





دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد تکتونیک

رمزگشایی از الگوی ایجاد فروافتادگی آستانه - فولادمحله (باختر دامغان)

نگارنده: سیده مرضیه حسینی

استاد راهنما:

دکتر پرویز امیدی

استاد مشاور:

دکتر عزیزالله طاهری

شهریور ۱۳۹۶

شماره: ۱۲۸۲۳
تاریخ: ۲۲، ۶، ۹۶

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سیده مرضیه حسینی با شماره دانشجویی ۹۳۰۶۴۲۴ رمزگشایی از الگوی ایجاد فروافتادگی آستانه - فولادمحله (باختر دامغان) که در تاریخ ۹۶/۶/۲۱ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با امتیاز ۱۹,۳۶ درجه عالی.....) مردود
نوع تحقیق: نظری عملی

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنما	پرویز امیدی	استادیار	
۲- استاد مشاور	عزیز الله طاهری	استاد	
۳- نماینده تحصیلات تکمیلی	علی اکبر مومنی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	رمضان رضانی اومالی	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	محسن خادمی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده: ۹۶/۷/۱۱



تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

گوهر معرفت آموز که با خود ببری

که نصیب دگران است نصاب زر و سیم

" حافظ "

تقدیم به:

آنان که برای اتصال به معبود ایستاده مردن را انتخاب کردند،

ایستادند تا به حادثه نمیرند،

ایستادند تا ریسمان عمرشان به تصادف بریده نشود

و انتخاب کردند **شهادت** را...

قدر و انور

پاس و تایش مرخداي راجل و جلاله، که آثار قدرت او بر چهره روز، روشن است و انوار حکمت او در دل شب تار، درخشان. آفریدگاری که خویشتن را به ما نشان داد و درهای علم را بر ما گشود و عمری و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طریق علم و معرفت بیازماید. پاس بی کران پروردگاری که تا راکه، هستی مان، بخشد و به طریق علم و دانش را، بنمونمان شد و به، بنشینش را در حروان علم و دانش منتظرمان نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزمان ساخت.

بچنین پاس از خانواده عزیزم به پاس تعبیر عظیم و انسانی شان از کلمه ایثار و از خودگذشتگی، به پاس عاطفه سرشار و گرمای امیدبخش وجودشان، به پاس قلب های بزرگشان و به پاس محبت های بی دریغشان که هرگز فروکش نمی کند.

پاس و قدر دانی بیکرانم متعلق است به استاد بزرگوار، مهربان، فرزانه و ارجمندم جناب آقای دکتر پرویز امیدی، که قدم به قدم من را در انجام این پژوهش راهنمایی و بهمراهی نمودند و همانند پدری صبور در تمام بحلثات در کنار من بودند. همراه با تقدیم احترام از جناب آقای دکتر عزیزالله طاهری که در این مسیر همراهی نمودند و برای همیشه پاسگزار راهنمایی های خردمندان ایشان، بسم. از جناب آقای دکتر رمضان رمضان اومالی و آقای دکتر خادمی که زحمت بازخوانی و داوری این پایان نامه را بر عهده گرفته اند نیز کمال تشکر را دارم. همچنین از آقای دکتر علی اکبر مؤمنی که در سمت نماینده تحصیلات تکمیلی قبول زحمت فرمودند، پاسگزارم.

صمیمانه قدردان زحمات اساتید خودم در دانشکده علوم زمین جناب آقایان دکتر رمضان رمضان اومالی، دکتر حبیب الله قاسمی، دکتر علی اکبر مؤمنی، دکتر مهدی رضایی، دکتر مهدی جعفرزاده، و سرکار خانم دکتر معصومه کردی، بسم. از کارکنان دانشکده علوم زمین، آقای مهندس میرباقری؛ خانم مهندس سعیدی، خانم مهندس فارسی و آقای مهندس محمدیان به دلیل همکاری های بی دریغشان تشکر می نمایم.

به امید روزی که به خواست خداوند متعال، ذره ای از این لطف و محبت هارا جبران کنم.

سیده مرضیه حسینزاده (شهریورماه ۱۳۹۶)

تعهد نامه

اینجانب سیده مرضیه حسینی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین ساخت (تکتونیک) دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه " رمزگشایی از الگوی ایجاد فروافتادگی آستانه - فولادمحله (باختر دامغان)" تحت راهنمایی آقای دکتر پرویز امیدی متعهد می شوم .

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آن ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

امضای دانشجو

تاریخ

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود .
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده:

فروافتادگی میان کوهستانی آستانه - فولادمحله با طول ۴۶ کیلومتر و روند شمال خاوری - جنوب باختری، در البرز خاوری (شمال باختری دامغان) واقع شده است. پهنای این فروافتادگی در بخش‌های شمال خاوری و جنوب باختری به ترتیب ۲/۹۸ و ۹/۴۰ کیلومتر می‌باشد. مطالعات چینه‌نگاری در این منطقه، وجود واحدهای سنگی مزوزوئیک و سنوزوئیک را با راستای شمال خاوری- جنوب باختری تأیید می‌نماید.

گسل‌های موجود در فروافتادگی و پیرامون آن با روند شمال خاوری - جنوب باختری و شیب‌های تند به سوی شمال باختری و جنوب خاوری در ایجاد این فروافتادگی نقش داشته‌اند و از جمله می‌توان به گسل‌های آستانه، جنوب آستانه، پیشسار، چشمه علی، سرخده، جنوب سیاه پره و صبور اشاره نمود. این گسل‌ها از نقطه نظر موقعیت هندسی و سازوکار با گسل آستانه مشابهت دارند، به گونه‌ای که می‌توان مجموعه این گسل‌ها را به عنوان منطقه گسلی آستانه (Astaneh Fault Zone) معرفی نمود.

شواهد چینه‌نگاری و نشانه‌های حرکتی روی سطوح برخی از این گسل‌ها نشان می‌دهد که طرح فیزیوگرافیک این پهنه نتیجه دو فرایند زمین‌ساختی فشاری در مرحله اول و امتدادلغز در مرحله دوم است. رژیم زمین‌ساختی فشاری قدیمی باعث چین خوردگی و گسلش معکوس با شیب‌های به سوی شمال باختری (در شمال فروافتادگی) و جنوب خاوری (در جنوب فروافتادگی) شده و در نتیجه آن فروافتادگی فشاری (فرودیواره) آستانه - فولادمحله در بین گسل‌های مرزی آن ایجاد شده است.

مهمترین نشانه چینه‌نگاری این رویداد استقرار سازند الیکا (تریاس) بر روی شمشک (ژوراسیک) در جنوب آستانه توسط گسل جنوب آستانه است. بعد از فاز فشارشی، رخداد رژیم زمین‌ساختی راستالغز چپ‌بر (در بازه نوزمین ساخت - کواترنری) گسل‌های معکوس از قبل موجود را به صورت چپ‌بر وادار به جنبش نموده است. آثار جنبش جدید این گسل‌ها را می‌توان در برش بر روی نهشته‌های جوان، ایجاد خش خط‌های واضح با ریک بسیار کم (نزدیک به صفر درجه) بر روی سطوح گسل‌ها مشاهده نمود.

کلیدواژه: فروافتادگی میان کوهستانی، البرز خاوری، گسل آستانه، فاز فشارشی، راستالغز چپ‌بر، نوزمین ساخت، کواترنری.

مقالات مستخرج از پایان نامه:

حسینی، س، م، امیدی، پ، طاهری، ع، ا، (۱۳۹۵). "ردیابی گسل‌های نو زمین‌ساختی در جنوب گسل آستانه (شمال باختر دامغان)" سی و پنجمین گردهمایی علوم زمین، ۵ تا ۹ اسفندماه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

حسینی، س، م، امیدی، پ، (۱۳۹۶). "معرفی فرافتادگی میان کوهستانی آستانه - فولادمحله (البرز خاوری)" دهمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، ۱۳ و ۱۴ اردیبهشت‌ماه، تبریز.

فهرست مطالب

فصل اول: مقدمه	۱
۱-۱. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی	۴
۱-۲. مطالعات پیشین	۵
۱-۳. هدف از مطالعه	۸
۱-۴. روش و مراحل انجام تحقیق	۸
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی	۱۱
۲-۱. تکوین و تکامل ساختاری البرز	۱۲
۲-۲. مدل‌های ارائه شده در مورد البرز	۱۹
۲-۳. ریخت زمین‌ساخت منطقه	۲۲
۲-۴. چین‌شناسی منطقه مورد مطالعه	۲۵
۲-۴-۱. سازند الیکا	۲۵
۲-۴-۲. سازند شمشک	۲۶
۳-۴-۲. سازند دلیچای	۲۷
۴-۴-۲. سازند لار	۲۸
۵-۴-۲. سازند آهک‌های کرتاسه بالایی	۲۹
۶-۴-۲. بازالت پیشسار	۳۰
۷-۴-۲. سازند فجن	۳۴
۸-۴-۲. سازند کرج	۳۵
۹-۴-۲. واحدهای نئوژن	۳۶
۱۰-۴-۲. واحدهای کواترنری	۳۷

۴۱.....	فصل سوم : زمین شناسی ساختمانی
۴۳.....	۱-۳. مطالعات دورسنجی
۴۴.....	۲-۳. روش های تحلیل سازوکار گسل ها
۴۷.....	۱-۲-۳. خش خط های گسلی
۴۷.....	۱-۲-۳. حفره های نامتقارن
۴۸.....	۱-۲-۳. پله گسلی
۴۹.....	۱-۲-۳. خطواره های کانیایی
۴۹.....	۱-۲-۳. نشانه های ابزاری
۴۹.....	۱-۲-۳. نشانه های ۷ شکل
۵۱.....	۱-۲-۳. شکستگی های فرعی روی سطح گسل
۵۲.....	۳-۳. بررسی شواهد ریخت زمین ساختی
۵۷.....	۳-۳. گسل های منطقه
۵۷.....	۳-۳-۱. گسل آستانه
۷۳.....	۲-۳-۳. گسل شرق چشمه علی
۷۵.....	۳-۳-۳. گسل جنوب آستانه
۸۰.....	۴-۳-۳. گسل پیشسار
۸۴.....	۵-۳-۳. گسل شرق پیشسار
۸۹.....	۶-۳-۳. گسل چشمه علی
۹۲.....	۷-۳-۳. گسل سرخده
۹۵.....	۳-۳-۸. گسل جنوب سرخده
۹۸.....	۹-۳-۳. گسل اگره
۱۰۲.....	۹-۳-۳. گسل جنوب سیاه پره

۱۰۳.....	۱۰-۳-۳. گسل سیاه پره
۱۰۵.....	۱۱-۳-۳. گسل مهتاب
۱۰۸.....	۱۲-۳-۳. گسل صبور
۱۱۲.....	۱۳-۳-۳. گسل شمال فولادمحله
۱۱۴.....	۱۴-۳-۳. گسل شمال خاوری سرخده
۱۱۶.....	۱۵-۳-۳. گسل باختر چشمه‌علی
۱۱۹.....	فصل چهارم : بحث و نتیجه گیری
۱۲۰.....	۱-۴. الگوی هندسی و سینماتیکی گسل‌ها
۱۲۰.....	۱-۱-۴. گسل آستانه
۱۲۱.....	۲-۱-۴. گسل شرق چشمه‌علی
۱۲۱.....	۳-۱-۴. گسل جنوب آستانه
۱۲۱.....	۴-۱-۴. گسل پیشسار
۱۲۲.....	۵-۱-۴. گسل شرق پیشسار
۱۲۲.....	۶-۱-۴. گسل چشمه‌علی
۱۲۳.....	۷-۱-۴. گسل سرخده
۱۲۳.....	۸-۱-۴. گسل جنوب سرخده
۱۲۳.....	۹-۱-۴. گسل اگره
۱۲۴.....	۱۰-۱-۴. گسل جنوب سیاه پره
۱۲۴.....	۱۱-۱-۴. گسل سیاه پره
۱۲۴.....	۱۲-۱-۴. گسل مهتاب
۱۲۵.....	۱۳-۱-۴. گسل صبور
۱۲۵.....	۱۴-۱-۴. گسل شمال فولادمحله

- ۱۲۵..... ۱۵-۱-۴. گسل شمال خاوری سرخده
- ۱۲۶..... ۱۶-۱-۴. گسل باختر چشمه‌علی
- ۱۲۶..... ۲-۴. الگوی فروافتادگی
- ۱۳۰..... ۳-۴. پیشنهادها
- ۱۳۳..... منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱. نقشه توپوگرافی ایران و موقعیت پهنه ساختاری البرز ۲
- شکل ۱-۲. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی ۵
- شکل ۱-۲. جایگاه زمین‌ساختی ایران در کمربند کوهزاد آلپ- هیمالیا ۱۳
- شکل ۲-۲. موقعیت البرز در پهنه برخوردی عربی- اوراسیا ۱۴
- شکل ۳-۲. نقشه تکتونیکی ساده همراه با جهت حرکت نسبی ساختارها ۱۵
- شکل ۴-۲. نقشه سائزمو تکتونیک پهنه البرز خاوری و موقعیت سیستم گسلی شاهرود ۱۹
- شکل ۵-۲. تکتونیک فعال حوضه خزر جنوبی و مدل دگرشکلی ۲۰
- شکل ۶-۲. الگوی تغییر کینماتیکی در البرز مرکزی ۲۱
- شکل ۷-۲. تصویر DEM محدوده مورد مطالعه ۲۲
- شکل ۸-۲. تصویر DEM سه‌بعدی محدوده مورد مطالعه ۲۴
- شکل ۹-۲. رخنمون واحدهای آهکی الیکا در جنوب روستای آستانه ۲۶
- شکل ۱۰-۲. نمایی از واحد شیلی سازند شمشک در خاور روستای آستانه ۲۷
- شکل ۱۱-۲. رخنمون واحدهای آهکی دلیچای در شمال روستای آستانه ۲۸
- شکل ۱۲-۲. رخنمون واحدهای آهکی سازند لار ۲۹
- شکل ۱۳-۲. رخنمون واحدهای آهکی K_2^{11} در دامنه شمالی فروافتادگی آستانه - فولادمحله ۲۹
- شکل ۱۴-۲. رخنمون واحدهای آهکی کرتاسه بالایی ۳۰
- شکل ۱۵-۲. نمایی از واحد بازالتی کوه پیشسار ۳۱
- شکل ۱۶-۲. شکستگی‌های پر شده با کلسیت در واحد بازالتی ۳۲
- شکل ۱۷-۲. تصویری از کنگلومرا با قطعات نشأت گرفته از سازند الیکا در کوه پیشسار ۳۲
- شکل ۱۸-۲. تصویری از ته‌نشینی تراورتن به‌وسیله آب‌های کلسیم‌دار ۳۲
- شکل ۱۹-۲. ساخت بادامکی پر شده با کلسیت و سیلیس در واحد بازالتی پیشسار ۳۲

