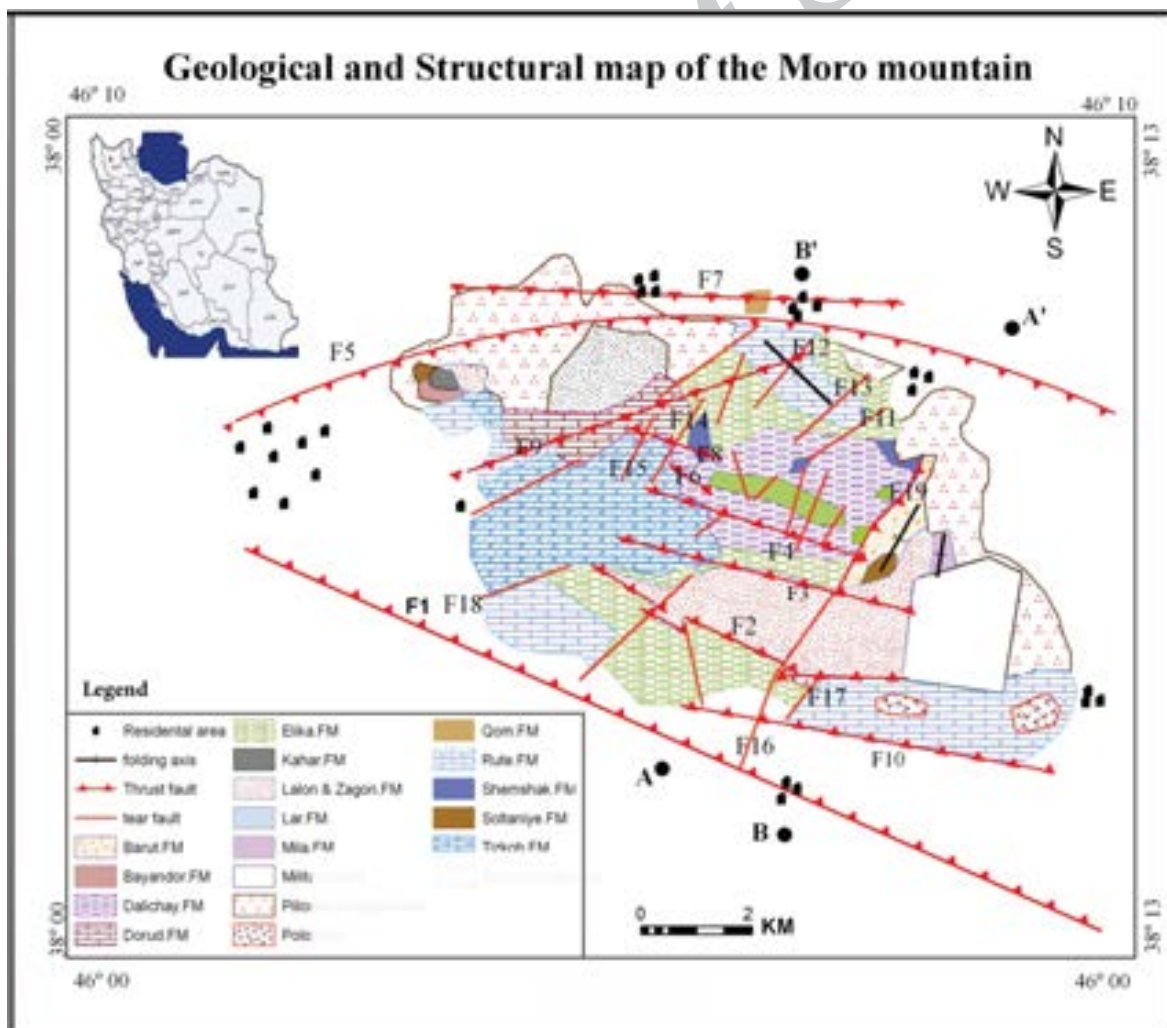
کوه های میشو در ۱۷ کیلومتری غرب کوه های مور و در فرودواره گسل تبریز قرار دارند. این کوهها توسط گسل های تبریز در سمت شمال و گسل جنوب میشو در سمت جنوبی محدود شده اند. کوه های میشو نسبت به کوه های مور از مقیاس بزرگی برخوردار بوده و بالآمدگی که در این کوهها اتفاق افتاده احتمالا بیشتر از کوه های مور می باشد زیرا قسمت اعظم این



