

تحلیل هندسی و جنبشی گسلش عادی در رسوبات افقی پلیوسن-کواترنری فرونشست زنجان

محمد محجل^{(۱)*}، فاطمه مصباحی^(۲)

۱. استادیار گروه تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

۲. دانشجوی کارشناسی ارشد گروه تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

تاریخ دریافت: ۸۶/۸/۲۸

تاریخ پذیرش: ۸۷/۲/۲۸

چکیده

رسوبات افقی با ضخامت و رنگ‌های مختلف به سن پلیوسن-کواترنری در ۴۵ کیلومتری شمال باختر شهر زنجان، در گستره‌های محدود به چند کیلومتر مربع، در محدوده فرونشست زنجان به صورت محلی، توسط گسل‌های عادی بریده شده‌اند و سامانه‌هایی بسیار زیبا از سازوکار سیستم گسل‌های عادی در برش‌های جاده‌های این محدوده، بویژه آزادراه زنجان-تبریز به نمایش گذاشته‌اند. این برش‌ها در واقع جعبه ماسه^۱ آزمایشگاه تکتونیک تجربی در مقیاس واقعی در طبیعت می‌باشند. رسوبات پلیوسن در این منطقه شامل رس، مارن و سیلت هستند که به دلیل افقی بودن لایه‌ها و تنوع رنگ، جابجایی‌ها در امتداد گسلش عادی بسیار مشخص می‌باشند. برداشت‌های میدانی ساختاری از این گسل‌ها معرف اینست که امتداد صفحات گسلی بطور میانگین خاوری-باختری و شیب آنها به هر دو سوی شمال و جنوب است. انواعی از ساختارهای سامانه‌های گسلش عادی در این برونزدها مثل فراپوم-فروپوم، نیم فرو پوم و چرخش بلوک‌های گسلی^۲، چین‌های کشان، گسلش هم‌ساز، ناهم‌ساز و تغییر مسیر گسل در اثر اختلاف ضخامت و جنس لایه‌ها مشاهده می‌گردند. در بیشتر موارد میل خش‌خط‌های روی صفحات گسلی با شیب صفحه همان گسل یکسان است. علت ایجاد این گسلش در محدوده ای از فرونشست زنجان، وجود حوضه^۳ جدایشی کششی در مسیر گسل پی سنگی تبریز ارزیابی شده است.

واژه‌های کلیدی: فرونشست زنجان، گسلش عادی، فراپوم و فروپوم، چرخش بلوک‌های گسلی، ساختارهای جنبشی سطح گسل

مقدمه

جابجا کرده‌اند. رسوبات پلیوسن در این منطقه شامل رس، مارن و سیلت هستند. به دلیل افقی بودن لایه‌ها و تنوع رنگ، ساختارهای بسیار زیبا و جالبی از گسلش عادی در محل بریدگی‌ها، بویژه در طول مسیر آزادراه زنجان-تبریز از خود نشان می‌دهند. در این مطالعه ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل‌های عادی منطقه، مورد بررسی قرار گرفته و موقعیت و علت ایجاد آنها ارزیابی شده است.

ساختار گسلش عادی در برش جاده‌ها در طول مسیر جاده قدیم و نیز آزادراه زنجان-تبریز در ۴۵ کیلومتری شمال باختر زنجان به طول تقریبی ۱۶ کیلومتر، در نهشته‌های افقی پلیوسن-کواترنری فرونشست زنجان مشاهده می‌شود. رخنمون گسل‌ها در محدوده مشخصی به وسعت تقریبی ۹۰ کیلومتر مربع به صورت محلی است. این گسل‌ها لایه‌های افقی پلیوسن-کواترنری را قطع و

1. Sand box
2. Domino structure
3. Pull-apart

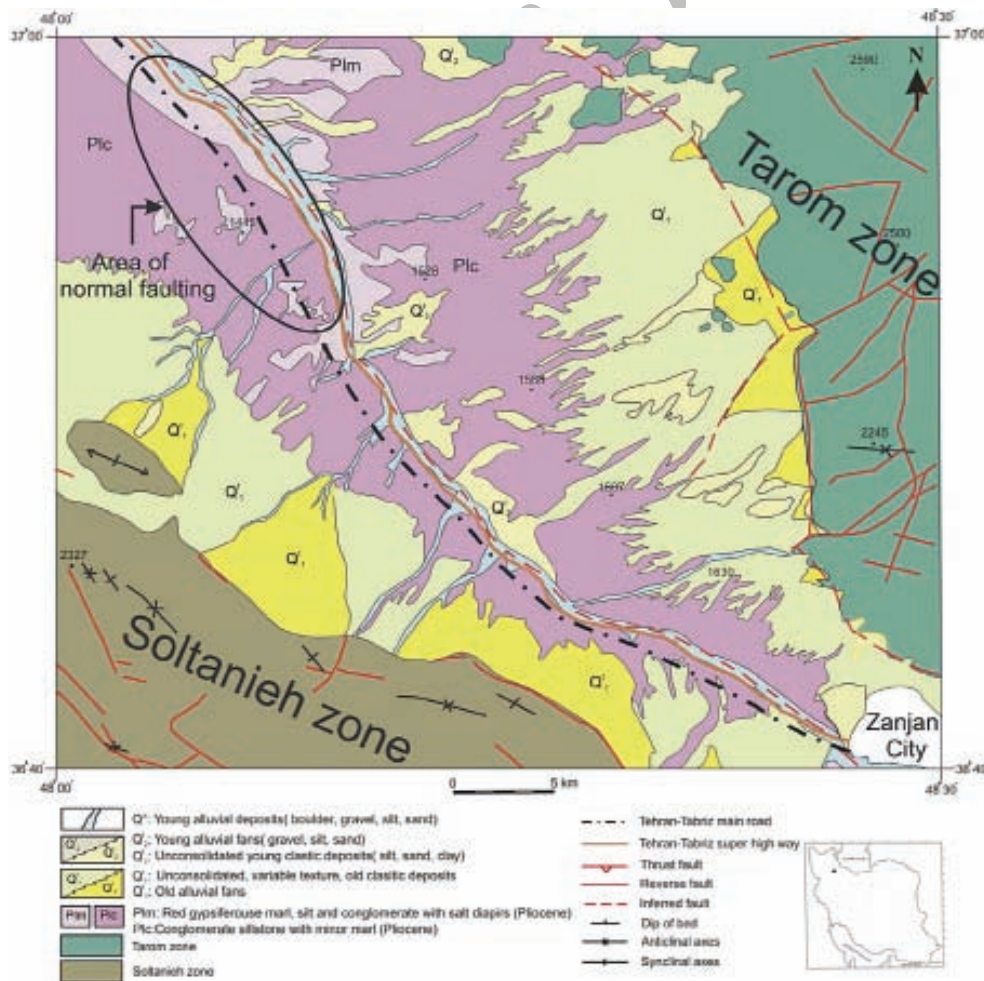
* نویسنده مرتبط

فرونشست زنجان

فرونشست زنجان، حوضه باریک و ممتدی در باختر زنجان است که درازای آن در راستای شمال باختر- جنوب خاور می باشد. این فرونشست پهنه‌های کوهستانی طارم در شمال خاوری و سلطانیه در جنوب باختری را از هم جدا می‌کند و در واقع جزئی از حواشی پهنه ایران مرکزی در شمال باختر ایران است (شکل ۱).

فرونشست زنجان از نهشته‌های پلیوسن و کواترنری تشکیل شده است که در ورقه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (حاجیان و همکاران، ۱۳۸۳) تحت عنوان واحدهای مارن و سیلت به رنگهای قرمز، زرد، صورتی و قهوه‌ای (plm) با سن پلیوسن، نهشته‌های کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن (plc) با سن پلیوسن و نهشته‌های کواترنری و رسوبات آبرفتی زنجان رود معرفی شده‌اند. در این رسوبات ساختارهای رسوبی جالبی مثل لایه‌بندی و لامیناسیون موازی، طبقه‌بندی مورب، دانه‌بندی تدریجی (با ماهیت ریزشونده به سمت بالا)، طبقات و لامیناسیون‌های پیچیده و پرشدگی‌های کانالی مشاهده می‌شوند. وجود این ساختارهای رسوبی، بویژه پرشدگی‌های

کانالی نشان‌دهنده ته‌نشینی رسوبات فرونشست زنجان در یک سیستم رودخانه‌ای است. نهشته‌های plm و plc که در مناطق مرکزی فرونشست در اطراف رودخانه زنجانرود برونزد دارند (شکل ۱)، در داخل دشت سیلابی سیستم رودخانه‌ای ته‌نشین شده‌اند. این نهشته‌ها کاملاً افقی بوده و به طور جانبی به هم تبدیل می‌شوند. در نگاه نخستین، نهشته‌های plm و plc سازند قرمز بالایی را تداعی می‌کنند ولی در برونزدهای دیگر، این ترادف رسوبی بصورت دگرشیب بر روی واحدهای سازند قرمز بالایی قرار می‌گیرند (حاجیان و همکاران، ۱۳۸۳). همچنین به علت افقی بودن لایه بندی در آنها، از سازند قرمز بالایی متمایز می‌شوند. ضخامت کل واحدهای پلیوسن - پلیوستوسن در زنجان حدود ۲۰۰ متر اندازه‌گیری شده است (حاجیان و همکاران، ۱۳۸۳). این رسوبات به علت سست بودن در مقابل فرسایش، ریخت تپه ماهوری در منطقه ایجاد کرده‌اند. در موقعیت منطقه مورد مطالعه در طول مسیر آزادراه، از زنجان به سمت تبریز از نظر توپوگرافی، ارتفاع کاهش می‌یابد، در نزدیکی زنجان رسوبات آبرفتی کواترنری رخنمون پیدا کرده‌اند در حالی که با حرکت به سمت تبریز از حدود



شکل ۱- نقشه زمین شناسی خلاصه شده (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ زنجان، حاجیان و همکاران، ۱۳۸۳). موقعیت زمین شناسی و محل گسترش گسل‌های عادی در محدوده بیضی در شمال باختر مشخص شده است.

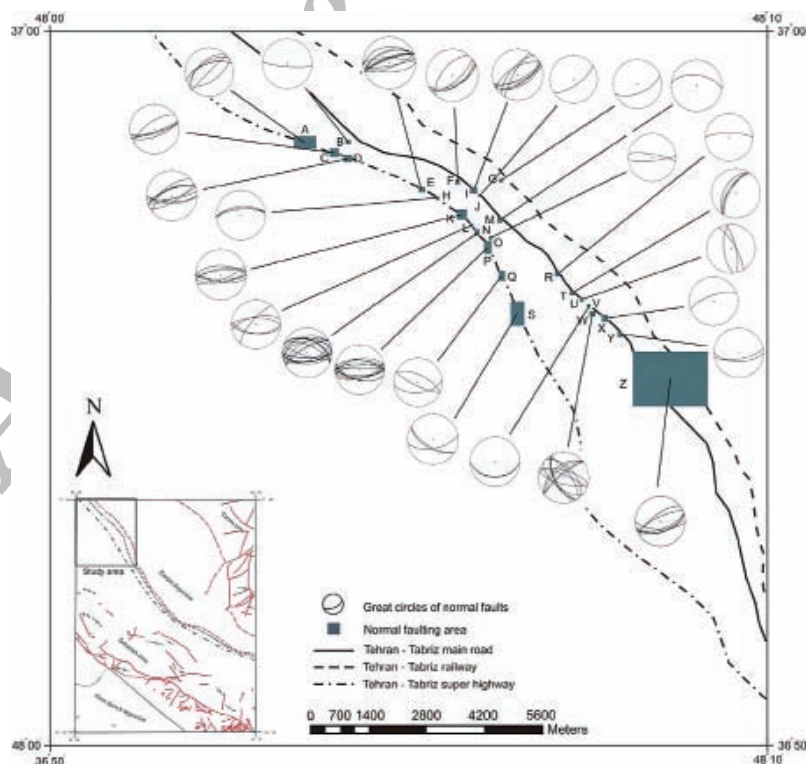
بوده و اکثرا در بریدگی‌های مسیر جاده قدیم و آزادراه زنجان- تبریز بروزند دارند. محل رخنمون گسل‌ها (براساس فاصله رخنمون‌ها و ارتباط ساختاری آنها) بصورت محدوده‌هایی در نقشه ساختاری منطقه بروزند گسل‌ها مشخص شده است. این محدوده‌ها با حروف لاتین بزرگ از A تا Z نامگذاری شده‌اند (شکل ۲). برای نامگذاری گسل‌های اندازه‌گیری شده، بعضی از محدوده‌ها به چند زیرمحدوده تقسیم شده‌اند. در این زیر محدوده‌ها، نامگذاری گسل‌ها به صورت مجزا بوده و از حرف لاتین کوچک a شروع می‌شود. بطور کلی تعداد ۱۴۲ صفحه گسلی اندازه‌گیری شده است که تعداد ۱۳۸ صفحه گسلی از نوع گسل‌های عادی بوده و تنها تعداد ۴ صفحه گسلی معکوس در کنار رخنمون‌های گسلی عادی بصورت محدود و محلی مشاهده شده است. صفحات گسلی معکوس هم‌راستا با گسل‌های عادی بوده و ایجاد آنها در ارتباط با وجود چرخش در بلوک‌های گسلی ارزیابی می‌شود. امتداد غالب گسل‌های عادی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه به ترتیب در دو جهت $E 90^{\circ} N$ و $E 70^{\circ} N$ بوده و شیب آنها بین 65° تا 70° درجه در تغییر است (شکل ۳A). با توجه به تصاویر استریوگرافیک صفحات و قطب صفحات گسل‌های عادی (شکل ۳B)، صفحات گسلی تقریباً به تعداد مساوی به دو سوی مخالف هم شیب دارند. گسل‌های عادی رخنمون‌یافته در منطقه مورد مطالعه جابجایی کم، حداکثر تا ۶ متر دارند.