- شکل ۲-۲۰. ستون چینه‌شناسی سازندهای مزوزوئیک منطقه مورد مطالعه ۳۳
- شکل ۲-۲۱. برونزد واحدهای کنگلومرای فیجن در بخش باختری روستای سیاه پره ۳۵
- شکل ۲-۲۲. رخنمون واحدهای توفی کرج در برش جاده فولادمحله-کیاسر ۳۶
- شکل ۲-۲۳. رخنمون واحدهای گنبدی شکل مارن‌های نئوژن در خاور فولادمحله ۳۶
- شکل ۲-۲۴. نمایی از واحدهای کنگلومرای کواترنری در جنوب چشمه‌علی ۳۷
- شکل ۲-۲۵. واحدهای تراورتنی جنوب آستانه ۳۸
- شکل ۲-۲۶. ستون چینه‌شناسی سازندهای مربوط به دوران سنوزوئیک ۳۹
- شکل ۲-۲۷. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ۴۰
- شکل ۳-۱. نشانگرها جنبشی سطوح گسل ۴۶
- شکل ۳-۲. شکل شماتیک حفره‌های نامتقارن در سطح گسل ۴۷
- شکل ۳-۳. نمونه طبیعی از نشانگرهای جنبشی سطح گسل در منطقه مطالعاتی ۴۸
- شکل ۳-۴. خطواره‌های کنیایی بر روی سطح گسل ۴۹
- شکل ۳-۵. نشانه‌های ابزاری روی سطح گسل ۵۰
- شکل ۳-۶. نشانه‌های V شکل در سطح گسل ۵۰
- شکل ۳-۷. موقعیت شکستگی‌های ریدل نسبت به گسل اصلی ۵۲
- شکل ۳-۸. عارضه‌های ریخت زمین‌ساختی گسل‌های امتدادلغز ۵۳
- شکل ۳-۹. عارضه پرتگاه گسلی گسل پیشسار بر روی واحد الیکا ۵۳
- شکل ۳-۱۰. برکه فرونشستی و رشد خطی گیاهان در امتداد گسل چشمه‌علی ۵۴
- شکل ۳-۱۱. انحراف و جابجایی آبراهه‌ها بر اثر عملکرد گسل امتدادلغز ۵۵
- شکل ۳-۱۲. تراورتن‌زایی در مرز گسل‌های پیشسار و شرق پیشسار در جنوب روستای آستانه ۵۶
- شکل ۳-۱۳. موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصاویر ماهواره‌ای ETM⁺ ۵۷
- شکل ۳-۱۴. نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه دامغان ۵۹

- شکل ۳-۱۵. نمایی از موقعیت گسل آستانه و ایستگاه‌های برداشت داده بر روی تصویر ماهواره‌ای ۶۰
- شکل ۳-۱۶. موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده از گسل آستانه ۶۱
- شکل ۳-۱۷. استریوگرام داده‌های گسل آستانه در ایستگاه ۱ و ۲ ۶۱
- شکل ۳-۱۸. رخنمونی از گسل آستانه در ایستگاه ۱ ۶۲
- شکل ۳-۱۹. رخنمون گسل آستانه در ایستگاه ۱ و ۲ ۶۳
- شکل ۳-۲۰. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل آستانه ۶۴
- شکل ۳-۲۱. نمایی از رخنمون گسل آستانه در ایستگاه ۳ ۶۴
- شکل ۳-۲۲. نمایی از رخنمون گسل در ایستگاه ۴ ۶۵
- شکل ۳-۲۳. تصویر صحرایی جابجایی چپ‌بر آبراهه در امتداد گسل آستانه ۶۶
- شکل ۳-۲۴. نمایی از رخنمون گسل آستانه در ایستگاه ۵ ۶۷
- شکل ۳-۲۵. تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل آستانه ۶۸
- شکل ۳-۲۶. رخنمون گسل آستانه در ایستگاه ۶ (شمال روستای آستانه) ۶۸
- شکل ۳-۲۷. تصویر ماهواره‌ای GeoEye از منطقه مورد مطالعه ۷۰
- شکل ۳-۲۸. تصویر ماهواره‌ای GeoEye2017 از اثر گسل آستانه در محدوده ۱ ۷۱
- شکل ۳-۲۹. تصویر ماهواره‌ای Google Earth از ایستگاه ۲ و ۳ گسل آستانه ۷۲
- شکل ۳-۳۰. تصویر ماهواره‌ای GeoEye از ایستگاه ۴ گسل آستانه ۷۳
- شکل ۳-۳۱. نمایی از گسل چشمه‌علی در ترانشه جاده ۷۴
- شکل ۳-۳۲. تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل شرق چشمه‌علی ۷۵
- شکل ۳-۳۳. نمایی از موقعیت گسل‌های بخش جنوبی روستای آستانه ۷۶
- شکل ۳-۳۴. موقعیت گسل جنوب آستانه در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان ۷۷
- شکل ۳-۳۵. تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل جنوب آستانه ۷۷
- شکل ۳-۳۶. نمایی از گسل جنوب آستانه در واحدهای آهکی الیکا در دامنه شمالی کوه پیشسار ۷۸

- شکل ۳-۳۷. نمایی از گسل جنوب آستانه در دامنه شمالی کوه پیشسار ۷۹
- شکل ۳-۳۸. مقطع نمادین گسل جنوب آستانه و فازهای حرکتی گسل ۷۹
- شکل ۳-۳۹. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل پیشسار در رخنمون کوه پیشسار ۸۰
- شکل ۳-۴۰. تصویر ماهواره‌ای Google Earth از موقعیت گسل پیشسار ۸۱
- شکل ۳-۴۱. نمایی از پرتگاه‌های گسلی پیشسار به ارتفاع ۱۰ متر بر روی واحد آهکی الیکا ۸۲
- شکل ۳-۴۲. مقطع نمادین گسل پیشسار و فازهای حرکتی گسل ۸۲
- شکل ۳-۴۳. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل پیشسار در رخنمون کوه چرز کوه ۸۳
- شکل ۳-۴۴. نمایی از رخنمون گسل پیشسار در دامنه جنوبی کوه چرز کوه ۸۴
- شکل ۳-۴۵. تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل شرق پیشسار ۸۵
- شکل ۳-۴۶. نمایی از گسل شرق پیشسار بر روی واحد الیکا ۸۶
- شکل ۳-۴۷. زون گسلی شرق پیشسار و گسل پیشسار و موقعیت واحد سنگی الیکا (فرادیواره) ۸۶
- شکل ۳-۴۸. حضور شکستگی‌های کششی بر روی واحدهای کنگومرایی ۸۷
- شکل ۳-۴۹. نمایی از واحدهای تراورتنی و معدن تراورتن فعال جنوب آستانه ۸۸
- شکل ۳-۵۰. گسل چشمه‌علی در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان ۹۰
- شکل ۳-۵۱. تصویر ماهواره‌ای GeoEye از گسل چشمه‌علی ۹۱
- شکل ۳-۵۲. بخشی از گسل سرخده در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر ۹۲
- شکل ۳-۵۳. نمایی از موقعیت گسل سرخده بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth 2017 ۹۲
- شکل ۳-۵۴. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل سرخده ۹۳
- شکل ۳-۵۵. نمایی از رخنمون گسل سرخده در خاور روستای سرخده ۹۴
- شکل ۳-۵۶. نمایی از رخنمون گسل سرخده در جنوب روستای سیاه پره ۹۴
- شکل ۳-۵۷. گسل سرخده در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر ۹۵
- شکل ۳-۵۸. نمایی از موقعیت گسل جنوب سرخده بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth ۹۵

- شکل ۳-۵۹. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل جنوب سرخده ۹۶
- شکل ۳-۶۰. نمایی از رخنمون گسل جنوب سرخده در خاور روستای سرخده ۹۷
- شکل ۳-۶۱. نمایی از موقعیت گسل‌های محدوده روستای سرخده ۹۹
- شکل ۳-۶۲. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل اگره ۱۰۰
- شکل ۳-۶۳. نمایی از موقعیت گسل اگره بر روی تصاویر ماهواره‌ای Google Earth ۱۰۰
- شکل ۳-۶۴. نمایی از رخنمون گسل اگره در باختر روستای سرخده ۱۰۱
- شکل ۳-۶۵. برشی شدن واحدهای کنگلومرایی قرمز رنگ در اثر عملکرد گسل اگره ۱۰۱
- شکل ۳-۶۶. نمایی از موقعیت گسل جنوب سیاه‌پره بر روی تصاویر ماهواره‌ای Google Earth ۱۰۲
- شکل ۳-۶۷. نمایی از موقعیت گسل سیاه‌پره بر روی تصاویر ماهواره‌ای Google Earth ۱۰۳
- شکل ۳-۶۸. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل سیاه‌پره ۱۰۴
- شکل ۳-۶۹. برشی شدن واحدهای کنگلومرایی قرمز رنگ در اثر عملکرد گسل سیاه‌پره ۱۰۴
- شکل ۳-۷۰. نمایی از موقعیت گسل مهتاب بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth ۱۰۵
- شکل ۳-۷۱. گسل سرخده در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر ۱۰۶
- شکل ۳-۷۲. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل مهتاب ۱۰۶
- شکل ۳-۷۳. رانده شدن سازند لار (فرادیواره) بر روی سازند شمشک توسط گسل مهتاب ۱۰۷
- شکل ۳-۷۴. نشانگرهای جنبشی سطح گسل مهتاب ۱۰۷
- شکل ۳-۷۵. نمایی از موقعیت گسل صبور بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth ۱۰۹
- شکل ۳-۷۶. افزاز گسلی ناشی از بالا آمدن بلوک فرادیواره و رانده شدن سازند شمشک بر روی واحدهای کواترنری ۱۰۹
- شکل ۳-۷۷. تصویر ماهواره‌ای GeoEye2017 از گسل صبور ۱۱۱
- شکل ۳-۷۸. موقعیت گسل شمال فولادمحله بر روی تصویر ماهواره‌ای GeoEye ۱۱۲
- شکل ۳-۷۹. تصویر صحرایی از سازند شمشک و نهشته‌های کواترنری ۱۱۲

- شکل ۳-۸۰. تصویر توپوگرافی باختر دره آستانه ۱۱۳
- شکل ۳-۸۱. نمایی از موقعیت گسل شمال خاوری سرخده ۱۱۴
- شکل ۳-۸۲. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل شمال خاوری سرخده ۱۱۵
- شکل ۳-۸۳. رخنمونی از گسل شمال خاوری سرخده ۱۱۶
- شکل ۳-۸۴. استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل باختر چشمه‌علی ۱۱۷
- شکل ۳-۸۵. رخنمونی از گسل باختر چشمه‌علی (دید به سمت شمال باختر) ۱۱۷
- شکل ۴-۱. برش نمادینی از الگوی ساختاری فروافتادگی آستانه-فولادمحله ۱۲۷
- شکل ۴-۲ (الف) زون تراکشی موجود در بین خم‌ها در گسل امتدادلغز چپ‌بر ۱۲۸
- شکل ۴-۳. نقشه مورفوتکتونیک منطقه مورد مطالعه ۱۳۱

فهرست جداول

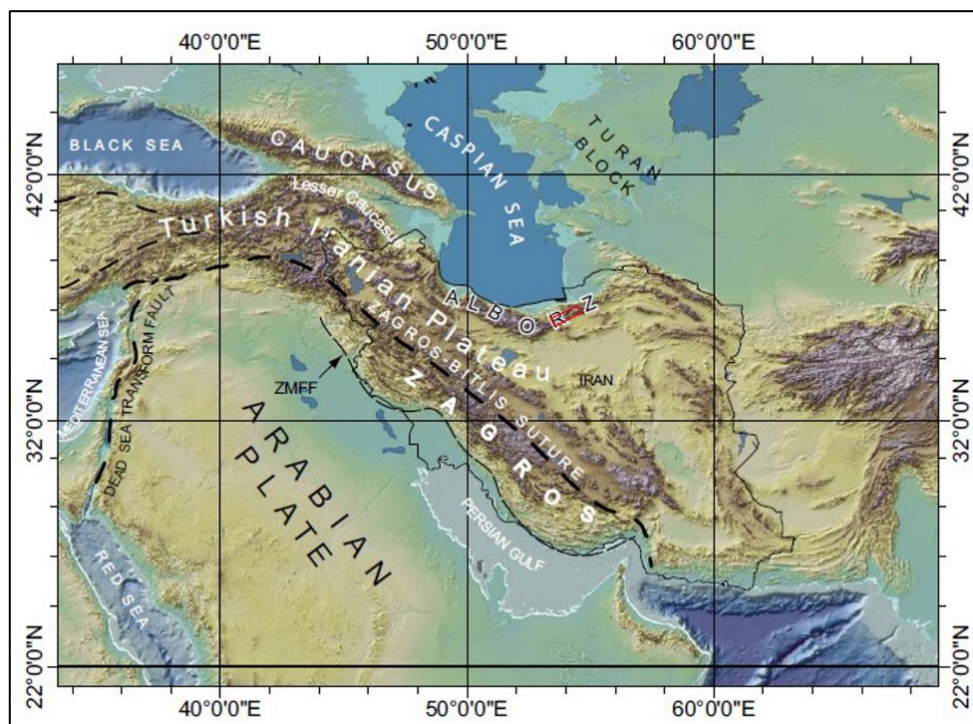
- جدول ۳-۱. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۱ و ۲ ۶۱
- جدول ۳-۲. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۳ ۶۳
- جدول ۳-۳. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۴ ۶۵
- جدول ۳-۴. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۵ ۶۶
- جدول ۳-۵. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۶ ۶۷
- جدول ۳-۶. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل شرق چشمه‌علی ۷۴
- جدول ۳-۷. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل جنوب آستانه ۷۷
- جدول ۳-۸. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل پیشسار در ایستگاه ۱ ۸۰
- جدول ۳-۹. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل پیشسار در ایستگاه ۲ ۸۳
- جدول ۳-۱۰. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل شرق پیشسار ۸۵
- جدول ۳-۱۱. خصوصیات هندسی-جنبشی سرخده ۹۳
- جدول ۳-۱۲. خصوصیات هندسی-جنبشی جنوب سرخده ۹۶
- جدول ۳-۱۳. خصوصیات هندسی-جنبشی اگره ۱۰۰
- جدول ۳-۱۴. خصوصیات هندسی-جنبشی سیاه پره ۱۰۴
- جدول ۳-۱۵. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل مهتاب ۱۰۶
- جدول ۳-۱۶. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل شمال خاوری سرخده ۱۱۵
- جدول ۳-۱۷. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل باختر چشمه‌علی ۱۱۶

فصل اول

مقدمه

رشته‌کوه البرز در شمال ایران با طولی حدود ۶۰۰ کیلومتر و پهنایی حدود ۱۰۰ کیلومتر، منطقه‌ای با دگرشکلی فعال در حاشیه جنوبی دریای خزر است. این رشته‌کوه شاخه‌ای از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا در آسیای غربی به شمار می‌رود (شکل ۱-۱). رشته‌کوه البرز در شمال ایران یک گستره چین‌خورده و گسل خورده می‌باشد که در اثر تصادم صفحات عربی و اوراسیا در تریاس بالایی شکل گرفته است (Segnor et al., 1988).

پهنه رسوبی-ساختاری البرز از شمال به گسل خزر، از جنوب به گسل‌های مشاء، طالقان، شمال قزوین، شمال تهران، فیروزکوه، آستانه و جاجرم، از غرب به کوه‌های طالش و از شرق به کوه‌های کپه‌داغ منتهی می‌شود. البرز در راستای شمالی-جنوبی به دلیل راندگی با بلوک ایران مرکزی از سمت جنوب، کوتاه شدگی ۲۱ میلی‌متر در سال دارد (Vernant et al., 2004). مرتفع‌ترین رشته‌کوه، قله آتشفشانی دماوند با جنس تراکی-آندزیت، با ارتفاع ۵۶۷۱ متر است (Jackson et al., 2002).



شکل ۱-۱) نقشه توپوگرافی ایران و موقعیت پهنه ساختاری البرز در کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا (برگرفته از Guest et al., 2006). محدوده مورد مطالعه با کادر قرمز مشخص شده است.