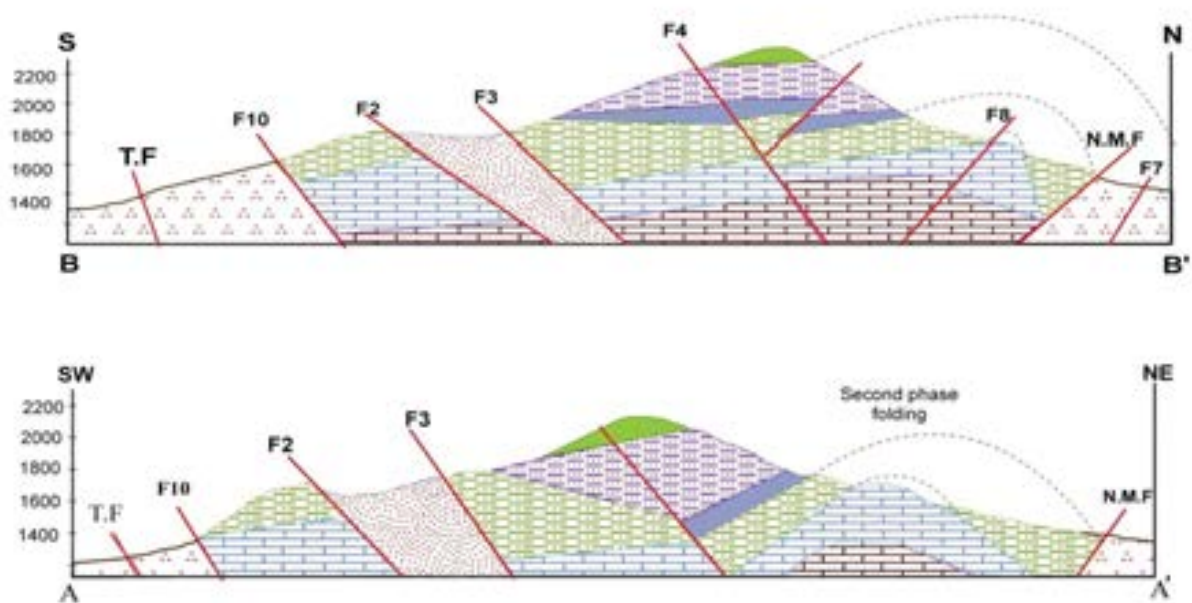
Legend

- Residential area
- Tear faults
- NMF** North Moro Fault
- TF** Tabriz Fault

شکل ۹. طرح شماتیکی از نحوی قرارگیری گسل‌ها در عمق با استفاده از شیب‌های اندازه‌گیری شده در سطح (مقیاس رعایت نشده است).



شکل ۱۰. نقشه زمین‌شناسی و ساختاری تهیه شده برای کوه‌های مورو.



شکل ۱۱- برش‌های عرضی رسم شده برای کوه‌های مورو.

casian historical earthquakes, in *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*, edited by D. Giardini and S. Balassanian (Kluwer Academic Press, The Netherlands), NATO Asi Series, Serie 2: Environment. 28, 233-311.

- Cunningham, W.D. and Mann, P., 2007. Tectonics of strike-slip restraining and releasing bends. *Geological Society, London*, 1, 12-290.

- Czeck, D.M. and Hudleston, P.J., 2003. Testing models for obliquely plunging lineations in transpression: A natural example and theoretical discussion. *Journal of Structural Geology*, 25, 959-982

- Dewey, J.F., Holdsworth, R.E. and Strachan, R.A., 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. 1998. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special Publication of the Geological Society, London, 135, 1-14.

- Diaz Azpiroz, M. and Fernandez, C., 2008. Kinematic analysis of the southern Iberian shear zone and tectonic evolution of the Acebuches metabasites (SW Variscan Iberian Massif). *Tectonics*, 24, 3137-3180.

- Fossen, H. and Tikoff, B., 1993. Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Special Publication of the Geological Society London, 135, 15-33.