۴۵ کیلومتری زنجان، رخنمون رسوبات پلیوسن شروع می‌شود. با شروع لایه‌های رنگی پلیوسن، رخنمون گسل‌ها نیز آغاز می‌شود با این حال بعد از حدود ۱۶ کیلومتر از اولین رخنمون گسلی به سمت غرب، با وجود اینکه هنوز لایه‌های پلیوسن رخنمون دارند ولی گسل‌های عادی در آنها دیده نمی‌شود. لایه‌های بروزند یافته در محل گسل‌های عادی بیشتر مارن، سیلت و رس می‌باشند که رنگ‌های قرمز، قهوه‌ای، صورتی و سبز را از خود نشان می‌دهند و در واقع جزئی از نهشته‌های Plm هستند.

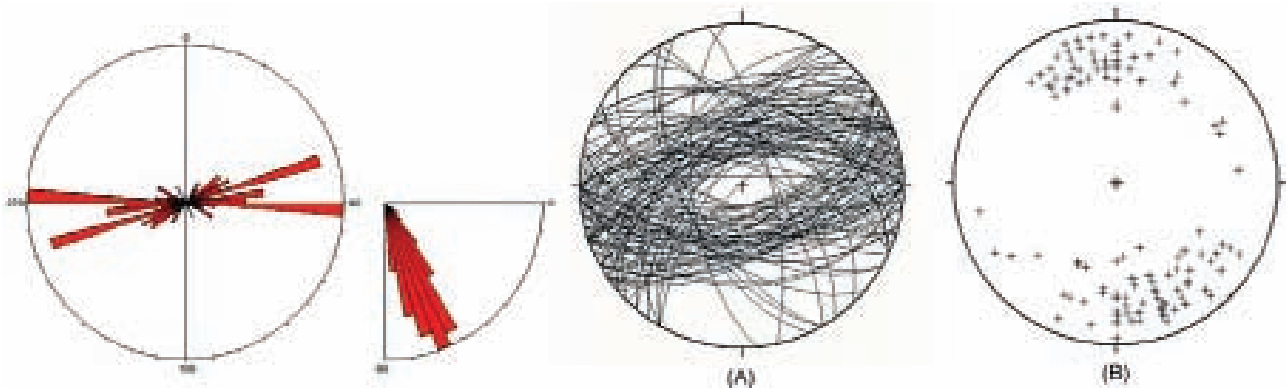
از نظر جایگاه ساختاری، فرونشست زنجان در مرزهای شمال خاوری و جنوب باختری توسط یک دسته گسل‌های معکوس احاطه شده است (مردانی، ۱۳۷۸). از جمله گسل‌های مهمی که در سمت جنوب باختری منطقه وجود دارد، گسل معکوس سلطانیه با شیب به سمت جنوب باختری است. در شمال خاوری منطقه نیز تعدادی گسل‌های معکوس با روند شمال باختری- جنوب خاوری مثل گسل قزل اوزن (بربریان و قرشی، ۱۳۶۳) و گسله معکوس شمال زنجان (رمضی پور، ۱۳۷۲) وجود دارند. بررسی لرزه زمین‌ساخت منطقه، فعال بودن آنها تایید کرده است (مردانی، ۱۳۷۸).

ساختار گسل‌های عادی

در داخل فرونشست زنجان، سیستم گسل‌های عادی به صورت محلی توسعه دارند. این گسل‌ها در مقیاس چند متر



شکل ۲ - محدوده‌های برداشت در منطقه مورد مطالعه با حروف لاتین نمایش داده شده‌اند. استریوگرام‌ها موقعیت هندسی گسل‌های عادی را در هر محدوده مطالعه نشان می‌دهند. در گوشه پایین سمت چپ نقشه گسل‌های ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ نقشه زمین‌شناسی زنجان (حاجیان و همکاران، ۱۳۸۳) نمایش داده شده است که در آن جایگاه منطقه مورد مطالعه در بالا سمت چپ دیده می‌شود.

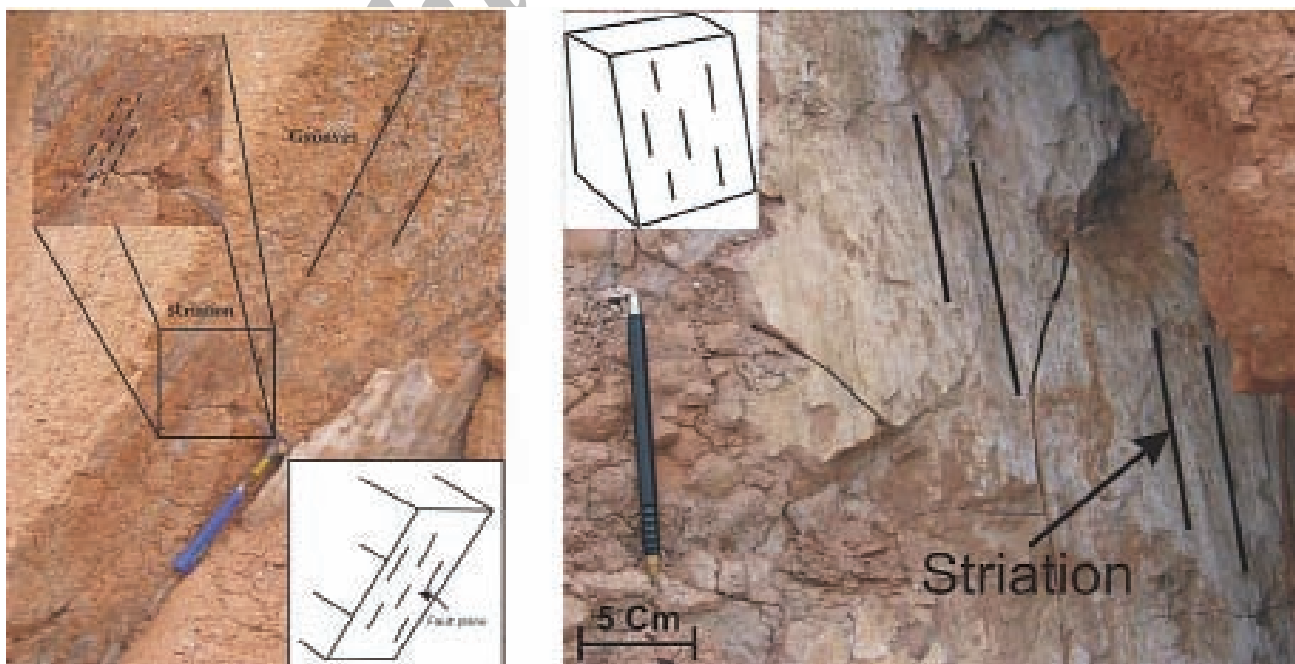


شکل ۳- نمودار گل سرخی مربوط به امتداد گسلش عادی منطقه بر مبنای ۵ درجه که نشانگر امتداد غالب خاوری-باختری (دایره کامل) و شیب ۶۵ تا ۷۰ درجه است (ربع دایره).
 (A) تصویر استریوگرافیک صفحات گسلی عادی، (B) تصویر استریوگرافیک قطب صفحات گسلی عادی

آینه گسلی و خطهای خش

می باشند. از آنجا که این گسلها جوان بوده و لایه‌های جوان پلیوسن-کواترنری را قطع کرده‌اند دچار پیچیدگی‌های حاصل از دگرشکلی‌های بعدی قرار نگرفته و مرتبط با بررسی‌های تنش دیرین نتایج نشان می‌دهند این رسوبات جوان یک فاز تنشی را بیشتر تحمل نکرده‌اند (الیاسی و همکاران ۱۳۸۶).

در بعضی از رخنمون‌ها آینه گسلی و خطوط خش لغزش مشاهده می‌شوند (شکل ۴). با توجه به اندازه‌گیری‌های انجام شده، خطوط خش لغزش به موازات جهت شیب است که نشانگر حرکت شیب‌لغز محض برای گسل‌های عادی منطقه است. این خطوط غالباً به موازات بزرگترین جهت شیب صفحات گسلی

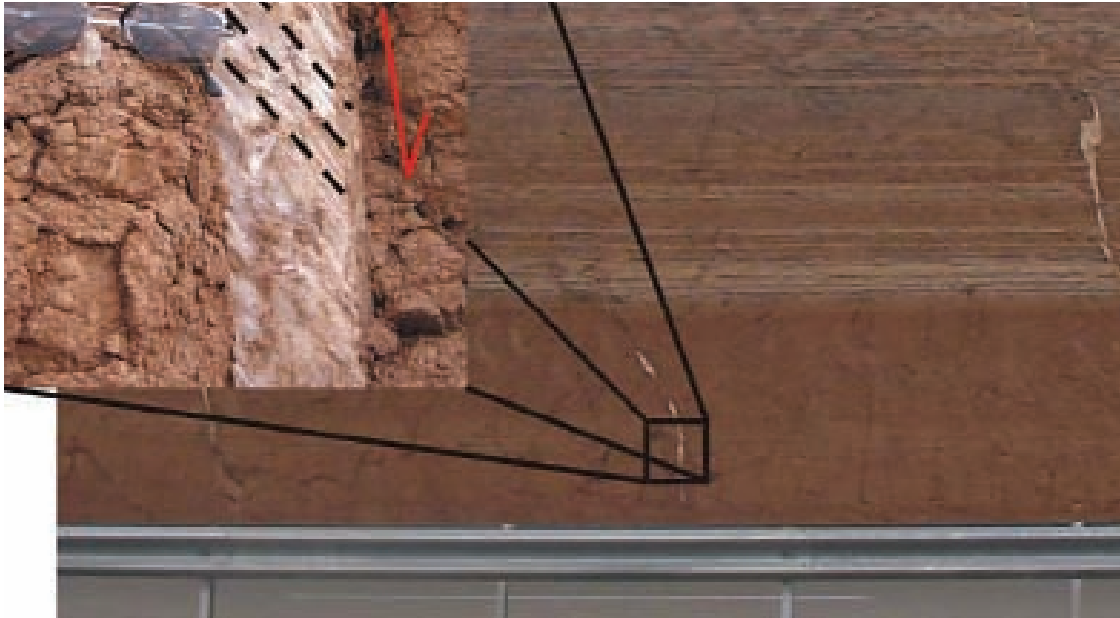


شکل ۴- آینه گسلی، خطوط خش لغزش و شیارهای حاصل از حرکت در سطح گسل (مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت جنوب)

رشد رشته‌های ژئیس در سطوح گسلش

آنها در سطوح گسلی جابجایی و مسیر حرکت را نشان می‌دهند. در این حالت فیبرهای ژئیس عموماً در محل‌هایی از گسلش به صورت همزمان با حرکت گسل رشد کرده‌اند (شکل ۵ الف). همچنین در مواردی رشد درهم و بی‌نظم مشاهده می‌گردد که در این حالت بلورهای ژئیس نظم خاصی را از خود نشان نمی‌دهند، و رشد ژئیس همزمان با حرکت گسل نبوده و در محل باز شده گسل خوردگی رشد کرده‌اند (شکل ۵ ب).

باتوجه به اینکه سطح گسل محل مناسبی برای تجمع و حرکت آب‌های فرو رو در زمین است. آب‌های هدایت شده از واحدهای رسوبی مجاور که حاوی محلول در حد اشباع بوده‌اند در عبور از محل گسلش، کانی‌های تبخیری، عموماً ژئیس را نهشته‌اند. این امر به غنی بودن لایه‌های رسوبی مجاور از رسوبات تبخیری از جمله ژئیس اشاره می‌نماید. انواع مختلفی از رشد ژئیس در صفحه‌های گسلی دیده می‌شود که نوع رشد جهت‌یافته



(الف)



(ب)

شکل ۵ - (الف). فیبرهای حاصل از تبلور ژئیس همزمان با حرکت گسل. (ب). رشد بی‌نظم بلورهای ژئیس در صفحه گسل. (آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت شمال خاور)

تغییر شیب سطوح گسلی

و نقش آنها در رشد گسل و مقدار شیب آن در لایه‌های مختلف است. در شکل ۷ شیب گسل‌های موجود در لایه a حدود ۶۰ درجه است در حالی که گسل F.I2.c شیب بیشتری (حدود ۸۵ درجه و تقریباً مساوی با شیب درزه‌های پرشیبی) دارد که احتمالاً قبل از گسل خوردگی تغییر لایه‌ها در این لایه وجود داشته‌اند. موقعیت این دسته درزه‌ها با موقعیت گسل‌های عادی هم‌خوانی دارد. لذا می‌توان نتیجه گرفت که در اثر سیستم تنش‌ی یکسانی ایجاد شده‌اند و گسل عادی مسیر خود را بر درزه‌ها منطبق کرده است.

در منطقه مورد مطالعه درزه‌های مرتبط با گسلش عادی را می‌توان در کنار گسل‌ها مشاهده کرد که به دو دسته تقسیم می‌شوند: دسته درزه‌های کششی، که عموماً در آنها صفحه درزه قائم و یا با شیب بیش از ۷۵ تا ۹۰ درجه می‌باشد و هم امتداد با گسل‌های عادی هستند و دسته درزه‌هایی هم یوغ، که شیب ۶۰ تا ۷۵ درجه داشته و در بعضی مواقع جابجایی بسیار کم به موازات سطح درزه دارند. این درزه‌ها نیز هم امتداد با گسل‌های عادی هستند. در شکل‌های ۷ و ۸، تاثیر دسته درزه‌های کششی بر تشکیل و گسترش گسل‌ها مشهود است.

چین‌های کشان^۱

چین‌های کشان، چین‌هایی هستند که به علت اصطکاک در سطح گسلش ایجاد شده‌اند (Hatcher, 1995). با استفاده از چین‌های کشان می‌توان جهت حرکت گسل را بدست آورد. در منطقه مورد مطالعه چین‌های کشان در لایه‌هایی که شکل‌پذیری بیشتری دارند در فرادیواره و فرودیواره گسل‌های عادی دیده می‌شوند (شکل ۹). در بعضی از مقاطع گسلی در داخل پهنه برشی گسلش، قطعات عدسی شکلی ملاحظه می‌شوند. فاصله بین این قطعات به صورت شکستگی است و جهت یافتگی آنها مطابق با حرکت عادی گسل می‌باشد (شکل ۱۰).