بررسی‌های زمین‌شناسی گسترده‌ای در این پهنه رسوبی - ساختاری صورت گرفته اما شرایط خاص توپوگرافی، پوشش گیاهی و پیچیدگی‌های ساختاری این رشته‌کوه باعث شده است که بخش‌های مختلف آن به صورت جداگانه مورد بررسی قرار گیرند. البرز خاوری یکی از نواحی جنوبی است که نقش مهمی را در ارتباط با همسایگان خود، مانند پوسته قدیمی دریای خزر، بازی می‌کند. حرکت راستالغزی چپ‌گرد البرز خاوری با حرکت NNW پوسته قدیمی دریای خزر (Hollingworth et al., 2006) و یا با گردش ساعت‌گرد آن (Ritz et al., 2006) همخوانی دارد. گسل‌های البرز خاوری دارای رخنمون‌های بارزتری نسبت به البرز باختری هستند. حرکت البرز خاوری شامل دو حرکت راندگی گسل خزر و حرکت راستالغز چپ‌گرد سامانه گسلی شاهرود با راستای شمال خاوری - جنوب باختری است.

دو عامل اصلی مورفولوژی ساز سطح زمین، حرکات فرایشی تکتونیکی (uplift) و فرسایش‌پذیری (لیتولوژی، اقلیم و ...) هستند که همواره در تقابل با هم عمل می‌نمایند و در تشکیل فروافتادگی‌ها نقش دارند. حرکات تکتونیکی موجب می‌شود قسمتی از پوسته بالا بیاید که در نتیجه آن فلات‌ها و کوهستان‌ها ایجاد می‌شوند (سلیمانی آزاد، ۱۳۷۸). گستره مورد پژوهش یک فروافتادگی میان‌کوهستانی است که در بخش جنوبی البرز خاوری واقع شده است.

ساختارهای منطقه از روند کلی شمال باختری - جنوب خاوری البرز خاوری تبعیت می‌کنند. در این پژوهش بررسی دقیق ویژگی‌های هندسی - جنبشی سیستم گسل‌های موجود توسط پیمایش‌های صحرائی متعدد به منظور دستیابی به داده‌های ساختاری منطقه، سپس تحلیل و بررسی عناصر ساختاری و تکامل زمین‌ساختی آن مدنظر است.

در همین راستا، پژوهش موردنظر در چهار فصل تدوین شده است:

در فصل اول مقدمه‌ای درباره موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی، بیان اهداف پژوهش و روش انجام تحقیق گفته شده است.

در فصل دوم ویژگی‌های زمین‌ساختی البرز و زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه بررسی شده است.

فصل سوم شامل تحلیل‌های هندسی - جنبشی ساختارهای مورد مطالعه که عمدتاً حاصل برداشت‌های صحرایی و تفسیر داده‌های دورسنجی می‌باشند، ارائه شده است.

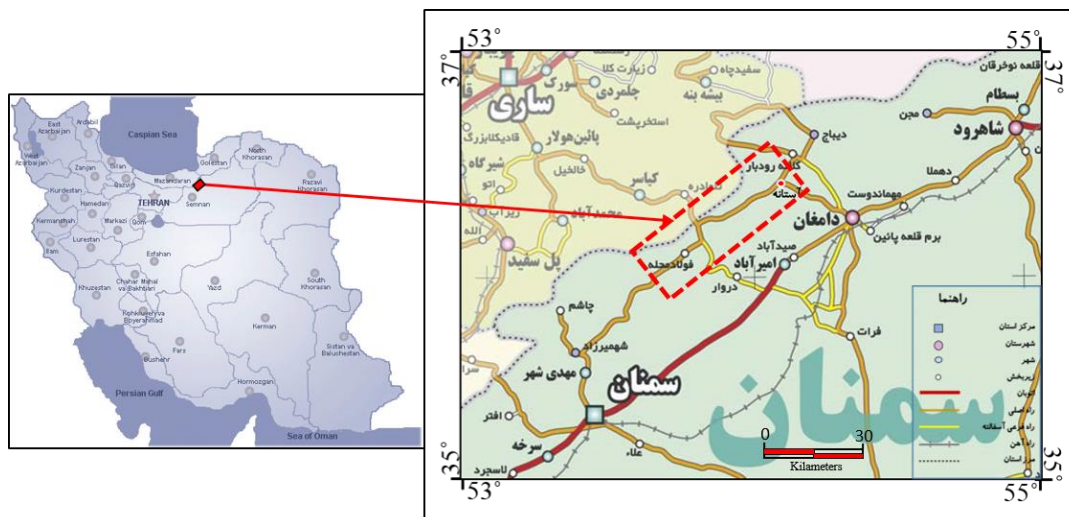
فصل چهارم شامل بحث و نتیجه‌گیری و ارائه مدل ساختاری منطقه بر پایه داده‌های ساختاری منطقه و تحلیل‌های هندسی - جنبشی آن‌ها است.

۱-۱) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

گستره مورد پژوهش با روند عمومی شمال خاوری - جنوب باختری بخشی از دامنه جنوبی البرز خاوری است. این محدوده با طول ۴۶ کیلومتر در حدفاصل دو روستای آستانه و فولادمحله، در حدود ۲۵ کیلومتری باختر - شمال باختری دامغان واقع شده است (شکل ۱-۲). این منطقه از نظر تقسیمات جغرافیایی کشوری به استان سمنان تعلق داشته و در محدوده شهرستان‌های دامغان و سمنان واقع شده است. این محدوده، منطقه‌ای میان کوهستانی است که دارای زمستان‌های سرد و تابستان‌های نسبتاً گرم و بدون پوشش گیاهی است.

راه آسفالتی دامغان - چشمه‌علی به طول تقریبی ۲۵ کیلومتر، راه اصلی دسترسی به منطقه است. این جاده سپس به طول ۳۸ کیلومتر هم‌روند با فروافتادگی به سمت فولادمحله ادامه دارد و سپس از سمت شمال به کیاسر و از جنوب پس از عبور از تنگه تویه دروار به جاده شوسه دامغان - سمنان می‌رسد. راه دوم جاده آسفالتی سمنان - کیاسر به سمت فولادمحله می‌باشد که راه دسترسی به منطقه از سمت جنوب باختری منطقه است.

راه‌های دسترسی دیگری از جمله مسیر آسفالتی روستای تویه به سمت سه‌راهی فولادمحله - کیاسر از سمت جنوب و همچنین جاده ساری - کیاسر و سپس فولادمحله از سمت شمال به منطقه مورد مطالعه وجود دارد. روستاهای مهم این ناحیه شامل روستاهای آستانه، سرخده، اگریه و فولادمحله می‌باشند. این روستاها اکثراً کم جمعیت هستند.



شکل ۱-۲) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مطالعاتی (برگرفته از نقشه استان‌های کشور، <https://www.mediatics.net>).

۱-۲) مطالعات پیشین

محققین متعددی رشته کوه البرز را از جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی مورد مطالعه قرار داده‌اند. اما این مطالعات در پاره‌ای از موارد به صورت کلی بوده و به جزئیات ساختاری پرداخته نشده است. از این رو، منطقه مورد پژوهش به عنوان بخش مهمی از البرز خاوری مورد توجه بوده است.

از جمله مطالعات صورت گرفته در این بخش می‌توان به نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان (منوچهری، ۱۳۶۹) و ساری (وحدتی دانشمند، سعیدی، ۱۳۶۹) و نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی، صالحی راد، ۱۳۵۳) و کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) اشاره کرد.

بریریان (۱۳۶۳)، گسل پویای آستانه را با روند شمال خاوری - جنوب باختری در بخش خاوری البرز مرکزی معرفی نمود. این گسل، نخستین بار توسط ایشان در باختر روستای آستانه (شمال باختری دامغان) در مجاورت جاده آستانه - فولاد محله به صورت دو گسل موازی در کنار هم و با ذکر نشانه‌هایی از برش چپ‌بر در رسوبات آبرفتی کواترنر، با درازایی بیش از ۷۵ کیلومتر در جنوب باختری آستانه و چشمه‌علی شناسایی و معرفی کرد. وی سازوکار گسل آستانه را راندگی با مؤلفه راستالغز چپ‌بر اعلام نمود.

بربریان و قرشی (۱۳۶۷) ویرانی دژ فولادمحله و نیز رویداد زمین لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی کومس، با بزرگی ۷/۹ را با احتمال، به جنبش گسل آستانه مرتبط دانسته‌اند.

سعیدی و اکبرپور (۱۳۷۱) در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر بخشی از این گسل را که در ورقه یاد شده قرار می‌گیرد، یک گسل کواترنری راستالغز راست‌بر معرفی کرده‌اند.

از طرف دیگر بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل آستانه را پاره میانی سامانه گسلی شاهرود می‌دانند. رد این گسل به خوبی با کار ریخت‌زمین‌شناسی در جابجایی‌هایی که در کواترنری پسین به وجود آورده است، برداشت شده است.

امیدی (۱۳۸۰) گسل آستانه را در بیشتر درازای خود دست کم در دو خط گسل کم و بیش موازی و با فاصله نزدیک به ۱۵ تا ۵۰۰ متر به همراه شاخه‌های فرعی معرفی کرده است که در امتداد آن دره‌ای با کف به نسبت مسطح با پوشش قابل توجه نهشته‌های کواترنری شکل گرفته است. همچنین سازوکار گسل را راستالغز چپ‌بر معرفی نموده است.

Jackson و همکاران (۲۰۰۲)، سازوکار گسل آستانه را راستالغز چپ‌بر معرفی کرده‌اند.

گسل‌های سامانه گسلی شاهرود و سازوکار آن‌ها در روی زمین شناخته شده است اما آرایش آن‌ها در ژرفا شناخته نشده است (Hesami et al., 2003).

Vernant و همکاران (۲۰۰۴)، بر پایه داده‌های GPS، کوتاه‌شدگی شمالی-جنوبی گسل آستانه را 5 ± 2 میلی‌متر در سال و برش چپ‌بر آن را 4 ± 2 میلی‌متر در سال برآورد کردند.

Nazari (۲۰۰۶)، نیز به سازوکار راستالغز چپ‌بر به همراه مؤلفه عادی اشاره نموده است.

Hollingsworth و همکاران (۲۰۰۶)، آهنگ جابجایی چپ‌بر گسل آستانه را ۳ تا ۵ میلی‌متر در سال اعلام نموده است.

فروافتادگی آستانه - فولادمحله بین دو گسل شمال دامغان (قطعه باختری) و گسل آستانه به عنوان یک حوضه کششی - انتقالی (Pull-apart basin) معرفی می‌شود (Hollingsworth, 2007). از طرف

دیگر، نشانه‌های آشکار زمین ریخت‌شناسی جنب‌ا‌بودن گسل آستانه، در وجود ۴۵ متر جابه‌جایی چپ‌بر

در نهشته‌های رودخانه‌ای در نزدیکی طول جغرافیایی ۵۴ درجه معرفی می‌شود. شروع این جابه‌جایی، رویداد رخ داده در 12 ± 2 هزار سال پیش بوده که محل آن در شرق گسل برآورد شده است. این گسل یکی از مهم‌ترین گسل‌های سامانه گسلی شاهرود معرفی می‌شود که دارای یک حوضه کششی (-Pull apart Basin) در نزدیکی طول جغرافیایی $53/6$ درجه با اندازه‌ای به طول ۳۰-۴۰ کیلومتر است. این مقدار جابه‌جایی چپ‌بر کلی این گسل که از بازسازی سازند ماسه‌سنگی لالون با سن کامبرین، با آهنگ حرکتی ۳-۵ میلی‌متر در سال به دست آمده است، همخوانی دارد (Hollingsworth, 2008).

شکری و همکاران (۱۳۸۸) بر مبنای مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی بر روی گسل آستانه زمین‌لرزه ویرانگر سال ۸۵۶ میلادی کومس دامغان را به جنبش گسل آستانه نسبت می‌دهند.

Hollingsworth و همکاران (۲۰۱۰)، زمین‌لرزه کومس و دو دیرینه زمین‌لرزه دیگر را در بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی در ترانسه گسل آستانه به آن گسل نسبت دادند که اشاره به توانایی لرزه‌ای سامانه گسلی شاهرود در ایجاد زمین‌لرزه‌ها دارد. همچنین باور دارند که جابه‌جایی جانبی ۱۵ تا ۲۰ متری آبراهه‌ها در طول گسل آستانه دیده می‌شود که در دوره‌ی هولوسن رخ داده است و در کل 50 ± 10 متر جابه‌جایی در مخروط‌افکنه‌ها دیده می‌شود. آن‌ها آخرین رویدادهای برشی در دره‌ی آستانه را مربوط به کمی جوان‌تر از ۸ تا ۹ هزار سال می‌دانند. این تخمین‌ها به طور گسترده با داده‌های GPS که در مجموع 4 ± 2 میلی‌متر در سال توسط (Vernant et al., 2004) و $1/5$ تا $2/5$ میلی‌متر در سال توسط (Djamour, 2004) اندازه‌گیری شده نیز سازگار است. همچنین آهنگ لغزش برای گسل آستانه $1/7$ تا $2/5$ میلی‌متر در سال بیان شده است. گسل آستانه با سامانه پلکانی یا نردبانی (En-eshlon) یک گسل امتدادلغز با راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و سازوکار چپ‌بر معرفی شده است.

به عقیده نعمتی و همکاران (۱۳۹۱) گسل آستانه به صورت چند تکه (پاره) معرفی می‌شود که این گسل در $53/5$ درجه طول جغرافیایی به دو گسل وارون چاشم و بشم با شیب‌های ناهمگون که پاره خاوری گسل آستانه را به گسل فیروزکوه پیوند می‌دهد، تفکیک شده است.

۱-۳) هدف از مطالعه

پژوهش گذشته Hollingsworth (۲۰۰۷)، نگاهی گذرا به منشاء فروافتادگی آستانه - فولادمحله داشته و آن را به کششی محلی در راستای گسل راستالغز (چپبر) آستانه (Pull-apart basin) نسبت داده است، لیکن این نظر هیچ‌گاه مستند به مطالعات میدانی و داده‌های ساختاری نبوده است؛ داده‌هایی که بتواند معرف عناصر ساختاری لازم برای تشکیل چنین حوضه‌ای باشد. گرچه روند این فروافتادگی با روند ساختاری البرز خاوری هماهنگ است، ولی هیچ نشانه‌ای از وجود یک واحد سنگی سست و فرسایش‌پذیر که فرسایش آن یک دره طولی با وسعت ۴۶ کیلومتر فروافتادگی مورد بحث را ایجاد کرده باشد در دست نیست و به نظر می‌آید عامل زمین‌ساختی، به‌ویژه منطقه گسلی آستانه در تشکیل این حوضه نقش داشته است.

این پژوهش به منظور رمزگشایی از چگونگی تشکیل این فروافتادگی، برداشت دقیق زمین‌شناسی، مشتمل بر بررسی ساختاری واحدهای سنگی و گسل‌های مهم در دامنه‌های شمالی و جنوبی فروافتادگی و پیرامون آن صورت گرفت. سپس دستاوردهای این مطالعه بر روی یک نقشه با مقیاس مناسب ترسیم شد و بر اساس بررسی ارتباط هندسی و جنبشی ساختارها، الگوی تشکیل این فروافتادگی ارائه شده است.