نتیجه‌گیری

حرکات راستالغزی گسل تبریز باعث تشکیل گسل‌های پرماندی در اطراف خود شده است. این شکستگی‌ها توسط شکستگی‌های دم اسبی به هم متصل شده و سرانجام گسل شمال مورو را به وجود آورده‌اند. گسل شمال مورو با روند منحنی خود در سمت غربی کوه‌ها در گسل تبریز ختم شده است. هندسه قرارگیری و سازوکار گسل‌های تبریز و شمال مورو باعث ایجاد یک دوپلکس لغزشی - فشارشی در حد فاصل‌شان شده است. این رژیم فشارشی باعث بالآمدگی کوه‌ها در امتداد گسل‌های موازی دو گسل بزرگ محدودکننده کوه‌ها است. برداشت‌های صحرایی انجام گرفته از این گسل‌ها نشان می‌دهد که بالآمدگی بلوک‌ها در امتداد این گسل به صورت ساختار گل مانند مثبت است. همچنین با توجه به مدل‌های ارائه شده برای زون‌های لغزشی - فشارشی احتمال می‌رود کوه‌های مورو با مدل (Jone et al. 2004) تطابق بیشتری داشته باشد.

منابع

- بهیاری، م. و محجل، م. ۱۳۸۶. نرخ لغزش کلی گسل تبریز و رابطه آن با تئوری تکتونیک فراری برای شمال غرب ایران. بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی کشور.

- حاصلی‌آبادی، ف.، ۱۳۸۹. زمین‌شناسی ساختمانی کوه‌های مورو. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۳۷.

- نبوی، م.ح. ۱۳۵۵. دیپاچه ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.

- Berberian, M., 1997. Seismic sources of the Transcau-

- Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. *Journal of Geophysics*, 97, 12471-12479.
- Jian-c, L., Jacques, A. and Hao, t., 1997. Polyphase history and kinematics of a complex major fault zone in the northern Taiwan mountain belt: the Lishan Fault. *Tectonophysics*, 274, 106-115.
- Jiang, D., Lin, S. and Williams, P.F., 2001. Deformation path in high-strain zones, with reference to slip partitioning in transpressional plate-boundary regions. *Journal of Structural Geology*, 23, 991-1005.
- Jones, R.R., Holdsworth, R.E., Clegg, P., McCaffrey, K. and Tavarnelli, E., 2004. Inclined transpression. *Journal of Structural Geology*, 26, 1531-1548.
- Karkhanian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Avagayan, A., Hessami, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.S., Bagdassarian, H., Arakelian, S. and Davtian, V., 2003. Active faulting and natural hazards in Armenia, Eastern Turkey and North-Western Iran. *Tectonophysics*, 24, 215-226.
- Lin, S., Jiang, D. and Williams, P.F., 1998. Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry natural example and theoretical modelling. *Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 135, 41-63.
- Luiz, C., 2000. Paleostress fields and 3-D structure of paleostress shear zones in the transition craton-orogenic-belt: examples from the neoproterozoic of south-eastern Bahia Brazil. *Institute de Geosciences*, 13, 970-983.
- McClay, K. and Bonora, M. 2001. Creating an astomosing fault structures in 3D. *American Association of Petroleum Geologists*, 85, 160-233.
- McClay, k. AND Dooley, T. 1997. Analog models of restraining stopovers in strike-slip fault systems. *Geomorphology*, 216, 411-428.
- Masson, P., Djamour, Y., Van Grop, S., Chery, J., Tatar, M., Tvakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006. Extension In Iran driven by motion of the South Caspian Basin. *Earth Planet*, 252, 180-188.
- Ramberg, H., 1975. Particle paths, displacement and progressive strain applicable to rocks. *Tectonophysics*, 28, 1-37.
- Robin, P.Y.F. and Cruden, A.R., 1994. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. *Journal of Structural Geology*, 16, 447-466.
- Sanderson, D.J. and Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6, 449-458.
- Sarkarinejad, K. and Fagih, A., 2008. Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran). *Journal of Structural Geology*, 8, 818-826.
- Teyssier, C., Tikoff, B. and Markley, M., 1995. Oblique plate motion and continental tectonics. *Geology*, 23, 447-450.
- Tikoff, B. and Teyssier, C., 1994. Strain modelling of displacement partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16, 1575-1588.
- Vernant, P., Niloforushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M. and Masson, F., 2004. Contemporary crustal Deformation and plate kinematic in Middle East constrained By GPS measurement in Iran and Oman. *Geophysical Journal International*, 157, 381-398.
- Westaway, R., 1990. Seismicity and tectonic deformation rate in Soviet Armenia: implication for local earthquake hazard and evolution of adjacent regions. *Tectonics*, 9, 477-503.