آرایه‌های ساختاری گسلش عادی

به منظور تحلیل آرایه‌های گسلش عادی در منطقه مورد مطالعه تعدادی از محدوده‌های گسلی (L1,P,N) به تفصیل شرح داده می‌شوند (برای محل محدوده‌ها به شکل ۲ رجوع شود).

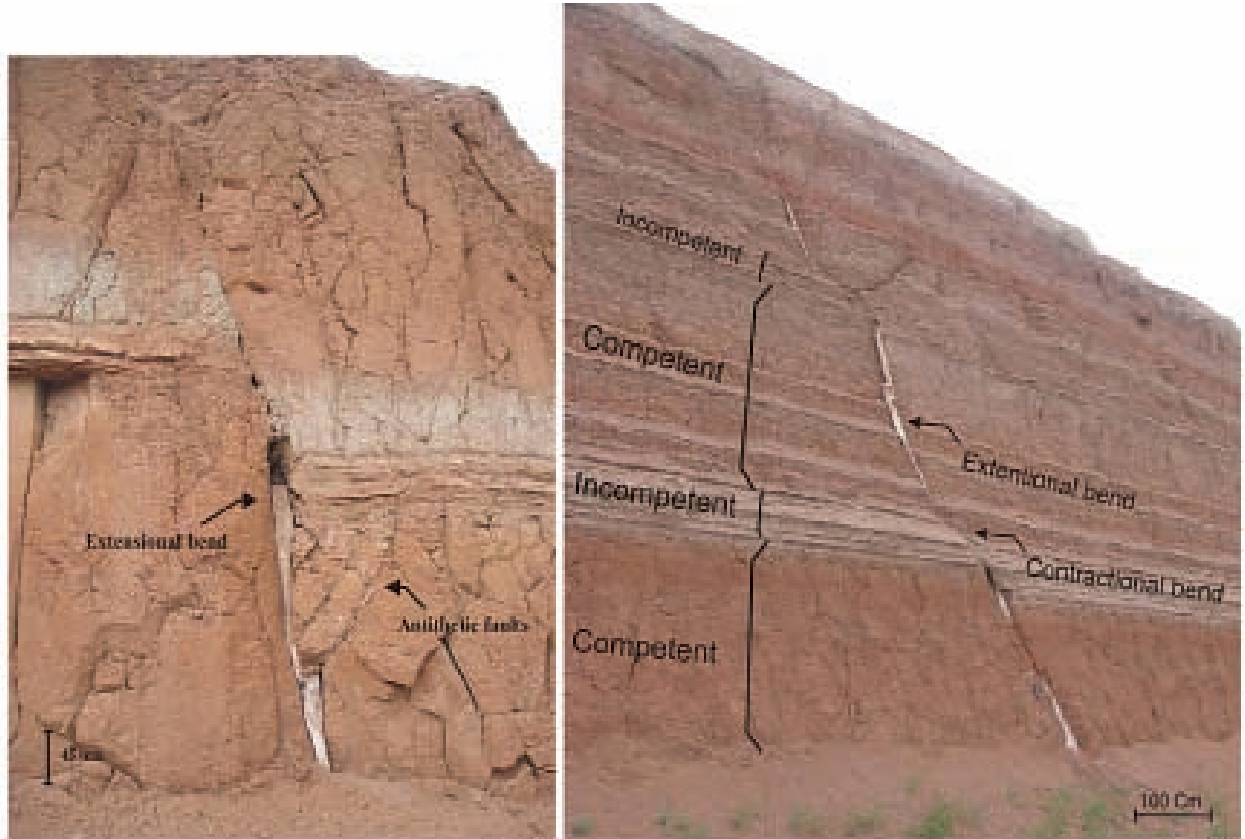
الف - محدوده N

- زیر محدوده N2: شکل ۱۱ نشان‌دهنده پهنه گسلی است که در زیر محدوده N2 قرار دارد. همان‌طور که در این شکل ملاحظه می‌شود گسل‌های F.N2.a و F.N2.h دسته گسل‌های اصلی و محدودکننده این زون بوده و تقریباً موازی یکدیگرند،

در اثر تغییر شیب صفحات گسلی، خم شدگی‌هایی در مسیر گسل بوجود می‌آیند که می‌توانند کششی یا انقباضی باشند (Peacock & Zhang, 1993; Childs et al., 1996). در منطقه مورد مطالعه، از هر دو نوع مثال‌هایی دیده می‌شوند. شکل‌های (۶ د، و ۶ ج) نشان‌دهنده خمش‌های انقباضی‌اند. از جمله ویژگی‌های خمش‌های انقباضی، نازک شدگی لایه‌ها و ایجاد شکستگی‌های شعاعی است (Peacock & Zhang, 1993) که در این شکل‌ها در فرادیواره گسل‌ها مشاهده می‌شوند. در شکل (۶ ب) یک خم کششی نشان داده شده که بلورهای ژئیس در فضای ایجاد شده در اثر کشش رشد کرده‌اند.

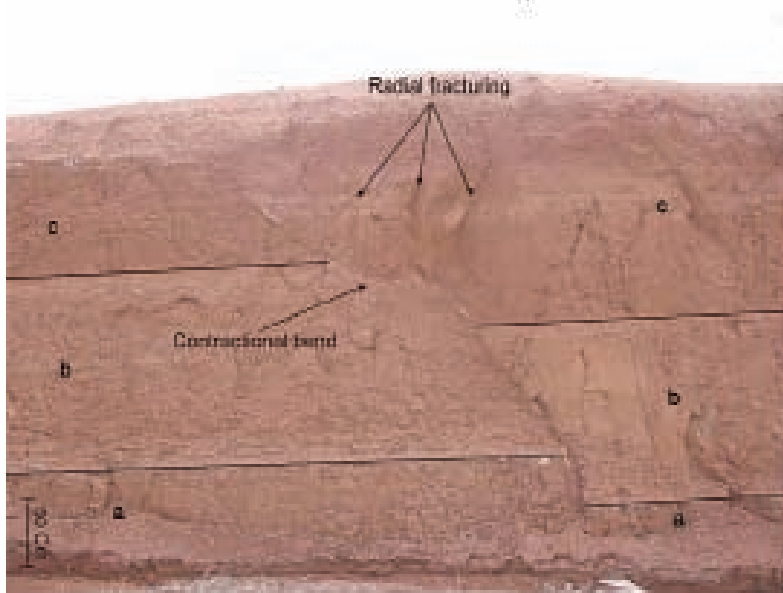
برای تغییر شیب صفحات گسلی علل مختلفی در نظر گرفته شده است. (۱) فشردگی یا انحلال فشاری، (۲) - برش بین لایه‌های، (۳) - تغییر لیتولوژی و خواص مکانیکی سنگ‌ها و (۴) - اتصال قطعات گسلی و ایجاد خم گسلی (Peacock & Zhang, 1993). علت نخستین نیازمند فشردگی یا انحلال فشاری زیادی است. با توجه به جوان بودن رسوبات منطقه که حتی هنوز بخوبی سخت نشده‌اند فشردگی قائم زیادی در منطقه وجود نداشته است در نتیجه این عامل نمی‌تواند ایجاد خم‌های کششی را در مسیر گسل‌های منطقه مورد مطالعه توجیه کند. در مورد علت دوم، در برش بین لایه‌های لازم است که لایه‌ها در اثر چرخش به شیب معینی رسیده و دچار لغزش بین لایه‌ای شوند که خود این لغزش باعث ایجاد فابریک‌های لغزشی در منطقه مرز لایه‌ها می‌شود در منطقه مورد مطالعه نه لایه‌ها به حدی چرخیده‌اند که لغزش اتفاق بیفتد و نه فابریک‌های خاص لغزش بین لایه‌ای مشاهده می‌شود. در مورد علت سوم، تغییر لیتولوژی و خواص مکانیکی سنگ باعث تغییر شیب صفحه گسلی در حال رشد می‌شود که می‌تواند به صورت تغییر در زاویه شکست یا تغییر در نوع شکست باشد. چنانچه فشار مایعات بین منفذی بالا و نیز تنش تفاضلی موثر به اندازه کافی کم باشد در لایه‌های مختلف، شانس تغییر شیب صفحات گسلی حتی با وجود اختلاف لیتولوژی کم، بالا می‌رود (Ferrill & Morris, 2003)، بطوری که در منطقه مورد مطالعه با وجود اختلاف لیتولوژی کم احتمالاً در اثر پائین بودن تنش تفاضلی موثر و یا بالا بودن فشار مایعات بین منفذی (بطوری که بلورهای ژئیس در لایه‌های مبدا حل شده و در فضاها سطوح گسلی رشد کرده‌اند) در شیب گسل تغییر ایجاد شده است. مورد چهارم، خم گسلی است که در اثر به هم پیوستن قطعات گسلی ایجاد می‌شود و در منطقه شواهد خوبی برای آن وجود دارد. بنابراین عوامل ۳ و ۴ هر دو در تغییر شیب گسلش در منطقه نقش داشته‌اند.

علاوه بر مدل‌هایی که در بالا ذکر شد و در کارهای مشابه به آنها اشاره شده است، به نظر می‌رسد عامل دیگری نیز در این منطقه موثر بوده است و آن وجود شکستگی‌های قبلی

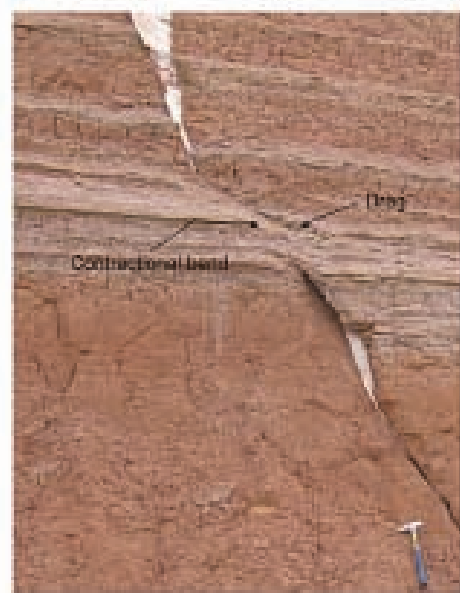


(ب)

(الف)

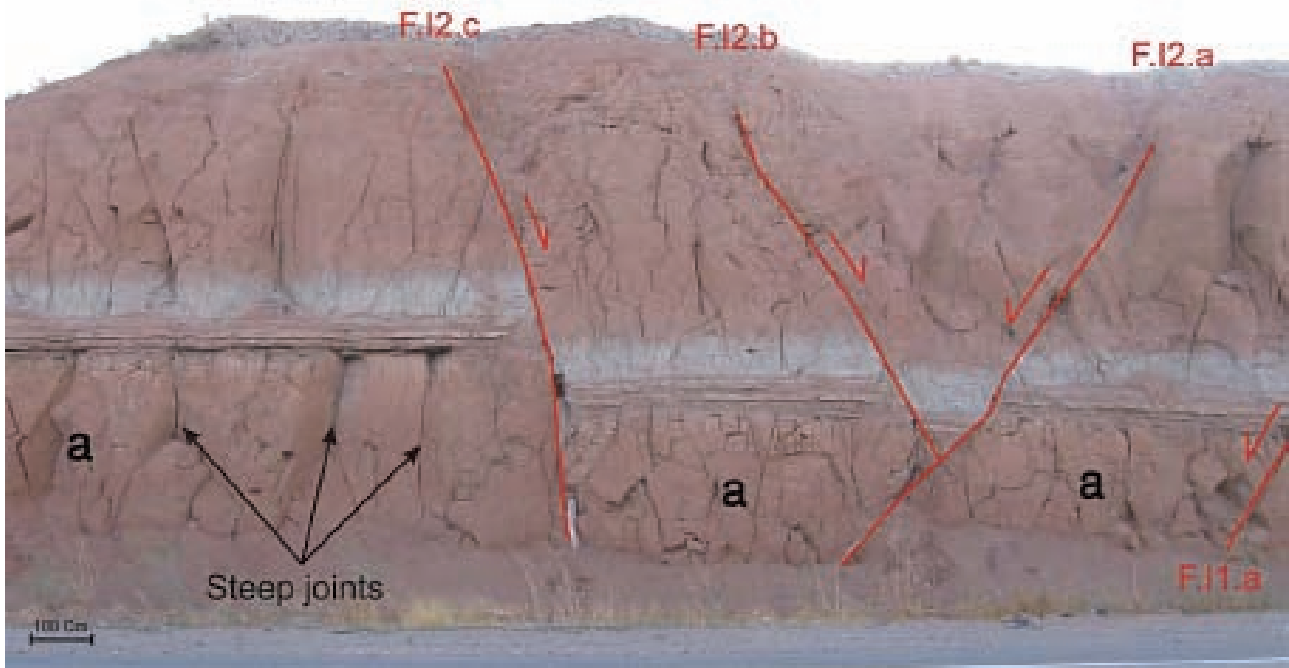


(د)