۱-۴) روش و مراحل انجام تحقیق

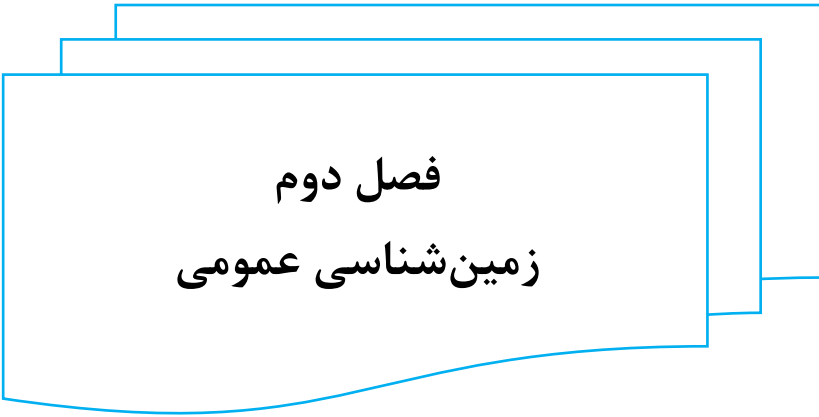
این پژوهش در چهار مرحله انجام شده است. در مرحله اول، منابع اعم از مقالات، کتاب‌ها، پایان‌نامه‌های مرتبط با رشته کوه البرز، البرز خاوری و منطقه مورد مطالعه و همچنین کارهای قبلی انجام شده مطالعه شده و الگوهای مطرح شده در آنها با نگاه نقد، مورد بررسی قرار گرفته است. مرحله دوم این پژوهش به مطالعات و برداشت‌های میدانی با هدف جمع‌آوری داده‌های روی زمین به‌ویژه داده‌های ساختاری است. بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان - ساری و با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان و کیاسر، به منظور بررسی اولیه منطقه و تعیین موقعیت دقیق پیمایش‌های صحرائی و راه‌های

دسترسی، بررسی داده‌های دورسنجی منطقه شامل تصاویر ماهواره‌ای ETM⁺ و GeoEye، OLI، Bing و عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ (سازمان نقشه‌برداری کشور) جهت بررسی و شناسایی ساختارهای اصلی می‌باشد. جهت بررسی داده‌های دورسنجی از نرم‌افزارهای ENVI، ER-Mapper، Geomatica، Google Earth و SAS Planet استفاده شده است. در این مرحله البته از سرنخ‌هایی که در مطالعات قبلی بدست آمده استفاده شد. سپس پیمایش‌های صحرایی به منظور برداشت داده‌های ساختاری و نمونه‌برداری‌های لازم از واحدهای سنگ چینه‌ای انجام شده است. مطالعات صحرایی جهت برداشت داده‌های ساختاری شامل شناسایی آثار گسلش سطحی و تعیین سازوکار آن‌ها براساس شواهد چینه‌شناسی و ریخت‌شناسی سطوح گسل و ساختارهای فرعی مرتبط با آن‌ها می‌باشند.

نحوه بیان موقعیت عناصر ساختاری صفحه‌ای به صورت شیب، جهت شیب (dip, dip direction) و عناصر خطی به صورت میل، جهت میل (plung, plung direction) است.

مرحله سوم تهیه نقشه‌های ساختاری و زمین‌ریخت‌شناختی (Morphotectonic Map) با استفاده از اطلاعات حاصل از پیمایش‌های صحرایی، عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای و نقشه توپوگرافی، همچنین ترسیم برش‌های عرضی ساختاری با استفاده از نرم‌افزار Arc Gis، Global mapper است.

تحلیل داده‌های ساختاری بر اساس مطالعات قبلی و داده‌های ساختاری حاصل از پیمایش صحرایی، جهت تحلیل هندسی - جنبشی ساختارها و ارائه مدل تکامل ساختاری منطقه و تشکیل فروافتادگی گام چهارم در تکمیل این پژوهش بوده است. به همین منظور از نرم‌افزارهای استریوگرافیک مانند Georient، TectonicFP و Dips استفاده شده است.



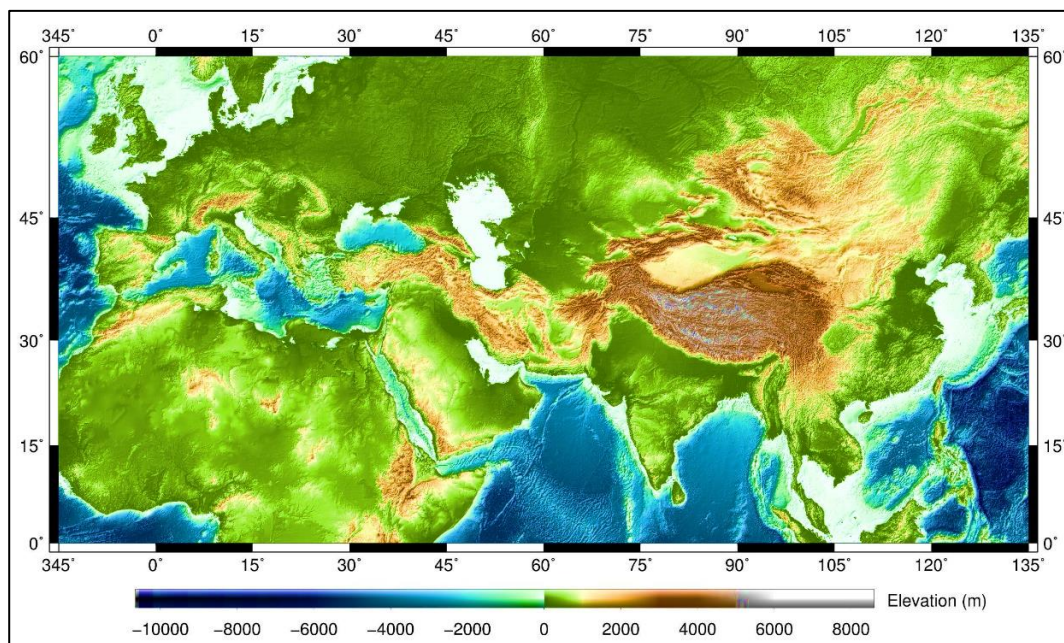
فصل دوم
زمین شناسی عمومی

داده‌های زمین‌شناختی ایران نشانگر آن است که فرایندهای درونی و بیرونی زمین، در زمان و مکان، پیامدهای متفاوت داشته‌اند. الگوی ساختاری، تحولات زمین‌ساختی و شرایط رسوبی ایران در طی دوره‌های مختلف زمین‌ساختی، پیچیدگی خاص دارد و به دلیل ناهمسانی رسوبی و زمین‌ساختی، بیان ویژگی‌های یکسان برای بسیاری از مناطق ایران را ناممکن می‌سازد. به همین دلیل تقسیم‌بندی فلات ایران به پهنه‌های رسوبی- ساختاری گوناگون مورد توجه بوده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

رشته‌کوه‌های البرز بخش حاشیه فلات چین‌خورده وسیع ایران را تشکیل می‌دهد. شواهد و مدل‌های ساختاری کنونی همگی مؤید یک رژیم زمین‌ساختی نازک پوسته (Thin-Skinned) با حداقل دگرشکلی در پی‌سنگ البرز (سازند کهر) می‌باشد و ساختار گل‌ساخت را برای البرز پیشنهاد می‌دهند (Allen et al., 2003, Jackson et al., 2002, Yassaghi, 2005, Zanchi et al, 2006). بررسی ویژگی‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی عمومی البرز و گستره مطالعاتی به عنوان بخشی از البرز خاوری حائز اهمیت است و در این بخش از این پژوهش به معرفی آن پرداخته می‌شود.

۲-۱) تکوین و تکامل ساختاری البرز

جایگاه زمین‌ساختی کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا حاصل تصادم دو ابرقاره گندوانا در جنوب و اوراسیا در شمال و در فصل مشترک این دو ابرقاره می‌باشد. این تصادم در طی مراحل مختلف کوهزایی آلپی صورت گرفته است. این کمربند شامل دو بخش آلپ- ایران در بخش باختری و هیمالیا - تبت در بخش خاوری می‌باشد (Twiss & Moores., 1992). کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا از باختر اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران و افغانستان تا تبت و شاید نزدیکی‌های برمه و اندونزی ادامه دارد (شکل ۲-۱). در حدود ۴۰۰ تا ۲۵۰ میلیون سال پیش یعنی همزمان با رخداد هرسی نین، همگرایی دو ابرقاره اوراسیا و گندوانا و به تبع آن بسته شدن پالئوتتیس آغاز گردید. ادامه این همگرایی در تریاس میانی سبب ادامه فرورانش و کاهش گستره‌ی پالئوتتیس شده که در نهایت در تریاس پسین (۲۱۰ میلیون سال) البرز و بخش‌های مجاور آن از ایران مرکزی با اوراسیا برخورد کرده‌اند (Stockline., (1968), Berberian & (King., (1981).

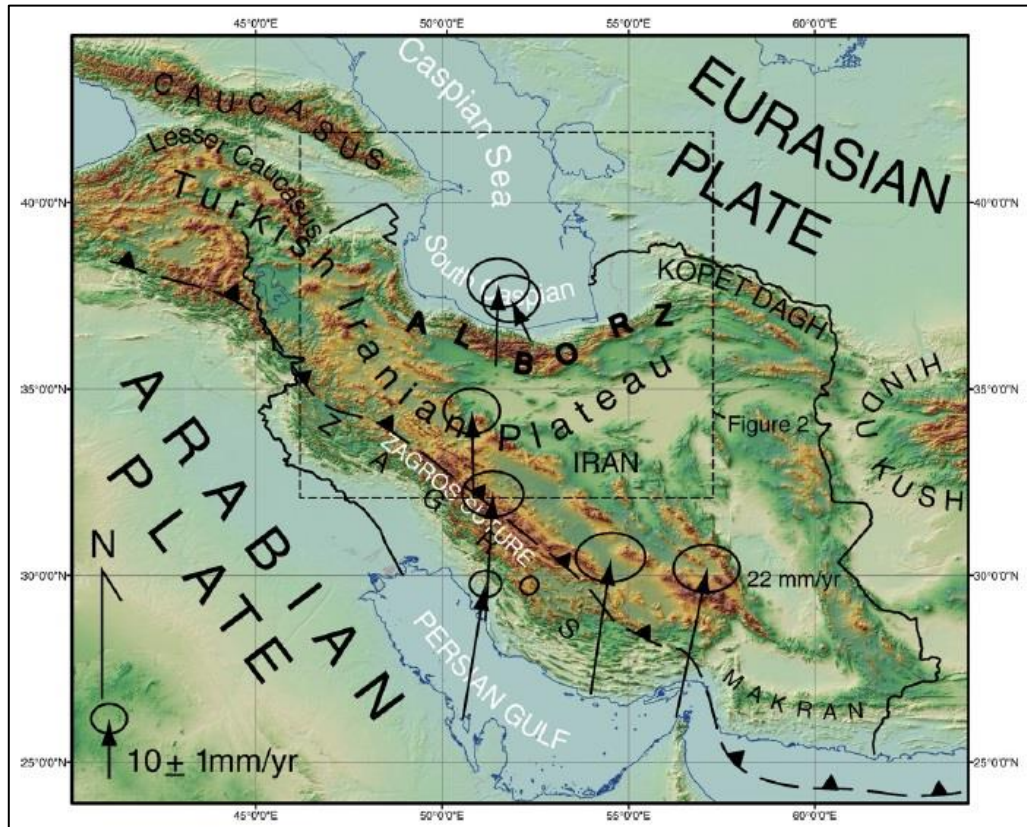


شکل ۱-۲) جایگاه زمین‌ساختی ایران در کمربند کوهزاد آلپ- هیمالیا (<http://gmt.soest.hawaii.edu>)

کشور ایران به عنوان بخش میانی کوهزاد آلپ - هیمالیا توسط زمین‌شناسان متعددی پهنه‌بندی ساختاری شده است که از جمله می‌توان به (Stockline., (1968), Nogol-e- Berberian., (1976), Alavi., (1991) و نبوی (۱۳۵۵) اشاره کرد. با توجه به معیارهای مختلفی که در پهنه‌بندی مورد توجه قرار گرفته است، تقسیم‌بندی ارائه شده در هر یک از این پهنه‌بندی‌ها با یکدیگر متفاوت است به طوری که پهنه البرز نیز از این قاعده مستثنا نیست.

رشته‌کوه البرز در بخش مرکزی کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا می‌باشد و تحت تأثیر کوتاه‌شدگی و برخاستگی در طول ترشیاری (رخداد آلپی) قرار گرفته است (Yassaghi., (2005), Alavi., (1996)). این رشته‌کوه در شمال ایران و با طول نزدیک به ۲۰۰۰ کیلومتر و پهنای تقریبی ۱۲۰ تا ۱۴۰ کیلومتر، منطقه‌ای با دگرشکلی فعال در حاشیه جنوبی خزر است. این ارتفاعات به عنوان منطقه برخوردی صفحات عربی- اوراسیا و بخش مرکزی کوهزایی آلپ - هیمالیا در نظر گرفته می‌شود که از لحاظ زمین‌ساختی یک پهنه پویا و فعال به شمار می‌آید و توسط حوضه کاسپین جنوبی در شمال و ایران مرکزی در جنوب محدود شده است (Alavi., 1996). این رشته‌کوه دارای شکل سینوسی است که از

قفقاز در جمهوری ارمنستان و آذربایجان در بخش شمال غربی، تا کوه‌های "پاراپامیوس" افغانستان در شرق کشیده شده است (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲) موقعیت البرز در پهنه برخوردی عربی- اوراسیا (Guest et al., 2007).

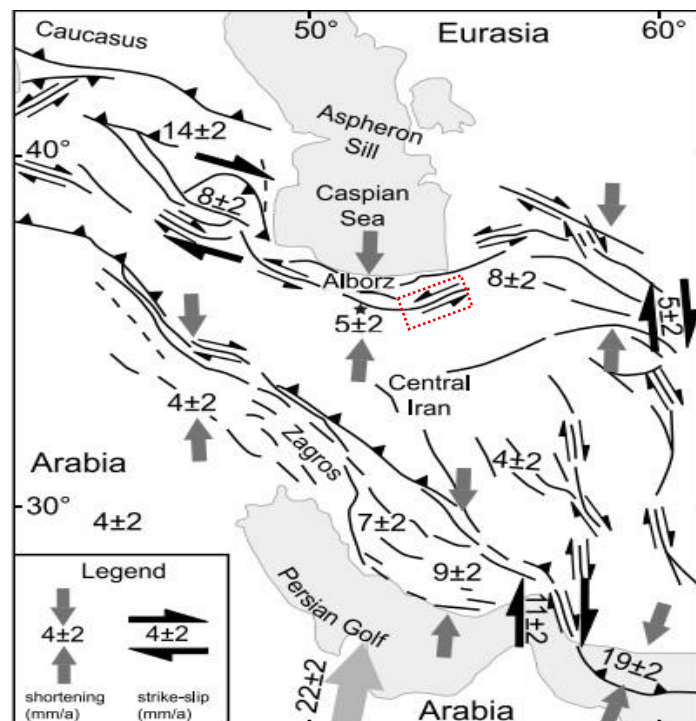
رشته‌کوه البرز شامل قله‌های متعددی با ارتفاع ۳۶۰۰ تا ۴۸۰۰ متر می‌باشد که آتشفشان کواترنری دماوند با ارتفاع ۵۶۷۱ متر واقع در مرکز این کمربند، بیشینه ارتفاع کوه‌های البرز را تشکیل می‌دهد. البرز یک کمربند چندکوهزایی (Polyorogenic) است که حاصل کوهزایی‌های سیمیرین (Cimerian) و آلپی (Alpine) است. روند کوهستانی البرز به دلیل پیچ و خم‌های شکل گرفته در پیکره آن (البرز باختری، البرز مرکزی و البرز خاوری)، سیمایی سینوسی شکل به البرز بخشیده است.

ضخامت تقریبی گستره البرز ۳۰-۳۵ کیلومتر است که شامل ۱۰ کیلومتر پوشش رسوبی و ۱۵-۲۰ کیلومتر پوسته بلورین است (Jackson et al., 2002). براساس مطالعات Tatar (۲۰۰۱) در منطقه رودبار ضخامت به دست آمده برای پوشش رسوبی، پوشش بلورین و پوسته زیرین به ترتیب ۶، ۱۲ و ۱۷ کیلومتر محاسبه شده است. این در حالی است که Radjaee و همکاران (۲۰۱۰) عمق موهو را تقریباً ۴۸ کیلومتر

در شمال ایران مرکزی، ۵۵-۵۸ کیلومتر در قسمت مرکزی رشته کوه البرز و تقریباً ۴۶ کیلومتر در قسمت شمالی البرز و ساحل جنوبی دریای خزر به دست آمده است. بدین ترتیب سطح ناپیوستگی موهو در البرز در عمقی نزدیک به ۳۵ کیلومتر قابل تصور است.