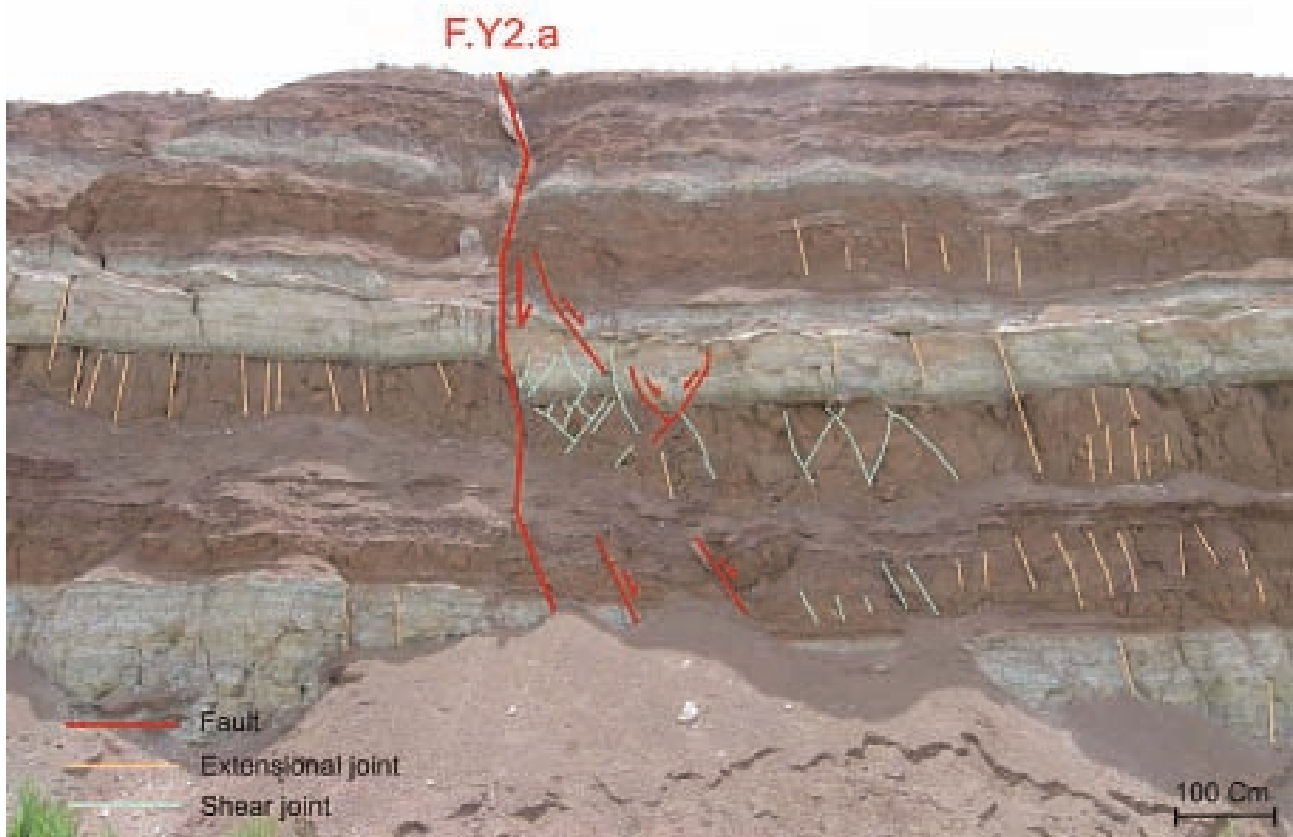


(ه)

شکل ۶ - الف. تغییر شیب سطح گسل در لایه‌های با ویژگی‌های مقاومتی متفاوت که باعث ایجاد خم‌های کششی و فشارشی در طول مسیر گسل شده است. ب. در محل خم کششی، فیبرهای ژئوپس رشد کرده‌اند. گسل عادی در مسیر جاده قدیم تهران- تبریز، نگاه به سمت جنوب باختر. ج. در محل خم فشارشی در فرادیواره گسل در لایه روشن نازک شدگی و چین کشان حاصل از کشش لایه به سمت پائین در محل خم دیده می‌شود. د. در محل خم فشارشی در فرادیواره، شکستگی‌های شعاعی دیده می‌شوند. (مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت جنوب باختر)



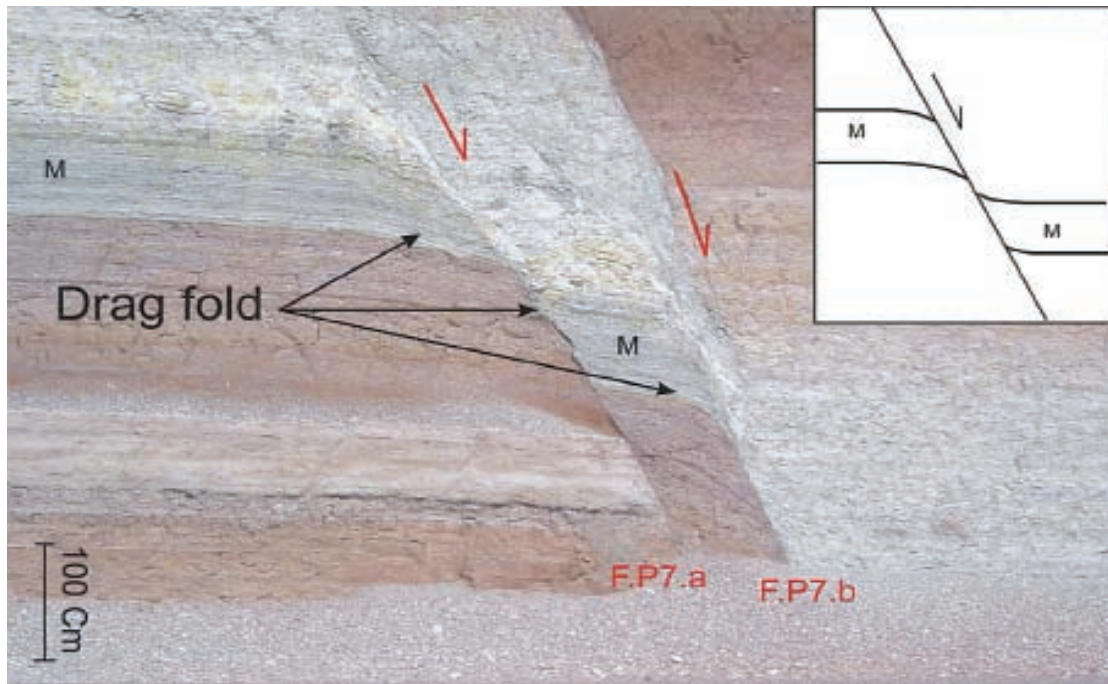
شکل ۷ - تاثیر شکستگی‌های قبلی در تغییر شیب سطح گسلی C.I2.F، مسیر جاده قدیم تهران- تبریز، نگاه به سمت جنوب باختر



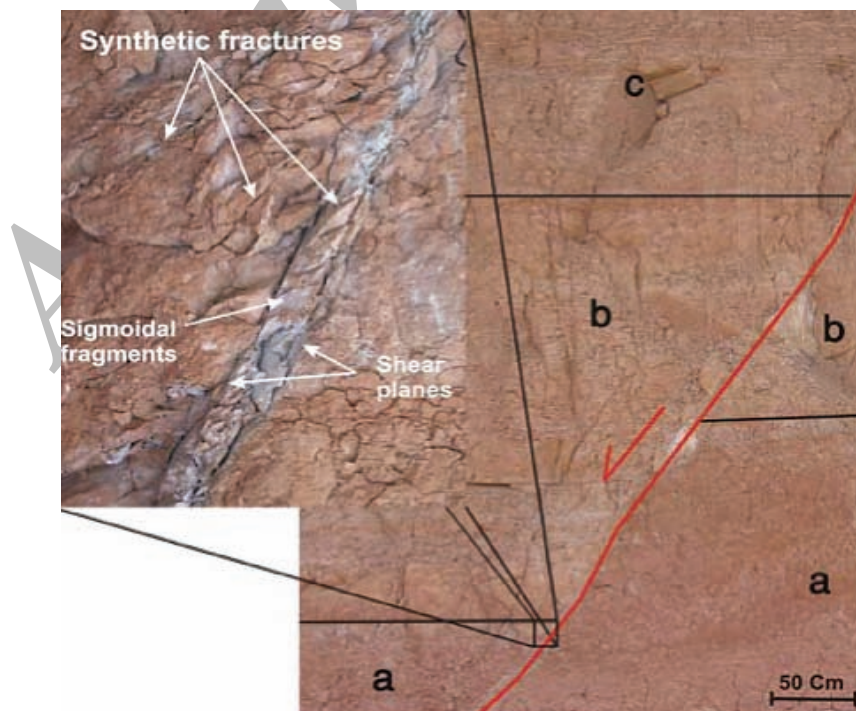
شکل ۸ - تشکیل و تجمع درزه‌ها در فرادیواره گسل F.Y2.a، درزه‌های کششی با شیب زیاد نیز مشاهده می‌شوند. مسیر جاده قدیم تهران- تبریز، نگاه به سمت جنوب باختر

فرادیواره این گسل‌ها در جهت عقربه‌های ساعت شده است که در مجموع ساختار قطعات گسلی کج شده، یا به بیان دیگر ساختار Domino را تداعی می‌کند. در ارتباط با نحوه رشد و توسعه گسلش، می‌توان گفت که در جهت قائم، میزان جابجایی و چرخش لایه‌ها به سمت بالای برش کم می‌شود و برعکس شیب گسل‌ها به سمت بالا افزایش می‌یابد.

گسل‌های F.N2.g و F.N2.F، F.N2.c، F.N2.c، F.N2.b، دسته گسل‌های ناهم‌ساز موازی موجود در داخل پهنه گسلی‌اند که در فرادیواره گسل F.N2.a ایجاد شده‌اند که در مجموع آرایه گسلی هم‌یوغ را نشان می‌دهند. در این رخنمون موضوع جالب توجه، چرخش ساعت‌گرد صفحات گسلی ناهم‌ساز است که باعث چرخش لایه‌های رسوبی



شکل ۹ - چین‌های کشان در لایه M، مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N 60 E



شکل ۱۰ - قطعات عدسی شکل در داخل پهنه برشی گسل F.D1.b، مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N 215 E

از تحلیل هندسی و جنبشی این مقطع می‌توان چنین نتیجه گرفت:

با توجه به همزمانی حرکت دو گسل F.N2.a و F.N2.h ابتدا این دو گسل ایجاد و شروع به فعالیت کرده‌اند در حین فعالیت این دو گسل، در داخل پهنه گسلی بین آنها در فرا دیواره گسل F.N2.a گسل‌های ناهمساز ایجاد شده و توسعه یافته‌اند. عدم وجود گسل‌های ناهمساز در فرود دیواره گسل F.N2.a و یا فراد دیواره گسل F.N2.h و همچنین چرخش گسل‌های ناهم‌ساز همراه با لایه‌های بین آنها را می‌توان به دلیل فعالیت همزمان دو گسل اصلی محدودکننده در نظر گرفت که باعث تمرکز دگرشکلی در پهنه گسلی بین گسل‌های اصلی شده است.

- زیر محدوده N3: این زیر محدوده نیز از نظر آرایه گسل‌ها شبیه به زیر محدوده N2 است، در پهنه گسلی بین دو گسل $F.N_3.f$ و $F.a.N_3$ گسل‌های ناهمساز ایجاد شده‌اند. چرخش ساعتگرد گسل‌های ناهمساز و لایه‌های سنگی بین آنها در اینجا نیز کاملاً مشهود است (شکل ۱۳).

از نظر ارتباط ساختاری بین این زیر محدوده‌ها در مقطع A-B (شکل ۱۴ بالا) که از دو زیرمحدوده N2 و N3 می‌گذرد ناحیه بین این دو پهنه گسلی به صورت یک فروبوم بزرگتر می‌باشد در واقع این دو زیرمحدوده، پهنه‌های گسلی محدود کننده در دو سمت این فروبوم بزرگ هستند (شکل ۱۴ پایین).