سایت‌های GPS در عمان حرکت رو به شمال صفحه عربی را در راستای $N13^{\circ}E$ نسبت به اوراسیا نشان می‌دهند، به طوری که صفحه عربی با نرخ حدود ۳۱ میلی‌متر در سال نسبت به اوراسیا در حال حرکت است. داده‌های ژئودیتیک (Kremer et al., 2003; Mc Clusky et al., 2003) نیز تقریباً با همین امتداد اما با نرخ تقریبی ۱۰ میلی‌متر در سال را پیشنهاد می‌دهند.

Vernant و همکاران (۲۰۰۴) کوتاه شدگی ۲۲ میلی‌متر در سال را پیشنهاد می‌دهد (شکل ۲-۳).



شکل ۲-۳) نقشه تکتونیکی ساده همراه با جهت حرکت نسبی ساختارها. کوتاه‌شدگی در البرز مرکزی 5 ± 2 میلی‌متر در سال و میزان حرکت برشی 4 ± 2 میلی‌متر در سال می‌باشد (Vernant et al., 2004). کادر قرمز رنگ موقعیت محدوده مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

راستای رشته کوه البرز از $N110^{\circ}E$ در بخش باختری به $N80^{\circ}E$ در ناحیه خاوری تغییر می‌کند. کوتاه شدگی کلی البرز در قسمت میانی از زمان پلیوسن نزدیک به ۳۰ کیلومتر است (Allen et al., 2003).

حرکت البرز خاوری به دو حرکت راندگی گسل خزر و حرکت امتدادلغز چپ‌بر سامانه گسلی شاهرود با راستای شمال خاوری- جنوب باختری افزاز می‌شود. گسل‌های سامانه گسلی شاهرود و سازوکار حرکتی آن‌ها در سطح شناخته شده‌اند.

نرخ همگرایی بین صفحات عربی و اوراسیا در بخش‌های خاوری و باختری ایران متفاوت است. در شمال بلوک ایران مرکزی، رشته‌کوه البرز دارای حرکت فشارشی 8 ± 2 میلی‌متر در سال در راستای شمالی- جنوبی است. نرخ کوتاه شدگی در البرز و خزر جنوبی تقریباً 6 ± 2 میلی‌متر در سال نسبت به اوراسیا در جهت شمال می‌باشد (Jackson et al., 2002).

اولین مطالعه موردی در البرز، توسط Stahl (۱۸۹۷) بوده که ضمن رسم مقطع عرضی خزر تا قزوین به مطالعه زمین‌شناسی عمومی آن پرداخته است.

در بخش خاوری رشته‌کوه البرز روند ساختارها NE-SW است که با امتداد گسل درونه در ایران مرکزی موازی است. در بخش مرکزی محور ساختارها دارای راستای خاوری- باختری می‌باشند. در بخش خاوری رشته‌کوه البرز راستای محور ساختارها NW-SE است که تا اندازه‌ای موازی روند بخش شمالی راندگی اصلی زاگرس و امتداد ساختمانی قفقاز کوچک و بزرگ می‌باشد (Stocklin, 1974).

کوه‌های البرز دارای روراندگی‌های پرشیبی در دامنه‌های جنوبی و شمالی خود می‌باشد. شیب این روراندگی‌ها در دامنه جنوبی به سمت شمال و در دامنه شمالی به سمت جنوب می‌باشد. گسل‌های مشاء، شمال تهران و شمال قزوین در دامنه جنوبی و گسل خزر در دامنه شمالی کوه‌های البرز، تراس- های بزرگ دامنه‌های البرز را تشکیل می‌دهند (Berberian & Yeats., 1999). حد جنوبی البرز چندان مشخص نیست. گسل تبریز (Allavi, 1996)، آنتی البرز، گسل گرمسار (بربریان، ۱۳۷۵)، گسل سمنان (نبوی، ۱۳۶۶) و گسل عطاری (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۲)، مرز جنوبی البرز دانسته‌اند ولی به نظر می‌رسد که مرز شاخصی در مرز جنوبی البرز وجود نداشته باشد و گذر از پهنه ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

از نظر Allen و همکاران (۲۰۰۳)، ساختارهای اصلی البرز شامل سه بخش شمالی، مرکزی و جنوبی می‌باشند. بخش شمالی خطی و عموماً شیب‌دار است و ساختارهای اصلی آن گسل خزر و گسل شمال البرز می‌باشند. بخش مرکزی مرتفع‌ترین نقاط البرز است. قدیمی‌ترین سنگ‌ها در این پهنه و در بین گسل‌های خزر، شمال البرز و گسل‌های مشاء، رودبار و آستانه قرار می‌گیرند. بخش جنوبی دارای گسل‌های راندگی با شیب به سمت جنوب و گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد است که عموماً برونزدهای سنگ‌های ائوسن در قسمت جنوب را از سنگ‌های قدیمی‌تر در سمت شمال جدا می‌کنند (خسرو تهرانی، ۱۳۸۲). بر طبق مطالعات Guest و همکاران (۲۰۰۶)، از زمان کرتاسه به بعد، ایران شمالی تحت تأثیر سه رخداد مهم زمین‌ساختی قرار گرفته است که شامل :

۱. کوتاه‌شدگی کرتاسه تا پالئوسن که سبب راندگی پوسته نازک و چین‌خوردگی در عرض ایران

شمالی شد (Segnor., (1990); Davoudzadeh et al., (1997); Guest et al., (2006)).

۲. کشش ائوسن تا الیگوسن پایینی که ایران مرکزی، البرز جنوبی و احتمالاً البرز مرکزی را تحت

تأثیر قرار داد (Berberian., (1983); Davoudzadeh et al., (1997); Allen et al., (2003);)

(Guest et al., (2006)).

۳. فشارش مرتبط با برخورد از زمان میوسن تا عهد حاضر که تمام ایران شمالی و حوضه خزر

جنوبی را متأثر نموده است (Sengor & Kidd., (1979); Berberian & king., (1981)).

بر طبق یافته‌های Hassanzadeh و همکاران (۲۰۰۴)، فرونشست الیگوسن - اوایل میوسن به دلیل یک

دوره کشش در ایران شمالی بوده که سبب جدایش (Rifting) کمان ماگمایی نئوتتیس به دو قطعه

خطی یعنی البرز و کمربند ارومیه - دختر کنونی شده است. در ائوسن در محل تقریبی البرز جنوبی،

شکستگی‌های عمیق (کافت) پدیدار می‌شود که با فعالیت‌های آتشفشانی زیر دریایی همراه بوده و حاصل

فعالیت آن‌ها، سنگ‌های سبز رنگی (توفیت سبز) است که تقریباً در تمام دامنه جنوبی البرز گسترش

دارد. سرانجام نیروهای فشارشی موجب بسته شدن ریفت در اواخر ائوسن و اوایل الیگوسن شده و البرز

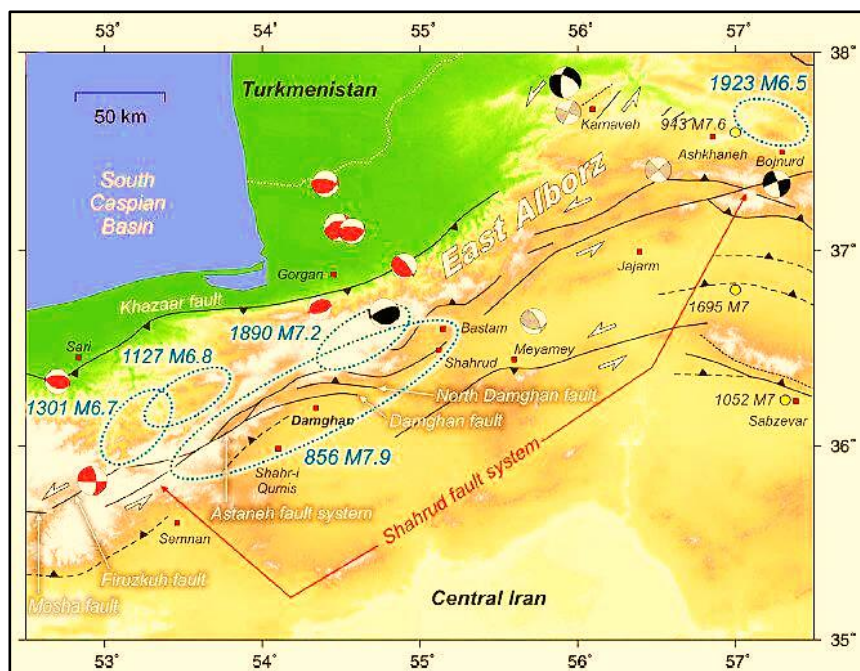
جنوبی به صورت امروزه شکل گرفته است.

پهنه رسوبی - ساختاری البرز بر اساس نقشه تکتونیک ایران (اشتوکلین، نبوی، ۱۹۷۳) و تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی رسوبی نبوی (۱۳۵۵) به دلیل عدم یکنواختی از نظر چینه‌شناسی و تکتونیک به واحدهای البرز خاوری (شامل پهنه کپه‌داغ و پهنه بینالود)، البرز مرکزی (شامل پهنه گرگان - رشت و پهنه البرز مرکزی) و البرز باختری و آذربایجان تقسیم می‌شود. رشته‌کوه‌های البرز بخش حاشیه فلات چین‌خورده وسیع ایران را تشکیل می‌دهد که ساختار آن نتیجه دو کوهزایی مهم است: یکی کوهزایی پرکامبرین (آسینتیک) و دیگری کوهزایی آلپ مربوط به دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک (خسروتهرانی، ۱۳۸۲).

ساختارهای زمین‌شناختی البرز بیشتر از نوع چین‌های ملایم و ناهماهنگ با روند عمومی خاوری - باختری است. گفتنی است که در شکل‌گیری ساختارهای چین‌خورده البرز عواملی مانند برخورد صفحه ایران و توران، عملکرد گسل‌های راندگی و سرانجام عملکرد گسل‌های امتدادلغز شمال باختری - جنوب خاوری در البرز باختری، و شمال خاوری - جنوب باختری در البرز خاوری، نقش دارند (آقانباتی، ۱۳۸۳). ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز از شمال به گسل خزر، از جنوب به گسل‌های مشاء، طالقان، شمال قزوین، شمال تهران، فیروزکوه، آستانه و جاجرم، از غرب به کوه‌های طالش و از شرق به کوه‌های کپه‌داغ منتهی می‌شود. البرز خاوری محل رویدادهای زمین‌لرزه‌های تاریخی مهمی است. زمین‌لرزه‌های تاریخی سال ۸۵۶ میلادی کومس دامغان با بزرگی ۷/۹ و سال ۱۳۰۱ با بزرگی ۷/۶، زمین‌لرزه دستگاهی ۱۸۹۰ و ۱۹۳۵ به ترتیب با بزرگی‌های ۷/۲ و ۶/۵ را می‌توان به سامانه گسلی شاهرود وابسته دانست. در زمین‌لرزه کومس که بزرگ‌ترین زمین‌لرزه دوره قاره‌ای ایران است شهر دامغان و پیرامون را به کلی با خاک یکسان کرده و ۲۰۰ هزار کشته بر جای نهاد (Ambraseys & Melville, 1982).

Hollingsworth و همکاران (۲۰۱۰) عنوان نمودند که گستره لرزه‌زمین‌ساختی البرز خاوری و پاره جنوبی آن از شمال به گسل کاسپین، از جنوب به گسل ترود، از باختر به گسل مشاء و از خاور به کوه‌های کپه‌داغ ادامه دارد. راستای این رشته‌کوه در گستره خاوری $N80^{\circ}E$ است. خمیدگی رو به شمال البرز خاوری در نزدیکی 57° درجه طول جغرافیایی خاوری به 2 ± 200 کیلومتر می‌رسد. سازوکار بیشتر

زمین‌لرزه‌های این پاره از البرز راست‌الغز چپ‌بر و هم سو با راستای گسل‌های رشته‌کوه است. گسل‌های البرز در گستره خاوری دارای رخنمون‌های بسیار نمایان‌تری در مقایسه با گستره باختری دارند و جنبش البرز خاوری به دو سامانه راندگی گسل خزر و راست‌الغز چپ‌بر سامانه گسلی شاهرود با راستای شمال خاوری - جنوب باختری افزایش می‌شود (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۴) نقشه ساینموتکتونیک پهنه البرز خاوری و موقعیت سیستم گسلی شاهرود. بیضی‌های آبی مناطقی با حداکثر خرابی در طول زلزله‌های تاریخی هستند که در نواحی دامغان و شاهرود اتفاق افتاده است. نقاطی که اطلاعات کافی در دسترس نبوده است با رنگ زرد نشان داده شده است (برگرفته از Hollingsworth et al., 2010).

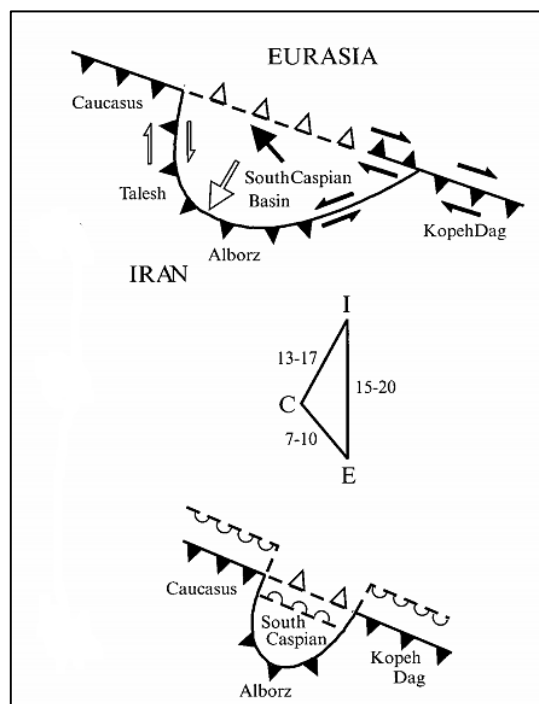
۲-۲) الگوهای ارائه شده در مورد البرز

ابتدایی‌ترین مدلی که برای زمین‌ساخت البرز مطرح شده است، نظریه ژئوسینکنال بوده که بر اساس آن زمین‌شناسان قدیمی معتقد بودند، که اشتقاق پانگه‌آ در محل کنونی آلپ-همیالیا به صورت ژئوسینکنال درآمدی بوده، که البرز نیز بخشی از آن به شمار می‌رفته و وجود سنگ‌های آذرین فراوان در البرز را شاهدی بر این امر در نظر گرفته‌اند (خسروتهرانی، ۱۳۷۷).

Stocklin (۱۹۷۴) در اولین مطالعات خود، با توجه به مقطع عرضی تهیه شده، رژیم زمین‌ساختی ضخیم پوسته (Thick-Skinned) را برای البرز در نظر گرفته و تغییرشکل‌های البرز را تا پی‌سنگ تعمیم داده

است. ایشان رشته کوه البرز را به عنوان یک ساختار ناودیسی شکل با روند خاوری- باختری و متأثر از همین رژیم زمین ساختی بیان نمودند.

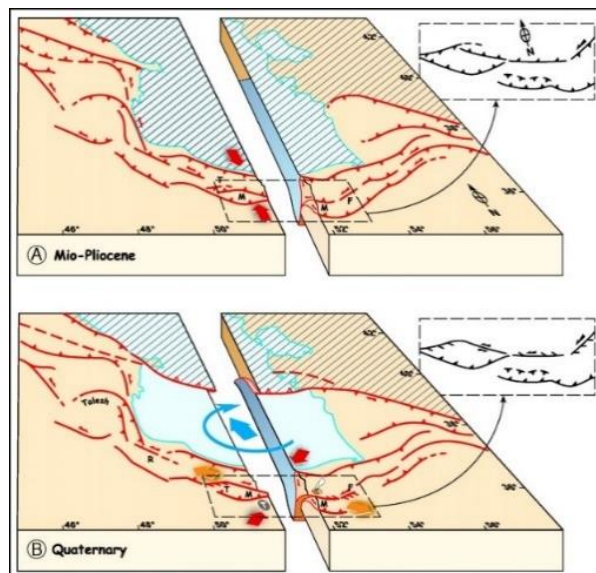
Axen و همکاران (۲۰۰۱) سیستم ترفشارشی چپ گرد مربوط به پلیوسن را برای البرز مطرح می کنند و بر این عقیده اند که، غالب گسل های البرز به صورت ساختار گل ساخت (Flower Structure) با شیب به سوی رشته کوه بوده اند. این ساختارها در اکثر موارد دارای جدایش معکوس هستند، ولی در برخی موارد جدایش نرمال نیز در آن ها مشاهده می شود که این دلالت بر سیستم ترفشارشی در منطقه دارد. به عقیده Jackson و همکاران (۲۰۰۱)، با توجه به همگرایی شمال- جنوبی ورقه های عربی- اوراسیا و حرکت به سمت جنوب باختری خزر جنوبی، دگرریختی البرز با یک مثلث سرعت قابل توصیف است (شکل ۲-۵). سه ضلع این مثلث به ترتیب CE (حرکت نسبی حوضه خزر جنوبی به طرف اوراسیا در راستای آزمون 300° و نرخ $7-10 \text{ mm/y}$)، CI (حرکت حوضه خزر جنوبی به طرف ایران در راستای آزمون 210° و نرخ $13-17 \text{ mm/y}$) و EI (همگرایی شمالی- جنوبی ورقه عربی- ایران با نرخ $17-13 \text{ mm/y}$) می باشد.



شکل ۲-۵) تکتونیک فعال حوضه خزر جنوبی و مدل دگرشکلی (ارائه شده توسط Jackson et al (2002)).
پیکان های سفید رنگ نشان دهنده جهت تقریبی حرکت حوضه خزر جنوبی نسبت به ایران و پیکان های سیاه رنگ حرکت آن را نسبت به اوراسیا نشان می دهند.

در نتیجه این حرکات در کپه داغ و تالش مؤلفه حرکتی به صورت راست گرد و در البرز خاوری به صورت امتدادلغز چپ گرد است. حوضه خزر جنوبی نیز در ناحیه سیل آبشرون- بالکان در حال فرورانش به طرف شمال می‌باشد.

به عقیده Ritz و همکاران (۲۰۰۶) در زمان میوپلیوسن جهت محور فشارش (σ_1) به صورت N-S در البرز مرکزی بوده است، اما در زمان کواترنری با شروع حرکت رو به شمال باختری حوضه خزر جنوبی و چرخش ساعت گرد آن که در زمان پلیستوسن اتفاق افتاده است، جهت‌گیری محورهای σ_1 و σ_2 به ترتیب به صورت NNE-SSW و WNW-ESE تغییر کرده است. در نتیجه این تغییر کینماتیکی ساختارهای ترافشارشی چپ‌بر که پیش از این در البرز مرکزی شکل گرفته بودند به ساختارهای تراکششی چپ‌بر در بخش‌های داخلی البرز مرکزی تبدیل شده‌اند. زمان شروع این ساختار تراکششی حدود ۱-۱/۵ میلیون سال قبل هم‌زمان با چرخش ساعت گرد خزر جنوبی است (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶) الگوی تغییر کینماتیکی در البرز مرکزی در ارتباط با حرکت به سمت بخش شمال باختری حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا و چرخش ساعت گرد آن (پیکان آبی) را نشان می‌دهد. فلش‌های قرمز نشانگر محور کوتاه‌شدگی و فلش‌های نارنجی بیانگر محور کششی را در حوضه‌های داخلی البرز و در راستای پهنه برشی چپ‌گرد موازی آن نشان می‌دهند (Ritz et al., 2006).

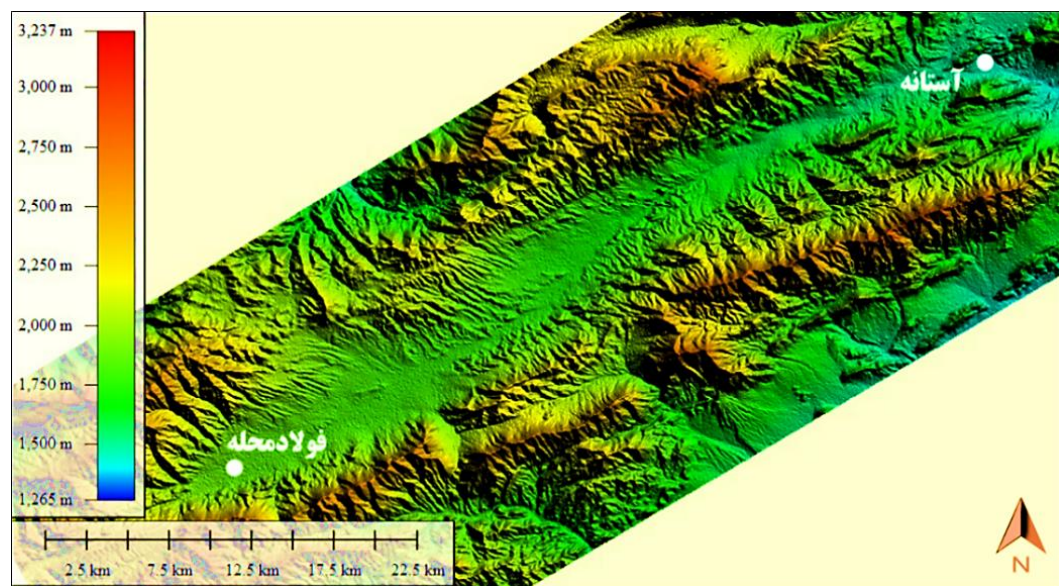
Nazari & Ritz (۲۰۰۸)، با بررسی‌های زمین ریخت‌شناسی و زمین‌ساختی و دیرینه لرزه‌شناسی بر این باورند که راندگی‌های بنیادی البرز چون طالقان، مشاء، فیروزکوه و آستانه در بخش داخلی البرز در حال

حاضر دارای سازوکار راستالغز چپبر با مؤلفه معکوس هستند. در حالی که سازوکار چپبر این گسل‌ها در میوسن- پلیستوسن، معکوس به همراه سازوکار چپبر بر روی گسل‌های آستانه و فیروزکوه و راست‌بر بر روی گسل‌های مشاء و کندوان بوده است. داده‌ها نشان می‌دهند که وارونگی تنش قدیمی رخ داده است. آن‌ها زمان این وارونگی را بسیار جوان یعنی پلیستوسن می‌دانند.

پژوهش‌های بعدی (Ritz, 2009) نشان می‌دهد که احتمالاً حرکت خزر جنوبی در طی دو مرحله رخ داده است. در مرحله اول حوضه خزر جنوبی دچار فرورانش در جهت شمال به زیر سیل آبشرون در زمان میوسن میانی و پلیوسن شده است و در مرحله بعدی حرکت به سمت باختری (چرخش ساعت‌گرد حوضه) در زمان پلیستوسن آغاز شده است.

۲-۳) ریخت زمین ساخت منطقه

پهنه مورد نظر یک فروافتادگی میان‌کوهستانی در نیمه جنوبی البرز خاوری است. این پهنه با طولی در حدود ۴۶ کیلومتر با روند شمال خاوری- جنوب باختری، از روستای آستانه تا فولادمحله گسترش دارد (شکل ۲-۷).



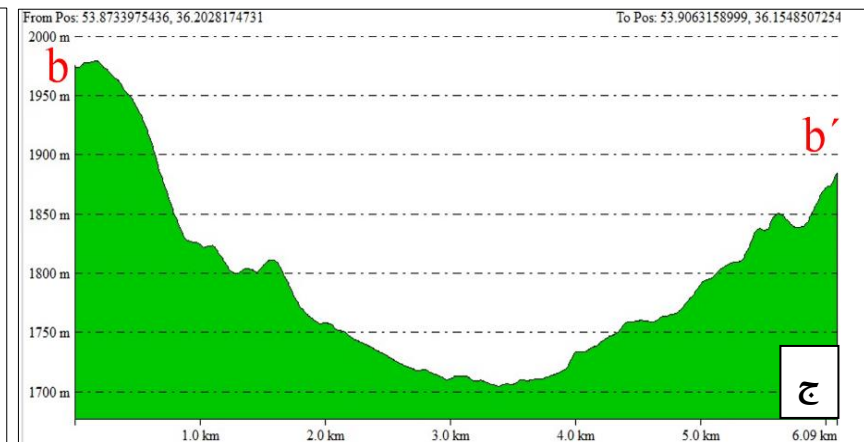
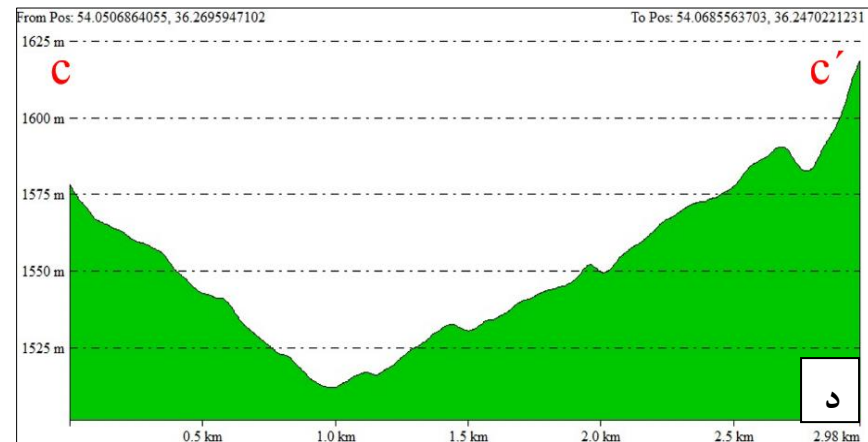
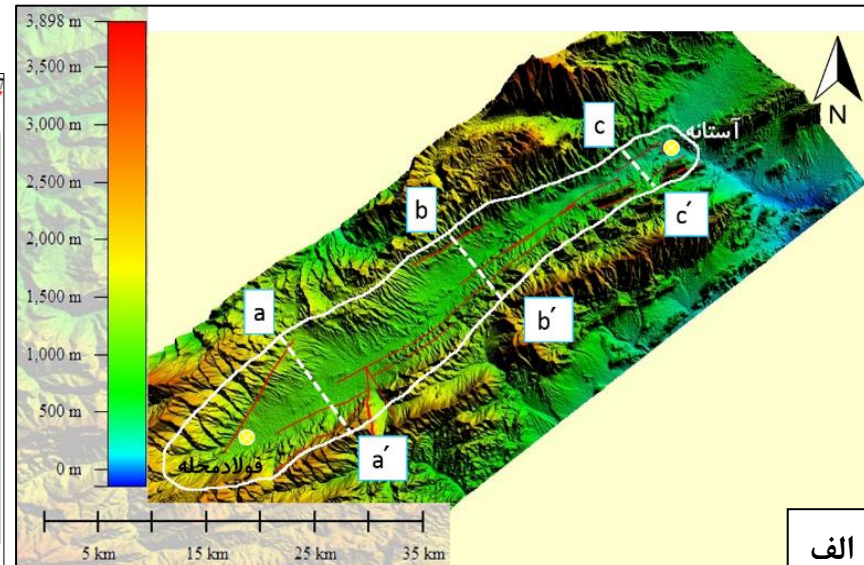
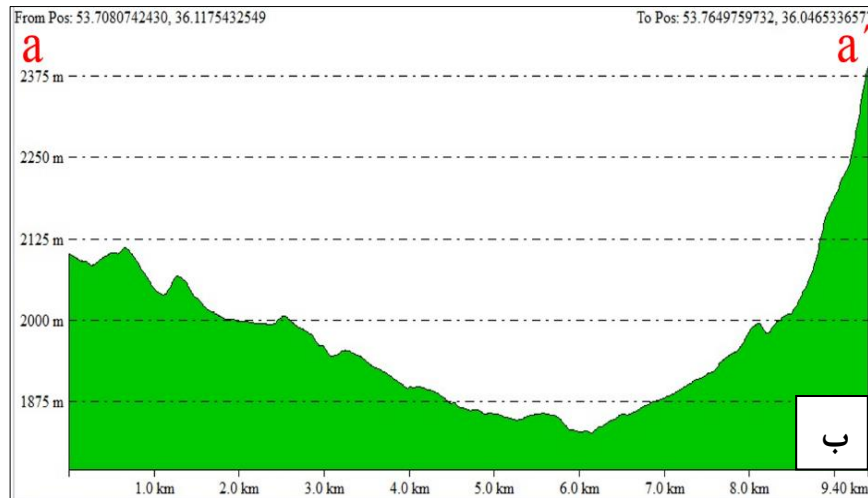
شکل ۲-۷) تصویر سه‌بعدی DEM محدوده مورد مطالعه.

از نگاه ریخت‌شناسی این پهنه شامل نواحی مرتفع و پست است و در بخش‌های شمالی و جنوبی توسط ارتفاعات محدود شده است. در دامنه شمالی و جنوبی این فروافتادگی واحدهای سنگ چینه‌ای مزوزوئیک و سنوزوئیک رخنمون دارند.

در کف این فروافتادگی، رودخانه آستانه از جنوب باختری به سمت شمال خاوری جاری است. کف این پهنه توسط نهشته‌های مخروط‌افکنه جوان پوشیده شده است که از ارتفاعات شمال باختری و جنوب خاوری منشاء گرفته‌اند. این پهنه دارای بلندی‌های پرشماری با ارتفاع متوسط ۲۲۰۰ متر می‌باشد. هماهنگ با میزان مقاومت سازندها در برابر فرسایش و جایگاه ساختاری آن‌ها، ریخت‌های بسیار متنوعی پدید آمده است. نهشته‌های به نسبت نرم‌تر سازند شمشک و نیز رسوبات مارنی-آهکی و مخروط‌افکنه‌ای جوان، پستی و بلندی‌های دامنه‌های کم ارتفاع را ساخته‌اند. آبراهه‌ها هماهنگ با ویژگی هر محل و متأثر از ساختارهای تکتونیکی توسعه یافته‌اند. ریخت‌شناسی منطقه تحت تأثیر ماهیت سنگ‌شناسی و جایگاه تکتونیکی منطقه در البرز خاوری قرار دارد. به منظور توصیف ریخت‌شناسی این پهنه از داده‌های رقومی ارتفاعی (Aster Dem) ۳۰ متر در نرم افزار Global Mapper استفاده شده و تصویر سه‌بعدی آن ساخته شده است. حوضه آبریز منطقه حوضه‌ای نامتقارن با روند شمال خاوری-جنوب باختری است. پهنای این فروافتادگی در بخش‌های مختلف یکسان نیست. این عدم تقارن در دامنه‌های شمالی و جنوبی به سبب عملکرد فرسایش و عوامل زمین‌ساختی به خوبی قابل مشاهده است. این نایکسانی در سه نیمرخ توپوگرافی به نام‌های aa' ، bb' و cc' نشان داده شده است (شکل ۲-۸).