ب- محدوده P

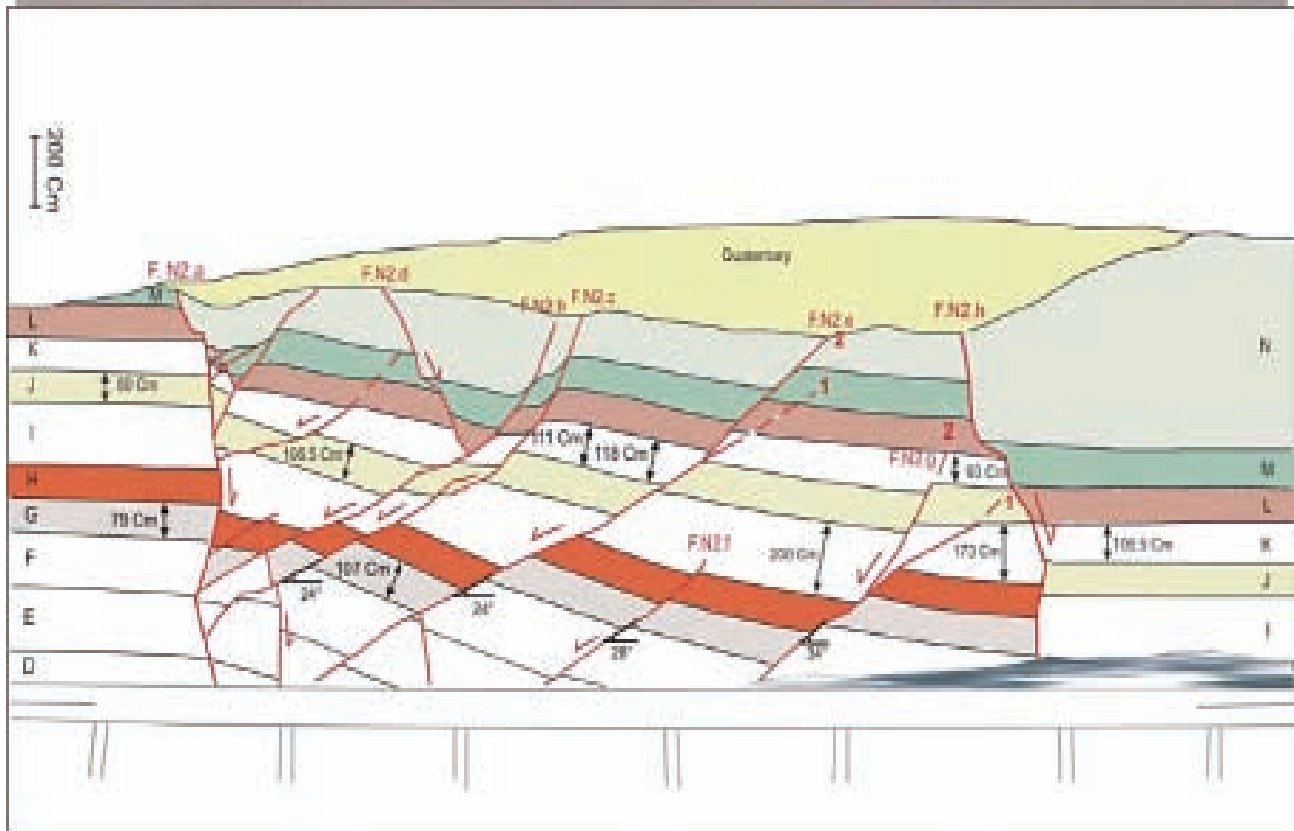
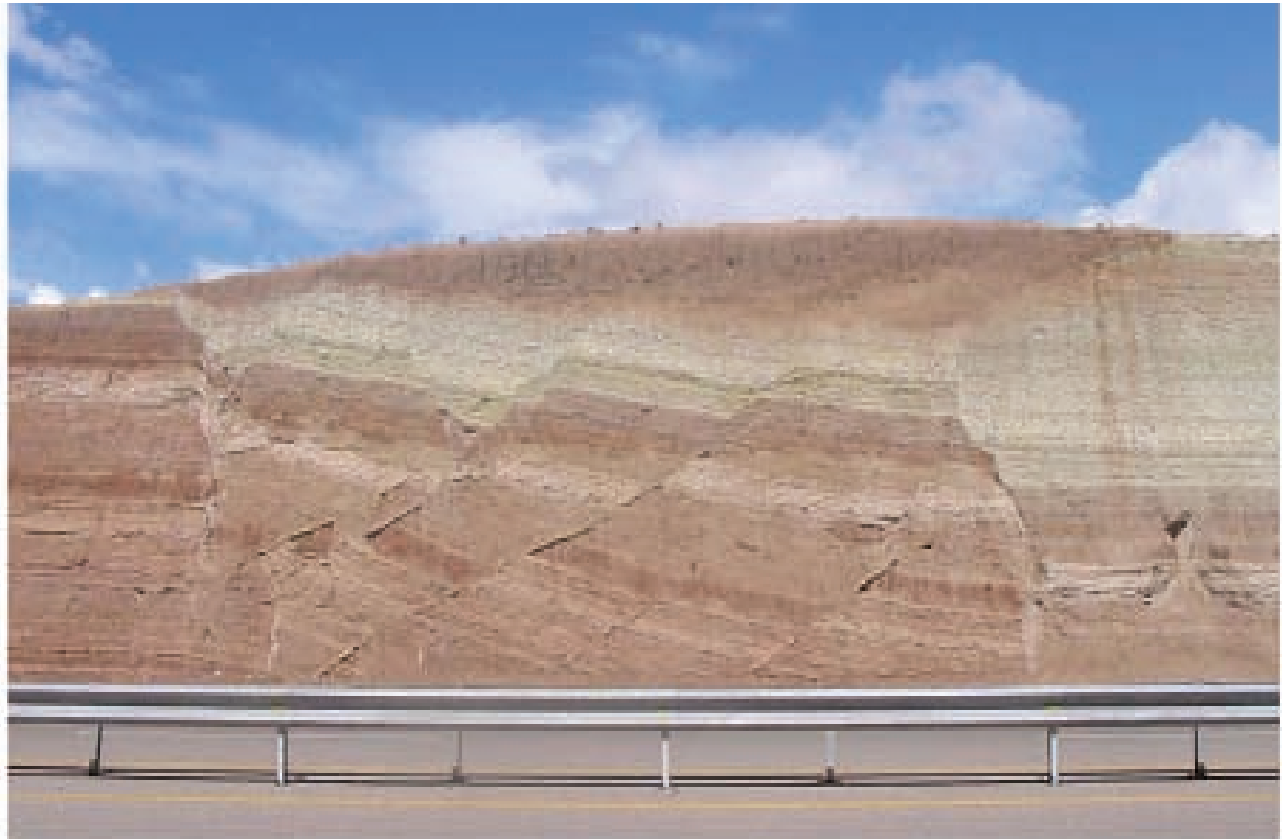
- زیرمحدوده P5: در این رخنمون دو گسل F.P5.a و F.P5.b، گسل‌های اصلی‌اند که به موازات هم قرار گرفته‌اند (شکل ۱۵). علت ایجاد ساختار عدسی مانند در این پهنه گسلی، نزدیک بودن فاصله بین دو گسل عادی اصلی و تغییر شیب صفحات گسلی به طور مشابه در ورود به لایه‌های مختلف است. علاوه بر ساختار عدسی شکل همانطور که در شکل ۱۵ الف مشاهده می‌شود، لایه‌های واقع در محدوده بین دو گسل F.P5.a و F.P5.b دچار نازک‌شدگی شده‌اند که در مورد لایه P این نازک‌شدگی کاملاً مشهود است. علت نازک و کج شدن لایه‌ها در داخل پهنه گسلی، حرکت همزمان دو گسل F.P5.a و F.P5.b ارزیابی می‌شود در واقع حرکت غیرهمزمان عادی در این دو گسل باعث ایجاد نوعی فشردگی در پهنه واقع در بین دو گسل می‌شود به این ترتیب که پهنه واقع در بین دو گسل برای گسل F.P5.a فراد دیواره بوده و تمایل به حرکت به سمت پایین را دارد در صورتیکه برای F.P5.b فرود دیواره بوده و تمایل به ثابت بودن دارد. نظیر این نازک‌شدگی و فشردگی در محل همپوشانی پله‌های فشارشی گزارش شده است (Peacock & Xing, 1993). علاوه بر نازک‌شدگی لایه‌ها، گسل‌های هم‌ساز و ناهمساز در داخل پهنه گسلی تشکیل شده‌اند. این رخنمون را از نظر آرایه گسلی می‌توان شبیه به زیرمحدوده‌های N2 و N3 در نظر گرفت

به طوری که درجه شیب از ۳۵-۵۰ در پائین به ۶۰-۷۰ درجه (شیب مورد انتظار برای گسل‌های عادی) در بالا می‌رسد. همچنین ضخامت لایه‌ها در فراد دیواره و فرود دیواره گسل‌ها نسبت به هم، در گسل‌های اصلی محدودکننده پهنه گسلی و دسته گسل‌های ناهمساز متغیر است. به عنوان مثال تغییر ضخامت لایه J از ۸۰ سانتیمتر به حدود ۱۰۶/۵ سانتیمتر در طرفین گسل F.N2.a، تغییر ضخامت لایه K در گسل F.N2.h از ۹۳ سانتی‌متر به ۱۰۶/۵ سانتیمتر، تغییر ضخامت لایه K در گسل F.N2.e به نحوی که ضخامت آن در فراد دیواره به تدریج به سمت فرود دیواره بیشتر می‌شود. افزایش ضخامت لایه‌ها در محدوده دگر ریخته با گسلش عادی در اثر شیب دار شدن آنها در زمان چرخش همراه بوده است. همچنین کم شدن میزان چرخش و جابجایی لایه‌ها و افزایش شیب گسل‌های ناهمساز به سمت لایه‌های بالایی تاییدی بر این موضوع است. در جهت جانبی، به طور جانبی نیز از گسل F.N2.a به F.N2.h میزان چرخش و جابجایی لایه‌ها کاهش یافته و بالعکس شیب صفحات گسلی کج شده، افزایش یافته است که نشان‌دهنده پیشرفت و جوان شدن دگرشکلی به سمت فرود دیواره گسل‌های ناهمساز است، رشد و توسعه دگرشکلی به سمت فرود دیواره همراه با فعالیت گسل‌های محدود کنند دگر ریختی است.

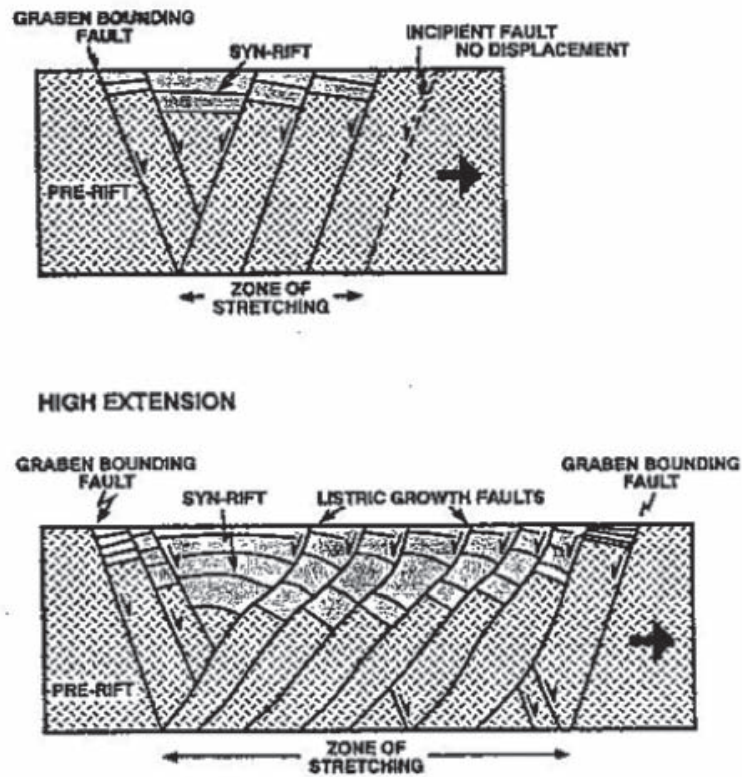
ویژگی‌های هندسی و جنبشی این پهنه گسلی از جهات زیادی شبیه به مدل آزمایشگاهی سیستم کشش بر روی یک پهنه محدود در حال کشش در مراحل آغازین تشکیل یک کافت است (شکل ۱۲). (McClay, 2003) از جمله ویژگی‌های این مدل که با پهنه گسلی مورد بحث مطابقت دارد، عبارتند از:

- ۱- ایجاد ساختار گسل‌های Domino در داخل پهنه گسلی که باعث ایجاد ساختار نیمه فروبوم در اثر فعالیت دسته گسل‌های موازی ناهمساز شده است.
- ۲- ایجاد ساختار فروبوم کامل در فراد دیواره گسل‌های ناهم-ساز در اثر عملکرد گسل‌های هم‌ساز و ناهمساز
- ۳- رشد و توسعه گسل‌های ناهمساز به سمت فرود دیواره تفاوت‌هایی نیز بین این مدل و زون گسلی زیرمحدوده N2 وجود دارد:

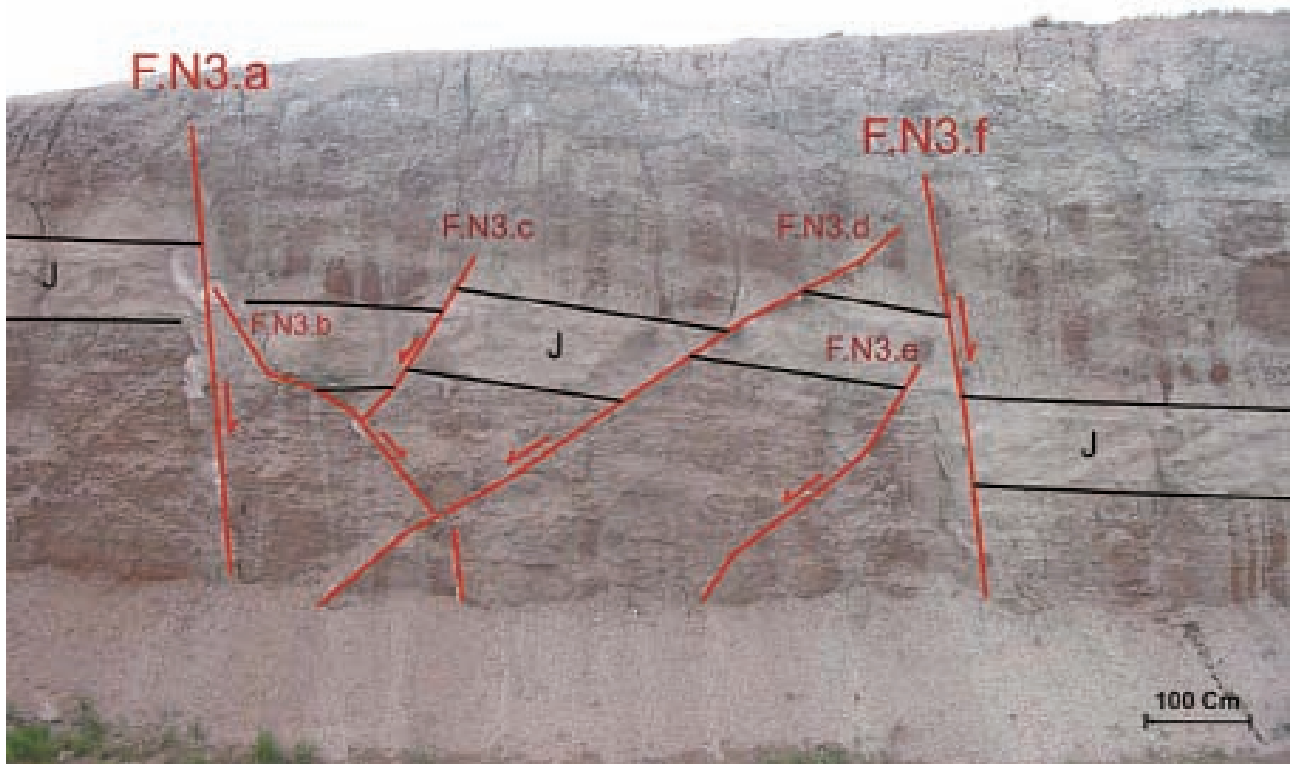
گسل F.N2.h بموازات گسل F.N2.a است. در مدل McClay, 2003 رشد گسل‌های ناهمساز به سمت بالا به صورت ایجاد گسل‌های رشدی قاشقی بوده است. در حالی که در مقطع مورد مطالعه اکثر گسل‌های ناهمساز در زمان رشد به سمت بالا به دو شاخه منشعب شده‌اند به عنوان مثال گسل F.N2.g به سمت بالا به دو شاخه منشعب شده است (شکل ۱۱) به دلیل وجود چرخش در این پهنه گسلی، می‌توان گسلی را که شیب بیشتری دارد و به عبارتی دیگر کمتر دچار چرخش شده است را جواتر در نظر گرفت. بر این اساس شاخه‌های منشعب شده از گسل F.N2.g با شماره‌های ۱ و ۲ نامگذاری شده‌اند. در واقع با توسعه گسلش ابتدا شاخه ۱ در ادامه صفحه گسلی اصلی به سمت بالا فعالیت کرده و سپس دگرشکلی به سمت فراد دیواره توسعه یافته و باعث انتقال فعالیت به شاخه دوم شده است.



شکل ۱۱ - پهنه گسلی از دو گسل موازی عادی با فاصله بیست متری از هم و گسل‌های ناهمساز بین آنها تشکیل شده است (برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود)، مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N 48 E



شکل ۱۲ - شکل شماتیک آزمایش کشش بر روی یک منطقه محدود (McClay, 2003)



شکل ۱۳ - گسل های F.N3.f و F.N3.a اصلی پهنه گسلی اند که به سمت شمال باختر شیب دارند، مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N 215 E

الگوی گسلش عادی

بررسی مشاهدات و اندازه‌گیری‌ها در گسل‌های عادی این منطقه مشخص می‌کند که با حرکت گسل‌های عادی هم یوغ فرابوم و فروبوم تشکیل شده است. در گسترش این ساختار سه حالت در گسل‌های محدود کننده فروبوم‌ها مشاهده می‌شود: (شکل‌های ۱۴ و ۱۸).

الف: فروبوم‌ها محدود به گسل‌های منفرد عادی هم یوغ هستند (شکل‌های ۷ و ۱۷). در این موارد گسل‌های همساز و ناهم‌ساز گسترشی ندارند و لایه‌ها چرخشی نشان نمی‌دهند.

ب: فروبوم‌ها محدود به دو گسل موازی هم با فاصله اندک هستند (شکل‌های ۱۵ و ۱۶). در این موارد دگرریختی کششی در بین این دو گسل متمرکز شده و گسل‌های همساز با گسل عادی در محدوده بین دو گسل بیشتر فعال بوده‌اند و گسل‌های ناهم‌ساز بسیار کم بوجود آمده‌اند.

ج: فروبوم‌ها محدود به دو گسل موازی هم با فاصله زیادتر هستند (شکل‌های ۱۱ و ۱۳). در این موارد نیز دگرریختی کششی در بین این دو گسل متمرکز شده ولی گسل‌های ناهم‌ساز با دوگسل عادی در محدوده بین دو گسل بیشتر گسترش یافته و لایه‌ها در این محدوده دستخوش چرخش شده‌اند و گسل‌های ناهم‌ساز در بخش‌های دارای چرخش بیشتر، منجر به تشکیل ساختار فروبوم در همان محدوده شده است.

از این صحنه‌های بوجود آمده در اثر کشش، در یک حوضه محدود در جعبه ماسه طبیعی می‌توان نتیجه گرفت که چرخش در لایه‌ها رابطه مستقیم با فاصله گسل‌های عادی موازی هم همساز دارد.

علت ایجاد گسلش عادی در فرونشست زنجان

در لایه‌های افقی جوان در فرونشست زنجان، گسلش عادی به صورت محلی مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده وجود سیستم تنش‌گشایی در زمان ایجاد گسل‌های عادی در منطقه برونزد گسل‌ها است. بطورکلی محلی بودن سیستم گسلش عادی نشان‌دهنده وجود ساختارهای تکتونیکی دیگری است که ویژگی‌های هندسی آنها باعث ایجاد کشش در لایه‌های پوسته می‌شود. این ساختارها بطور مثال شامل: گنبدها، غارها، چین‌ها و ساختارهای جدایشی - کششی در گسل‌های راستالغز است (Moore, 1992).

در مورد گنبدها، بطورمثال گنبدهای حاصل از بالا آمدن نمک یا ماگما، طرح گسل‌ها در نقشه به صورت شعاعی است. در غارها، در اثر ایجاد فضاهای خالی در بخش‌های عمیق‌تر به علل مختلف، مثل تخلیه منبع ماگمایی یا حل شدن سنگ‌های آهکی، نمک یا ژپس، لایه‌های سنگی بالایی دچار ریزش می‌شوند که در این صورت نیز طرح گسل‌ها در نقشه به صورت حلقوی خواهد بود (Twiss & Moores, 1992; Suppe, 1985). با توجه به این‌که در فرونشست زنجان عموماً گسل‌ها

با این تفاوت که در این رخنمون گسل‌های اصلی پهنه گسلی از نظر مکانی بسیار به هم نزدیک بوده‌اند و این امر باعث تشدید و تمرکز بیشتر دگرشکلی در داخل پهنه گسلی شده است.

- زیر محدوده P7: این رخنمون نیز از نظر ویژگی‌های هندسی و جنبشی همانند زون گسلی زیرمحدوده P5 است. در محدوده بین دوگسل، لایه‌ها نازک‌شده‌اند و همچنین گسل‌های همساز بیشتر از گسل‌های ناهم‌ساز در داخل زون گسلی ایجاد شده‌اند (شکل ۱۶).

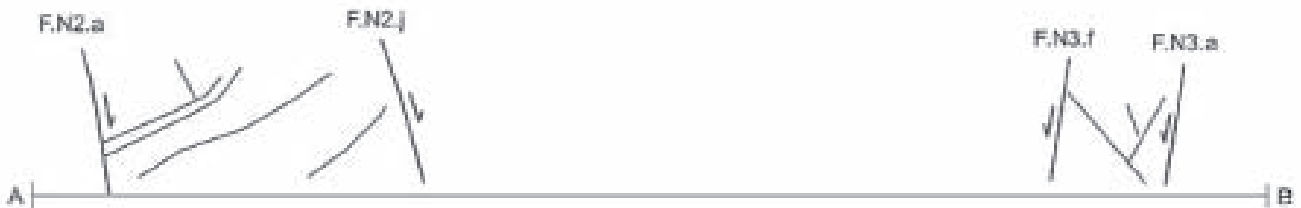
- زیر محدوده P6: در این رخنمون آرایه گسلی هم یوغ بخوبی قابل مشاهده است. در اثر فعالیت دو گسل هم یوغ F.P6.a و F.P6.b ساختار فروبوم ایجاد شده است (شکل ۱۷).

شکل ۱۸ بالا، بصورت شماتیک نشان دهنده مقطع C-D (شکل ۱۸ پائین) است که از هر سه زیر محدوده P5، P6 و P7 عبور می‌کند. همانطور که در این شکل دیده می‌شود دو پهنه گسلی واقع در زیر محدوده‌های P5 و P6 پهنه‌های گسلی محدودکننده یک ساختار فروبوم بزرگتر هستند که فروبوم شکل ۱۷ در داخل آن قرار می‌گیرد.

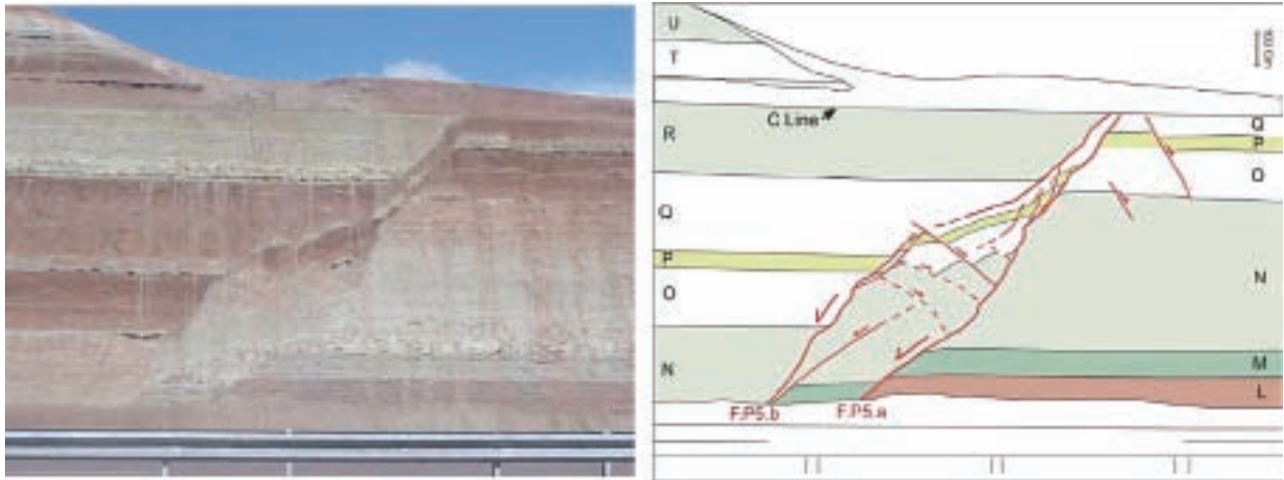
ج- محدوده L1

این رخنمون نیز آرایه گسلی هم یوغ را نشان می‌دهد که باعث ایجاد ساختار فرابوم و فروبوم شده است. گسل F.L1.a جابجایی بیشتری دارد و احتمالاً گسل محدود کننده یک فروبوم بزرگتر است. در این رخنمون تغییر ضخامت لایه‌ها در فرادیواره و فرودیواره گسل‌های عادی (بطوری که در فرادیواره بیشتر از فرودیواره است) و نیز کاهش میزان جابجایی گسل‌ها از پائین به سمت لایه‌های بالایی نشانگر تاثیر چرخش در شیب آنها است (شکل ۱۹). با توجه به تغییرات ضخامت لایه‌های پائینی G و H، گسل‌ها فعالیت متفاوت داشته‌اند. در جهت قائم به سمت لایه‌های بالایی مقدار تغییرات ضخامت لایه‌ها در فرادیواره و فرودیواره گسل‌ها کمتر می‌شود بطوری که در لایه L بسیار کم است، در واقع در زمان ته نشینی این لایه، فعالیت گسل‌ها بسیار کم بوده است. این امر که این لایه توسط گسل‌های F.L1.b و F.L1.c و تقریباً جابجا نشده است نشانگر خاتمه فعالیت این گسل‌ها می‌باشد در حالی که گسل F.L1.a باعث جابجایی لایه‌های بالایی شده است.

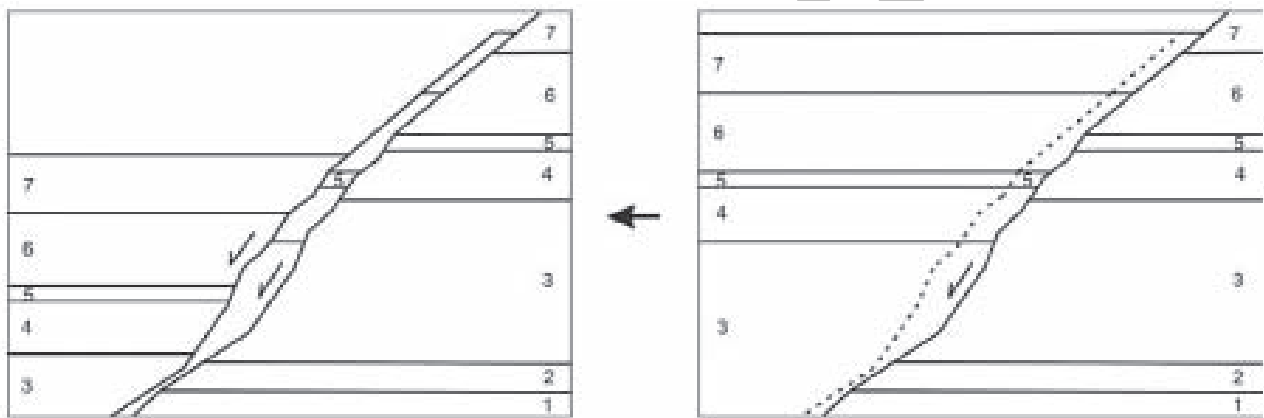
با توجه به رخنمون‌هایی که توضیح داده شدند، در منطقه مورد مطالعه آرایه گسلی غالب، آرایه گسلی هم یوغ می‌باشد که باعث ایجاد ساختارهای فرابوم و فروبوم در اندازه‌های متفاوت شده است. در آرایه گسلی هم یوغ اکثر گسل‌ها به سمت مخالف هم شیب دارند با توجه به شکل ۴ ب و وجود تقارن در جهت شیب گسل‌های عادی منطقه نسبت به جهت امتداد غالب، نیز می‌تواند متأثر از آرایه گسلی هم یوغ و ساختارهای فرابوم و فروبوم باشد.