مرز حوضه آبریز این فروافتادگی در بخش شمالی و جنوبی مبنای سنجش و مقایسه پهنای در نیمرخ‌ها می‌باشد. بدین منظور ابتدا در نرم افزار Global Mapper نقشه توپوگرافی منطقه ترسیم شد و سپس از روی این نقشه مرز حوضه آبریز مشخص گردید.

نکته قابل توجه اینکه منشاء رسوبات جوان انباشته شده در فروافتادگی، محدود به حوضه آبریز نبوده و توسط دره‌های عرضی به‌ویژه در جنوب ناحیه از حوضه‌های مجاور نیز تغذیه می‌شوند.



شکل ۲-۸) الف) تصویر DEM سه بعدی محدوده مورد مطالعه در نرم افزار Global Mapper (محدوده حوضه آبخیز با کادر سفید رنگ مشخص شده است).

ب) نیمرخ توپوگرافی 'aa'. ج) نیمرخ توپوگرافی 'bb'. د) نیمرخ توپوگرافی 'cc'.

۲-۴) چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

دامنه جنوبی کوه‌های البرز دارای مورفولوژی خشن و بلند است و به طور معمول از آن به عنوان البرز مرکزی - خاوری یاد می‌شود. در این بخش عموماً پهلوی جنوبی چین‌ها در اثر عملکرد گسل‌های راندگی بریده و به سمت جنوب جابجا شده‌اند. اگرچه به لحاظ عملکرد نسبتاً شدید راندگی‌ها، توالی‌های سنگی نظم اولیه خود را از دست داده اما واحدهای تکتونواستراتیگرافیک البرز به‌طور پراکنده بروز دارند. منطقه مورد مطالعه به لحاظ چینه‌نگاری به پهنه البرز خاوری تعلق دارد و بخش اعظم این پهنه را واحدهای سنگ‌چینه‌ای سنوزوئیک تشکیل می‌دهند. در این مطالعه جهت بررسی دقیق‌تر واحدها و اصلاح ستون چینه‌شناسی منطقه، از بعضی از قسمت‌ها نمونه‌برداری انجام گرفت و از نمونه‌های برداشت شده مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید. از این مقاطع جهت مطالعه فسیل‌شناسی استفاده شد. موقعیت و محل برداشت نمونه‌ها در نقشه ساختاری تهیه شده نشان داده شده است. در این بخش از پژوهش بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی‌راد، ۱۹۷۵) و کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) چاپ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و آقاناتی (۱۳۸۳) و مشاهدات روی زمین، شرح مختصری از سازندهای منطقه از قدیم به جدید ارائه خواهد شد.

۲-۴-۱) سازند الیکا

این سازند به سن تریاس زیرین - میانی، ردیف‌های کربناتی - دولومیتی هستند که برش الگوی آن در دره نور و در ۵ کیلومتری روستای الیکا (واقع در شرق گردنه کندوان) به ضخامت ۲۹۵ متر توسط Glaus., 1964 مطالعه و معرفی شده است. لیتولوژی بخش پایینی به سن تریاس زیرین شامل ضخامت متغییری از سنگ‌آهک‌های نازک تا متوسط لایه (حاوی آهک ورمیکوله) و آهک‌های مارنی می‌باشد. بخش بالایی این سازند به سن تریاس میانی، تناوبی از کربنات‌های دولومیتی - آهکی متوسط تا ضخیم لایه، روشن رنگ و متراکم با سیماهای برجسته و کوه‌ساز می‌باشد (آقاناتی، ۱۳۸۳). این بخش با یک افق ماسه‌سنگی از بخش زیرین تفکیک می‌شود. سعیدی و اکبرپور (۱۳۷۱) بالاترین بخش سازند الیکا

را سری سنگ‌های ضخیم لایه کم فسیل به سن تریاس پسین معرفی کرده است. سازند الیکا گسترش جغرافیایی وسیعی در البرز خاوری دارد. در دامنه جنوبی منطقه مورد مطالعه رخنمون این سازند پرتگاه‌های قابل توجهی را در مرز ساختاری با سازند شمشک ایجاد نموده است (شکل ۲-۹). مرز پایینی سازند الیکا با سازند روته و مرز بالایی آن با سازند شمشک هر دو با یک افق فرسایشی مشخص می‌شود (شهرابی، ۱۳۷۸).



شکل ۲-۹) رخنمون واحدهای آهکی سازند الیکا در جنوب روستای آستانه.

۲-۴-۲) سازند شمشک

سازند شمشک با سن تریاس پایانی - ژوراسیک زیرین، به دلیل رخساره سنگی و دارا بودن منابع ذغال سنگ، یکی از شناخته‌ترین، گسترده‌ترین و شاخص‌ترین واحد چینه‌نگاری ایران است. برش نمونه آن را (Assereto., 1996) در دره علیای روته (شمال گردنه لاسم) با ضخامت ۱۰۲۷ متر معرفی کرد. این سازند در محل برش الگو به چهار بخش ماسه‌سنگی پایینی، سری ذغال‌دار پایینی، ماسه‌سنگ بالایی و سری ذغال‌دار بالایی تقسیم شده است. با توجه به تغییرات رخساره‌ای این سازند در قالب واحدهای سنگ‌چینه‌ای زیر در منطقه شناسایی و معرفی می‌گردد.

رخساره ماسه‌سنگی سازند شمشک شامل ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایه میکروکنگلومرایی است و به دلیل مقاومت در مقابل فرآیندهای فرسایشی عموماً دارای سنگ هوازده سبز تیره تا قهوه‌ای است. تناوب نسبتاً منظم از شیل و ماسه‌سنگ بخش عمده نهشته‌های شمشک را در منطقه تشکیل می‌دهد که رنگ آن سبز تیره تا سیاه است و علاوه بر آثار فسیل گیاهی فراوان، اغلب حاوی لایه‌ها و عدسی‌های ذغالی

نیز می‌باشد (شکل ۲-۱۰). در منطقه مورد مطالعه، سازند شمشک در دامنه‌های شمالی و جنوبی رخنمون گسترده‌ای دارد. این سازند در مرز زیرین خود با سازند الیکا و مرز بالایی با سازند دلیچای به صورت ناپیوستگی فرسایشی قرار گرفته است.



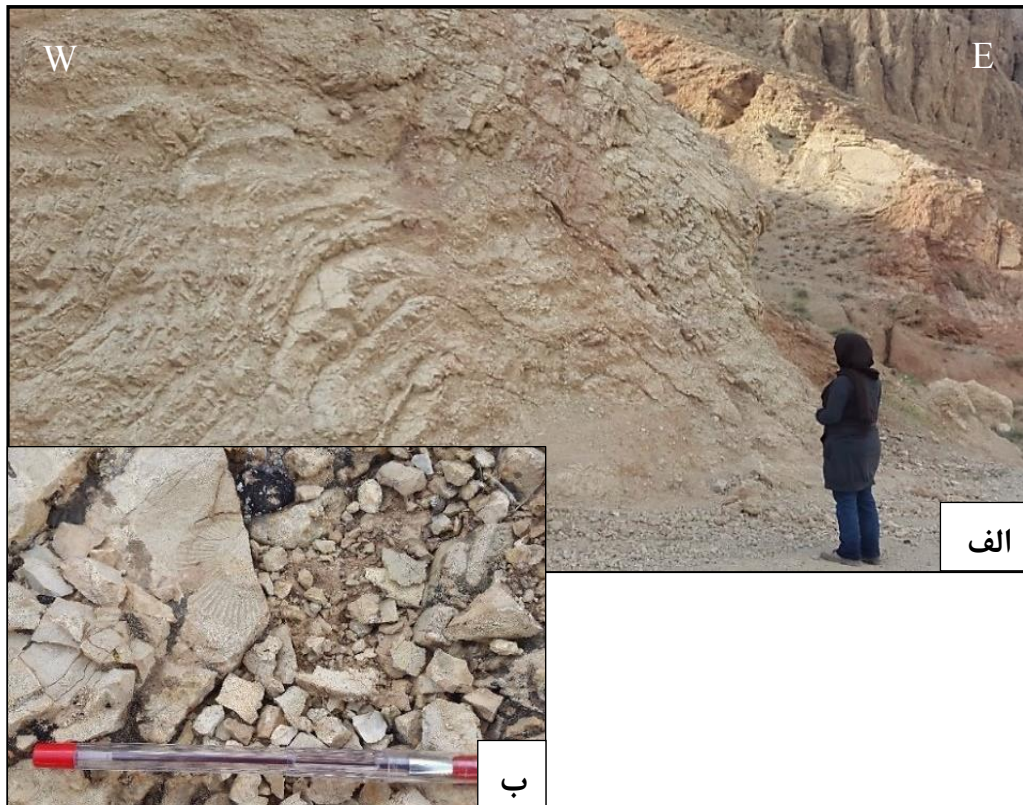
شکل ۲-۱۰) نمایی از رخنمون سازند شمشک در خاور روستای آستانه.

۲-۴-۳ سازند دلیچای

محدوده گذار از نهشته‌های آواری سازند شمشک به نهشته‌های کربناتی و شیمیایی سازند لار، به "سازند دلیچای" موسوم است که شامل آهک‌های مارنی نازک لایه تا متوسط لایه، حاوی نودول‌های چرت و نیز میان‌لایه‌های مارنی است که به وفور دارای آمونیت می‌باشد. نام این سازند از رودخانه دلیچای در خاور شهرستان دماوند گرفته شده است.

این سازند معرف نخستین واحد سنگی از رسوبات دریایی ژوراسیک میانی البرز است. در بخش قاعده‌ای این سازند آلیت‌های آهکی با قلوه‌های آمونیتی و گاهی ترک‌های گلی مشاهده می‌شود. سازند دلیچای با کنتاکتی همشیب بر روی سازند شمشک جای گرفته است و سطح فوقانی این سازند نیز به تدریج به آهک‌های لار به رنگ روشن ختم می‌گردد. این سازند در بخش شمال خاوری منطقه و شامل سنگ آهک و مارن متناوب و دارای فسیل آمونیت است.

وجود مارن در این سازند سبب شده تا این سازند نسبت به فرسایش مقاومت کمتری داشته و توپوگرافی ملایم‌تری نسبت به سازند لار از خود نشان دهد (شکل ۲-۱۱).



شکل ۲-۱۱ الف-رخنمون واحدهای آهکی دلیچای در شمال روستای آستانه ب) فسیل آمونیت.

۲-۴-۴ سازند لار

وجه تسمیه سازند لار از نام دره لار در البرز مرکزی (Assereto., 1996)، به سنگ‌آهک‌های کوه ساز با سن ژوراسیک پسین نسبت داده شده است که در بخش‌های گسترده‌ای از البرز بر روی نهشته‌های فرسایش‌پذیر ژوراسیک میانی (سازند دلیچای) و یا رسوبات ذغال‌دار گروه شمشک جای گرفته است (آقابات، ۱۳۸۳).

پیکره اصلی این سازند، شامل آهک‌های خاکستری روشن تا کرم رنگ ضخیم لایه توده‌ای است که با ریخت صخره‌ای، در بخش‌های شمال و شمال خاوری منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود. نودول‌های چرتی در این واحد فراوان دیده می‌شود ولی فسیل آمونیت، به‌ندرت قابل دیدن است. بخش‌های بالایی این واحد نیز دولومیتی شده است (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲ الف-رخنمون واحدهای آهکی سازند لار در شمال چشمه علی. ب) نودول‌های چرتی.

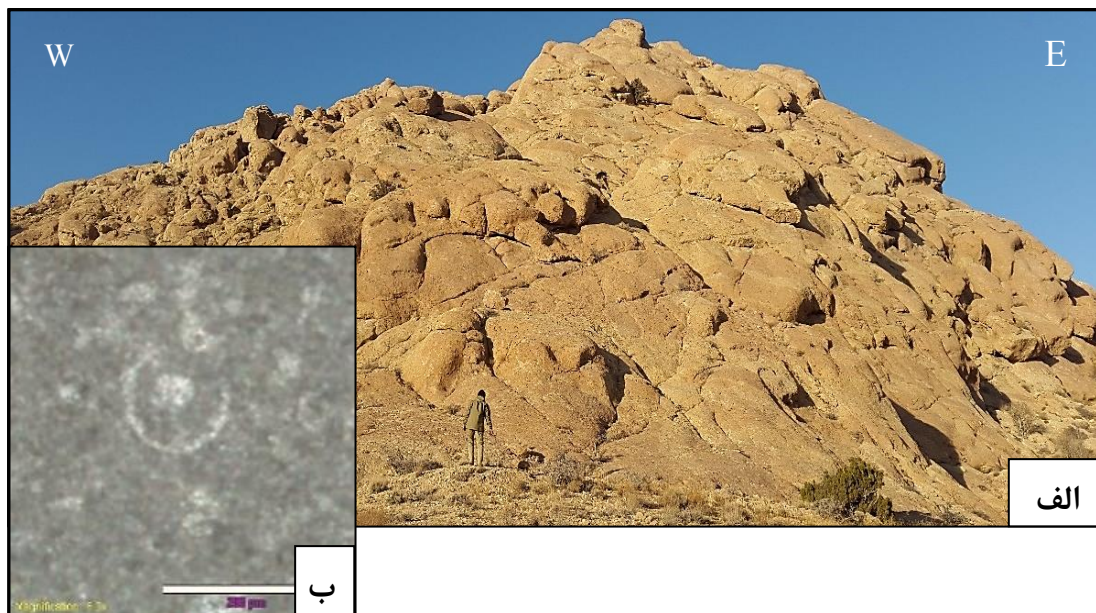
۲-۴-۵ آهک‌های کرتاسه بالایی

سنگ‌های کرتاسه بالایی در محدوده ورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی، اکبرپور، ۱۳۷۱) گسترش فراوانی داشته و از نظر ریخت‌شناسی شباهت زیادی به سنگ آهک‌های سازند لار دارد. سنگ‌های کرتاسه بالایی در منطقه مورد مطالعه، شامل سنگ آهک‌های خوب لایه‌بندی شده با رنگ کرم و سفید است که حاوی فسیل‌های رودیست و اگزوزیرا می‌باشد (شکل ۲-۱۳).



شکل ۲-۱۳ رخنمون واحدهای آهکی کرتاسه بالایی (K_2^{L1}) در دامنه شمالی فراافتادگی ($36^{\circ} 14/923'N$ و $53^{\circ} 58/782'E$)

جهت تعیین سن دقیق این واحد نمونه برداری از واحد سنگی انجام شد که موقعیت و محل برداشت نمونه‌ها در نقشه ساختاری تهیه شده نشان داده شده است. در بخشی از منطقه، واحدی از سنگ آهک ضخیم لایه سفید تا سفید مایل به صورتی به چشم می‌خورد که به دلیل عدم قطعیت در سن و جنس واحد مورد نظر، مطالعه مقطع میکروسکوپی انجام گرفت. موقعیت و محل برداشت نمونه‌ها در نقشه ساختاری تهیه شده، نشان داده شده است. در مقطع مورد نظر میکروفسیل‌های الیگوسژینا به صورت کروی در مقطع میکروسکوپی قابل مشاهده بوده و بر این اساس سن کرتاسه بالایی را برای این آهک‌ها تأیید می‌نماید (شکل ۲-۱۴).