شکل ۱۴ - (بالا) نقشه ساختاری محدوده N. گسل های عادی در راستای خود امتداد دارند و موقعیت آنها در محل اندازه گیری نشان داده شده اند. (پایین) شکل شماتیک مقطع A-B نشانگر یک فروبوم بزرگتر بین زیرمحدوده های N2 و N3



الف



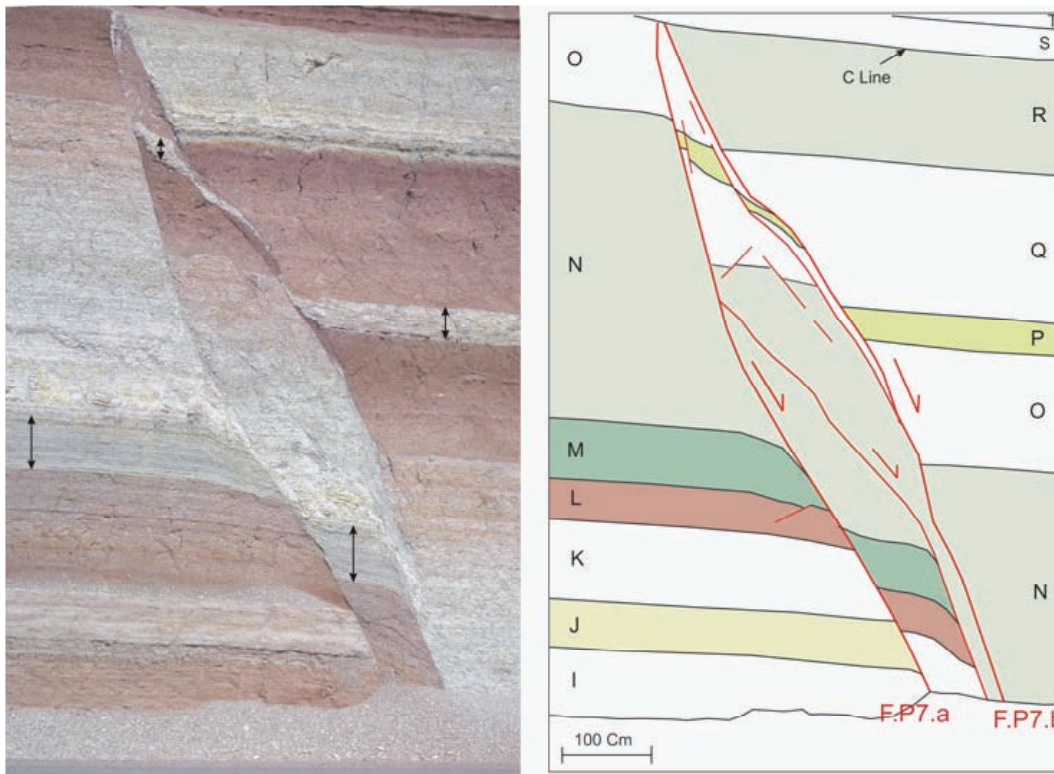
ب

شکل ۱۵ - الف. ساختار عدسی ایجاد شده در اثر فعالیت دو گسل F.P5.a و F.P5.b. نمایانگر خطی است در طول آن لایه‌ها در اثر احداث آزادراه بریده شده‌اند، مسیر آزادراه تهران- تبریز، جهت نگاه به سمت N 60 E
 ب. شکل شماتیک نشانگر تاثیر نزدیکی فاصله دو گسل و تغییر شیب گسل در لایه‌های مختلف در ایجاد ساختار عدسی شکل در زون گسلی

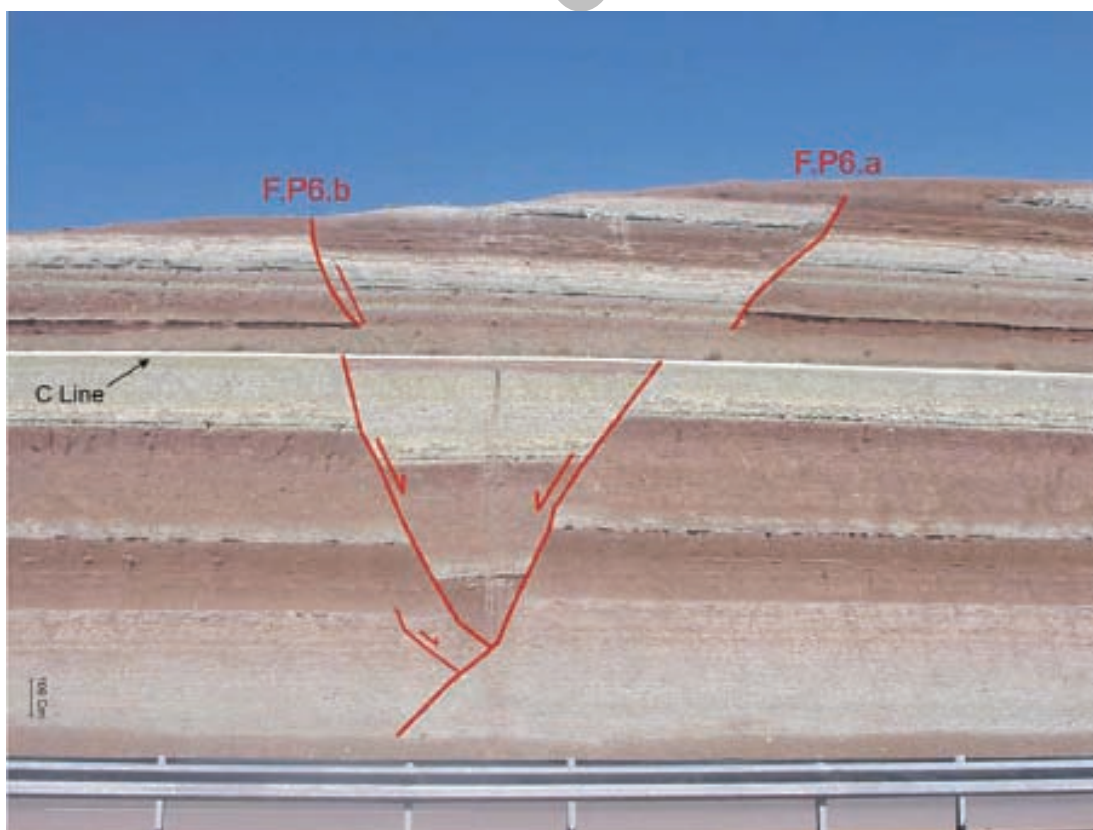
(چپ گرد یا راست گرد) و موقعیت قرارگیری خم یا پله، خم‌ها و پله‌های کششی یا فشارشی بوجود می‌آیند. طبق مطالعات آزمایشگاهی به عمل آمده، میزان هم‌پوشانی دو قطعه گسلی در محل پله در هندسه گسل‌های ایجاد شده موثر است (McClay, 2003). بدین ترتیب که با افزایش میزان هم‌پوشانی دو قطعه گسلی امتداد گسل‌های عادی ایجاد شده در داخل حوضه جدایشی- کششی نیز تغییر می‌کند بنحوی که زاویه حاده بین امتداد گسل‌های راستالغز و گسل‌های عادی ایجاد شده افزایش می‌یابد. در منطقه مورد مطالعه براساس داده‌های ژئوفیزیک

از نظر امتداد، تقریباً موازی هستند و طرح شعاعی یا حلقوی ندارند علت ایجاد گسلش عادی نمی‌تواند بالا آمدن گنبد یا وجود غار در اعماق باشد. همچنین به دلیل افقی بودن لایه‌ها چین‌خوردگی نیز نمی‌تواند ایجاد گسل‌های عادی منطقه را توضیح دهد.
 در طول امتداد گسل‌های راستالغز سه نوع پهنه دگرشکلی وجود دارد: پایانه گسلی، طول خود گسل و محل ارتباط دو قطعه^۱ از گسل راستالغز (Kim et al., 2004). محل ارتباط بین دو پاره گسل راستالغز می‌تواند به صورت خم و یا پله باشد. با توجه به نوع حرکت گسل

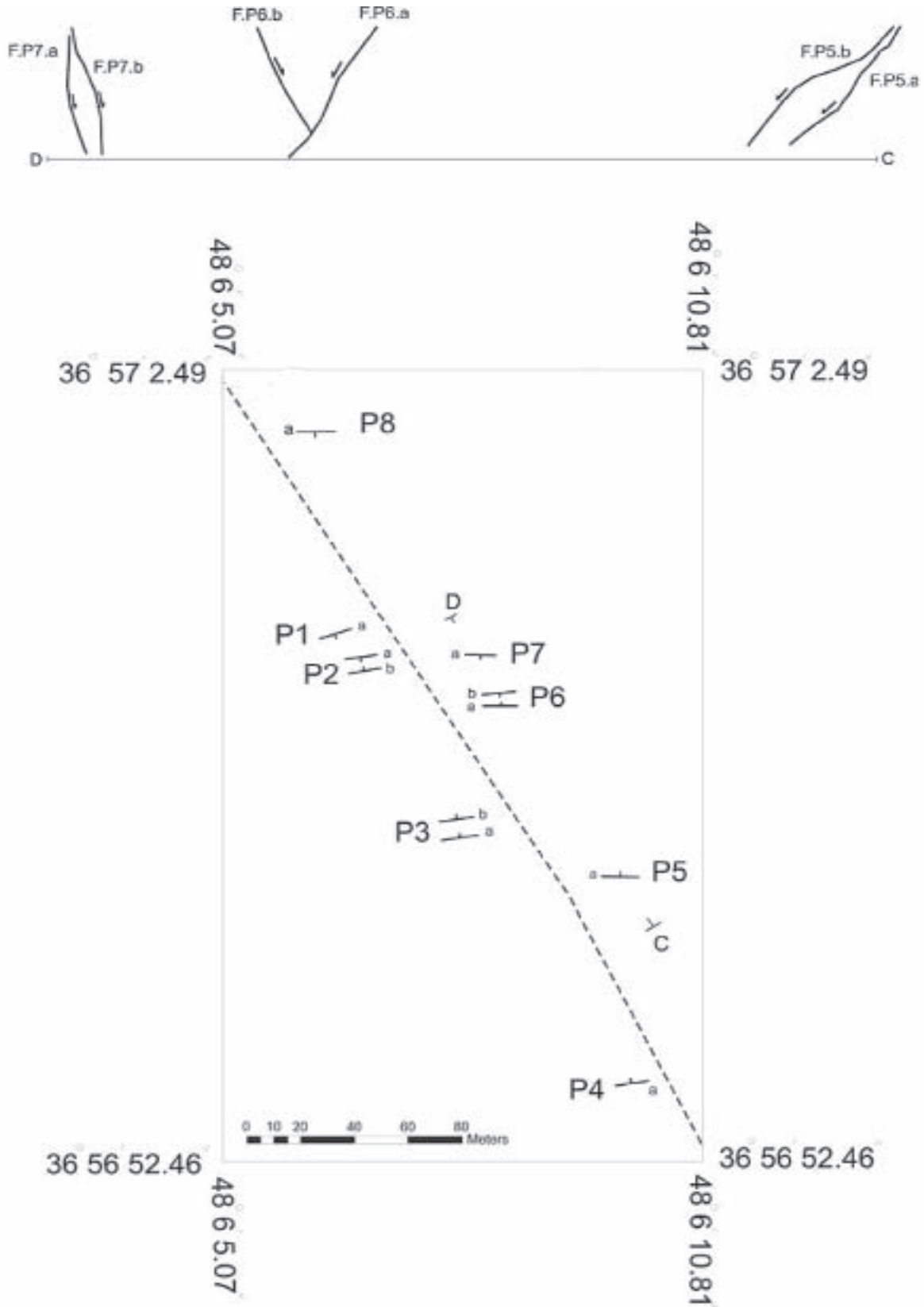
1. Segment



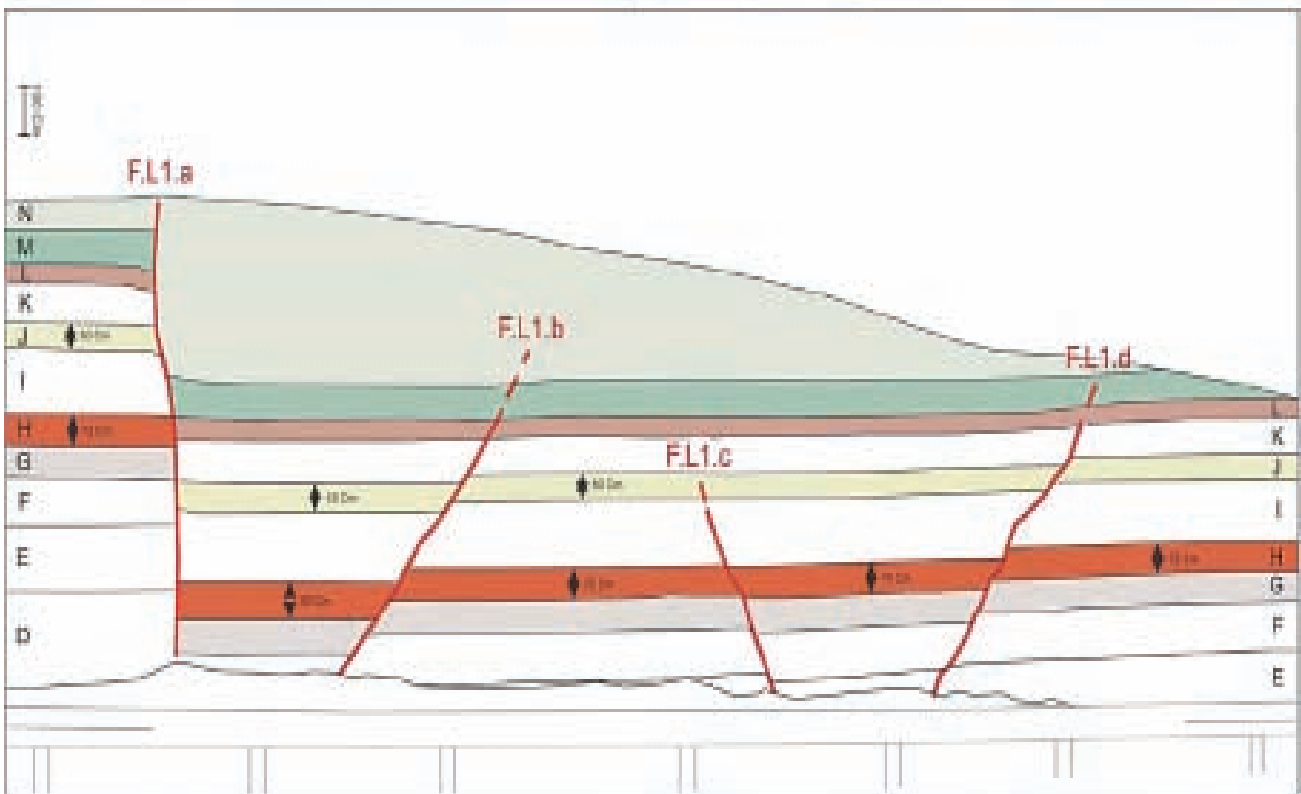
شکل ۱۶ - ساختار عدسی شکل ایجاد شده در اثر فعالیت دو گسل F.P7.a و F.P7.b، مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N60E



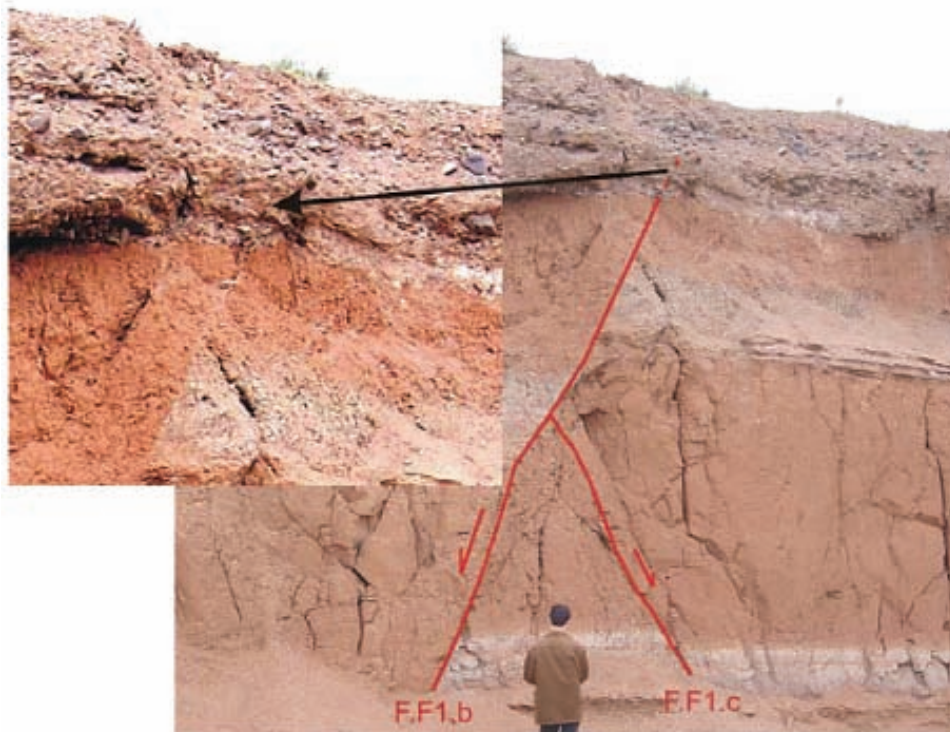
شکل ۱۷. ساختار فروبوم در زیر محدوده P6، مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N 60 E (توجه شود که خط C محل سکوتی است که در این محل وجود دارد).



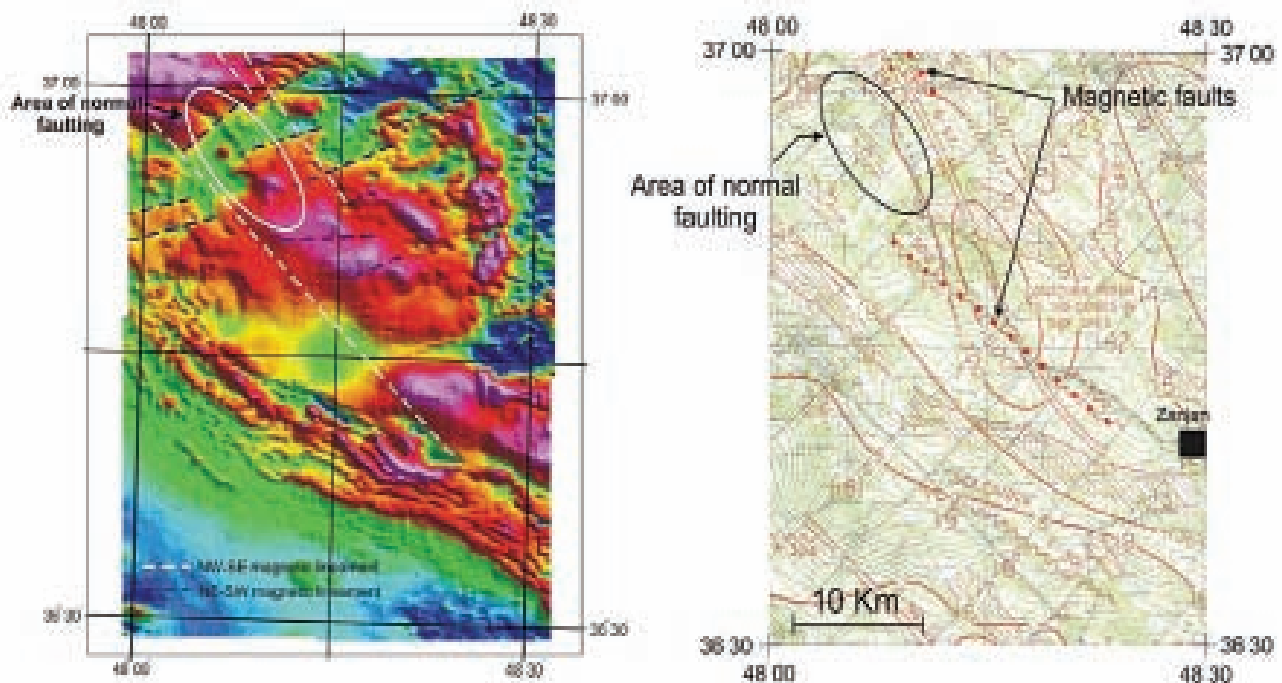
شکل ۱۸- الف: شکل شماتیکی از ساختار فروبوم بین زیرمحدوده های P5 و P7. مقیاس فاصله برابر نقشه پائین نیست. ب: نقشه ساختاری محدوده P.



شکل ۱۹ - ساختار فراپوم و فروپوم. در داخل فروپوم بزرگتر ساختار فراپوم و فروپوم جوانتر شکل گرفته است. مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N 225 E.



شکل ۲۰ - دو گسل F.F1.b و F.F1.c گسل‌های هم‌پویش هستند که گسل F.F1.b تاحدی در رسوبات کنگلومرایی جوانتر در بالای رخنمون نفوذ کرده است، نگاه به سمت N 230 E، مسیر جاده قدیم تهران - تبریز



شکل ۲۱ - الف. محدوده رخنمون گسلش عادی دقیقاً در محل پله گسلی موجود در مسیر امتداد گسل‌های مغناطیسی شناسایی شده در فرونشست زنجان واقع شده است، برگرفته از نقشه ژئوفیزیک هوایی ایران (Friedberg & Yousefi 1978)
 ب. نقشه شدت کل میدان مغناطیسی تهیه شده توسط سازمان انرژی اتمی ایران، نشانگر وجود همپوشانی زیاد بین قطعات گسلی مغناطیسی شناسایی شده در مرکز فرونشست زنجان در محل رخنمون گسل‌های عادی

مقاومتی متفاوت و یا در اثر ورود صفحه گسلی به شکستگی های قبلی موجود در لایه های رسوبی است. آرایه گسلی غالب در منطقه مورد مطالعه، آرایه گسلی هم یوغ می باشد که باعث ایجاد ساختارهای فراپوم و فروپوم در اندازه های متفاوت شده است. وجود چرخش و تمرکز دگرشکلی در داخل بعضی از پهنه های گسلی در اثر هم زمانی فعالیت دو گسل موازی محدودکننده پهنه گسلی ارزیابی می شود که با توجه به مقادیر کم جابجایی، گسلش سطحی بوده و عمق زیاد ندارد. گسل های عادی، جوان بوده و پس از نهشته شدن رسوبات افقی پلیوسن-کواترنری فعالیت داشته اند. ایجاد این گسل های عادی در این محدوده، در ارتباط با وجود پله کششی با هم پوشانی زیاد در مسیر گسل تبریز با امتداد شمال باختر- جنوب خاور ارزیابی می شود.

سیاسگزاری

مقاله حاضر بخشی از یافته های پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان تحلیل هندسی و جنبشی سیستم گسل های عادی در نهشته های افقی جوان پلیوسن-کواترنری فرونشست زنجان در دانشگاه تربیت مدرس است، لذا از این دانشگاه به پاس پشتیبانی همه جانبه تحقیق حاضر سپاسگزاری می شود.

منابع

- الیاسی، م.، محجل، م.، و مصباحی، ف.، ۱۳۸۶. تحلیل تنش دیرین در رسوبات افقی پلیوسن-کواترنری شمال غرب زنجان، (ارسال شده به مجله فیزیک زمین و فضا).
- حاجیان، ج.، زاهدی، م.، افتخارنژاد، ج.، علوی، م.، اشتوکلین، ج.، نبوی، م.ه.، صمیمی، م.، هیرایاما، ک.، هوشمندزاده، ع.، ۱۳۸۳. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ زنجان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مردانی، ز.، ۱۳۷۸. بررسی لرزه زمین ساخت زنجان و حومه با تکیه بر گسله های جوان و تعیین میدان تنش مربوطه. پایان نامه کارشناسی ارشد گرایش تکتونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۱۱۰ صفحه.
- نقشه شدت کل میدان مغناطیسی زنجان، سازمان انرژی اتمی ایران، ۱۹۷۶ با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J., and Watterson, J., 1996. Growth of Vertically Segmented Normal Faults, *Journal of Structural Geology*, 18, 1389 - 1397
- Ferrill, D.A., and Morris, A.P., 2003. Dilectional Normal Faults, *Journal of Structural Geology*, 25, 183 - 196
- Hatcher, R.D., 1995. *Structural Geology*, Trentice-Hall, LNC. 525 pages.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, Kh., Jamali, F., Bayraktutan, M., Bagdasarian, H., Arakelian, S., Davitian, V., and Adilkhanyan, A., 2003. Active Faulting and Natural Hazards in

مغناطیسی هوایی گسل های پی سنگی در قسمت های مرکزی فرونشست شناسایی شده اند (شکل ۲۱). امتداد این گسل ها شمال باختری- جنوب خاوری است. این گسل ها را می توان ادامه مسیر گسل تبریز یا زمین درز خوی-زنجان (Azizi and Jahanghiri, 2007) به سمت جنوب خاوری در نظر گرفت. در موقعیت منطقه مورد مطالعه، دقیقاً در محلی که گسلش عادی وجود دارد، یک پله در مسیر گسل های مغناطیسی پی سنگی مشاهده می شود (شکل ۲۱). در نقشه ژئوفیزیک هوایی ایران، که براساس داده ای ۷/۵ کیلومتر ژئوفیزیک هوایی مغناطیسی در سال ۱۹۹۸ تفسیر شده است، و در نقشه شدت کل میدان مغناطیسی حاصل از داده ای دقیق تر که توسط سازمان انرژی اتمی ایران تهیه شده، این پله شدگی مشاهده می شود.

اگر علت ایجاد گسل های عادی را وجود کشش در محل پله گسلی مذکور در نظر بگیریم، گسل های پی- سنگی باید حرکت راستالغز راستگرد داشته باشند که این حرکت راستگرد با جهت تنش فشاری وارده از سوی صفحه عربی و نیز حرکت راست بر گسل تبریز (Karakhanian et al., 2003) که تقریباً دارای همین روند است، هم خوانی دارد. در مورد مدل ساختی ایجاد گسلش عادی در منطقه، با در نظر گرفتن زاویه زیاد بین امتداد میانگین گسل های عادی و امتداد گسل های پی سنگی در منطقه مورد مطالعه و هم پوشانی زیاد بین قطعات گسلی، ایجاد و توسعه گسلش عادی در منطقه به دلیل وجود یک پله گسلی کششی در مسیر گسل های پی سنگی مغناطیسی با روند شمال باختر- جنوب خاور یا شمال خاور- جنوب باختر ارزیابی شود که هم پوشانی بین این قطعات گسلی بر اساس مدل ها باید در هر دو حالت آزمایشگاهی باعث ایجاد گسل های عادی با امتداد تقریباً شمالی- جنوبی باشد. بنظر می رسد بهترین صورت ممکن محل هم پوشانی با پوشش زیاد در محل پله شدگی در مسیر گسل های پی سنگی بزرگ در این منطقه علت ایجاد این گسل ها با آرایش هندسی توضیح داده شده است. در این بین بیشترین احتمال حرکت گسل تبریز در پی سنگ فرونشست جوان زنجان می باشد.

۵- نتیجه گیری

با توجه به مطالعات صحرائی مشخص گردید که سیستم گسلش عادی در این بخش از فرونشست زنجان در محدوده مشخصی گسترش یافته است. از نظر هندسی، امتداد گسل های عادی تقریباً خاوری- باختری بوده و اکثراً شیب ۶۵ تا ۷۰ درجه دارند که حرکت شیب لغز محض بدون مولفه راستالغز دارند. تغییر شیب صفحات گسلی در اثر وجود لایه های رسوبی با

Armenia, Eastern Turkey and Northwestern Iran, Tectonophysics, 380, pp 189- 219.

- Kim, Y., Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 2004. Fault Damage Zone, Journal of Structural Geology, 26, 503 - 517

-McClay, K.R., 2003. Advanced Structural Geology for Petroleum Exploration, Lecture notes, Volume 1.

- Nogole Sadat, M.A.A., and Almasian, M., 1993. Tectonic Map of Iran, scale: 1:1000000.

- Peacock, D.C.P, Zhang, x., 1993. Field Examples and

and Numerical Modeling of Oversteps and Bends along Normal Faults in Cross- section, Tectonophysics, 234, 147 – 167.

- Suppe, J., 1985. Principles of Structural Geology. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice hall, 537 pages.

- Twiss, R.G., Moores, E.M., 1992. Structural Geology. W.H. Freeman and Company. New York. 532 pages.

-Yousefi, E., Friedberg, J.L., 1978. Aeromagnetic map of Iran (Quadrangle No.p4), Geological Survey of Iran. Scale: 1:250000.

Archive of SID