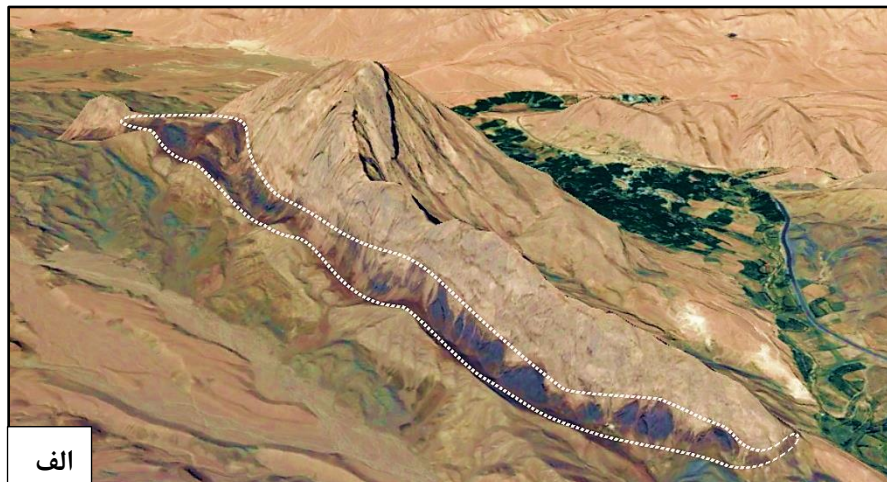


شکل ۲-۱۴) الف) رخنمون واحدهای آهکی کرتاسه بالایی. ب) تصویر مقطع میکروسکوپی میکروفسیل الیگوسژینا.

۲-۴-۶) بازالت پیشسار

این واحد آذرین در بخش جنوبی روستای آستانه و کوه پیشسار قرار دارد (شکل ۲-۱۵) و در مرز سازند الیکا و شمشک مشاهده می‌شود. استقرار این واحد آذرین با روند شمال خاوری - جنوب باختری حاکی از برقراری دوره‌ی خشکی‌زایی در طی تریاس میانی و غلبه‌ی شرایط اقلیمی استوایی و فرسایش آهک-های دولومیتی و رسی سازند الیکا است (رحیم‌پور و اسماعیلی، ۱۳۸۶) که همانند بسیاری از نقاط

مختلف دنیا موجب تشکیل افق بوکسیتی در این منطقه شده است. سنگ‌های آذرین بازالتی (جمشیدی و همکاران، ۱۳۸۹) مورد مطالعه با ضخامت متغیر بین ۱۰ تا ۷۰ متر، به شدت متحمل دگرسانی شده‌اند و سطوح بالایی و پایینی آن به صورت حفره‌دار است.



شکل ۲-۱۵) واحد بازالتی پیشسار. الف- نمایی از واحد بازالتی کوه پیشسار که با خط چین قرمز رنگ بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth مشخص شده است. ب- توالی چین‌شناسی واحدهای الیکا، واحد بازالتی و سازند شمشک در منطقه مورد مطالعه.

ماهیت این سنگ‌ها از نوع گدازه است، زیرا آثاری از پختگی و تزریق مواد آذرین به درون سنگ‌های اطراف مشاهده نمی‌شود. شکستگی‌های موجود در گدازه نیز توسط کلسیت ثانویه و با ضخامت ۱ تا ۱۰ سانتی‌متر پر شده است (شکل ۲-۱۶). در بخش‌هایی از منطقه، واحد کنگلومرایی با قطعات منشأ گرفته از سازند کربناته‌ی الیکا در سطح تماس بالایی واحد بازالتی قابل مشاهده است (شکل ۲-۱۷). در بعضی از مناطق، چشمه‌های آهکی، رگه‌های تراورتنی را در واحدهای سنگی ایجاد کرده‌اند (شکل ۲-۱۸). از بافت‌های قابل مشاهده گدازه‌ها در صحرا، می‌توان به ساخت‌های حفره‌ای و بادامکی اشاره کرد که این حفرات توسط کلسیت و سیلیس پر شده‌اند (شکل ۲-۱۹).



شکل ۲-۱۷) کنگلومرا با قطعات منشاء گرفته از سازند الیکا در کوه پیشسار



شکل ۲-۱۶) شکستگی‌های پر شده با کلسیت در واحد بازالتی

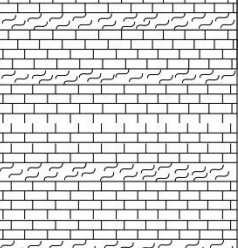

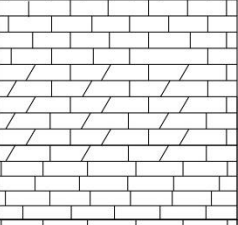
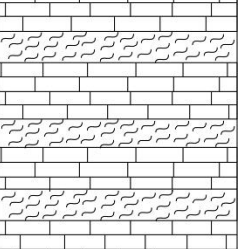
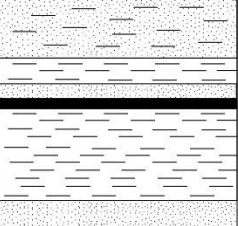

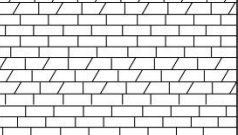
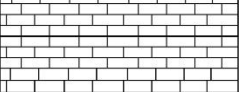


شکل ۲-۱۹) ساخت بادامکی پر شده با کلسیت و سیلیس در واحد بازالتی کوه پیشسار



شکل ۲-۱۸) ته‌نشست تراورتن در اطراف بازالت‌های کوه پیشسار

ستون چیننگاری سازندهای رخنمون یافته مربوط به دوران مزوزوئیک، در منطقه مورد مطالعه، در شکل (۲۰-۲) آورده شده است .

Erathem	System	Series	Formation	Lithology	Description
M E N O Z O I C	cretaceous	Upper			Rudist limestone, rare marly intercalation
					Fault
	Jurassic	Upper	LAR Fm.		Massive and thick-bedded limestone and Dolomitic limestone
			DELICHAI Fm.		Thick bedded limestone and marly limestone
		Lower	SHEMSHAK Fm.		Sandstone, Shale, few coal seams, Siltstone, Claystone, Shale coal bearing,
	Triassic	Upper			Volcanic rocks, Basalt
			Middle	ELIKA Fm.	
					Dolomitic limestone.

شکل (۲-۲۰) ستون چیننگاری سازندهای مزوزوئیک منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)

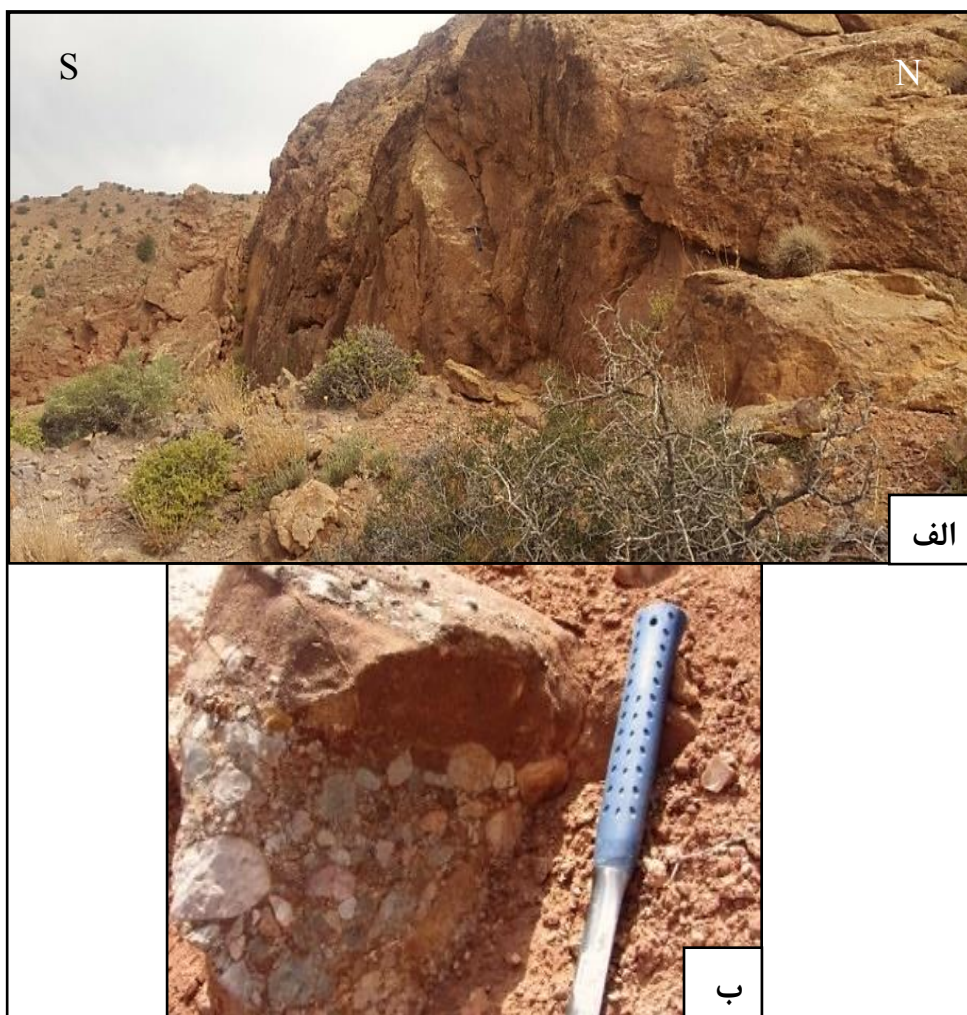
۲-۴-۷) سازند فجن

نام این سازند از نام روستای فاجان در خاور تهران اقتباس شده است. سازند کنگلومرای فجن نشانگر چرخه‌های فرسایشی بعد از رویداد کوهزایی لارامید است که بطور عموم ردیف‌های کهن‌تر را با ناپیوستگی زاویه‌دار می‌پوشاند. برش الگوی سازند فجن توسط (Dellenbach 1964) در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهران، نزدیک روستای فاجان معرفی شده است. ضخامت این سازند ۱۵۰ متر در برش الگوی گزارش شده ولی تغییرات زیادی دارد. سن آن را از پالئوسن تا ائوسن در نظر گرفته‌اند. از نگاه سنگ-شناختی این سازند شامل ضخامت متغیری از کنگلومرای چندزادی، ماسه‌سنگ‌های سرخ رنگ و مارن ماسه‌ای است. در محل برش الگو به طور دگرشیب سنگ آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین (سازند تیزکوه) را می‌پوشاند. مرز بالائی این سازند با سازند آهکی زیارت همشیب است.

سازند فجن در جاده فولادمحله به سمت چشمه‌علی دارای بهترین رخنمون است و به طور کلی به دو واحد قابل تفکیک است:

▪ بخش اصلی و گسترده سازند فجن را واحد کنگلومرای می‌سازد که در البرز به دلیل رخساره ویژه بسیار شناخته شده و متشکل از کنگلومرای یکپارچه و توده‌ای، با ضخامت زیاد و مقاوم است که در شمال جاده چشمه‌علی به فولادمحله تشکیل پرتگاه‌های مرتفعی را داده است. رنگ عمومی این واحد، قرمز روشن تا کرم است (شکل ۲-۲۱-الف).

▪ واحد ماسه‌سنگ زیرین که شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ تیره تا قهوه‌ای که با دگرشکلی، سنگ‌های کرتاسه پسین را پوشانیده است. ضخامت این واحد از ۱۰ تا ۱۵۰ متر متغیر است (شکل ۲-۲۱-ب).



شکل ۲-۲۱) الف- برونزد واحدهای کنگلومرای فجن در بخش باختری روستای سیاه پره.
 ب- واحد ماسه‌سنگ زیرین در جنوب روستای سیاه پره.

۲-۴-۸) سازند کرج:

Dedual در سال ۱۹۶۷، در دره کرج برشی از این سازند را معرفی و به آن "سازند کرج" نام داد. این سازند شامل شیل‌های آهکی و توفی، توف‌های سبز کم‌رنگ و آهک‌های تخریبی نازک لایه است که خوب لایه‌بندی شده و ضخامت آن تا ۸۰۰ متر نیز می‌رسد. این سازند در سطح به شدت فرسایش یافته و خرد شده است. در شمال خاوری روستای "سیاه پره" در زیر لایه‌های نازک ماسه‌سنگی، سنگ‌های آتشفشانی از نوع آندزیت به صورت بلوک‌های کوچک و پراکنده بیرون‌زدگی دارند. این سازند در بخش‌های بالایی بسیار منظم و پراکنده بوده و بیشتر شامل شیل توفی-توف است. در منطقه مورد مطالعه نیز این واحد در بخش شمالی گسترش نسبتاً وسیعی دارد (شکل ۲-۲۲).



شکل ۲-۲۲) رخنمون واحدهای توفی کرج در برش جاده فولادمحله - کیاسر (دید به سمت شمال)

۲-۴-۹) واحدهای نئوژن:

سنگ‌های نئوژن تماماً رسوبی و شامل نهشته‌های میوسن و جوان‌تر است که رسوبات میوسن، در شمال منطقه گسترش بیشتری دارد و در ضمن دارای تنوع زیادی از نظر لیتولوژی و زمانی است (سعیدی و اکبریور، ۱۳۷۱). در جنوب روستای اکره و بخش‌های دیگر مارن‌های سفید رنگ با ریخت گنبدی شکل همراه با لایه‌های نازک ماسه‌سنگ رخنمون دارند که رخساره‌ای یکنواخت دارند و هیچ‌گونه تغییر سنگ‌شناختی در آن‌ها مشاهده نمی‌شود (شکل ۲-۲۳).

در جنوب روستای سرخده می‌توان کنگلومراهای نئوژن با افق‌هایی از ماسه و گاه مارن سیلت‌دار را مشاهده کرد که گسترش نسبتاً وسیعی دارند.

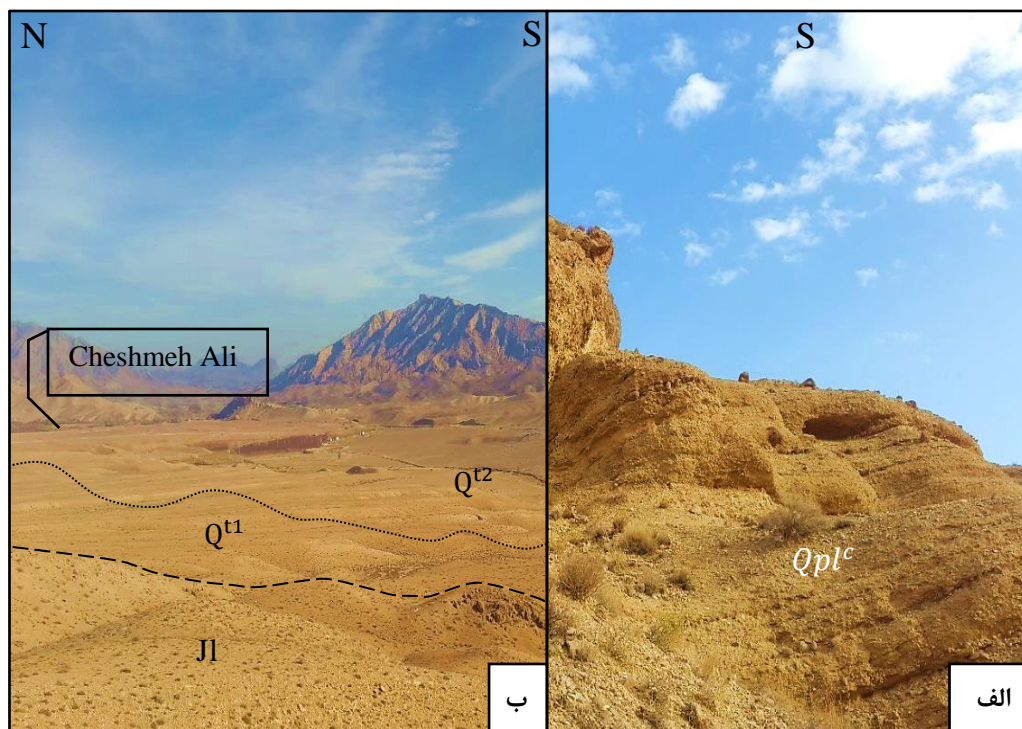


شکل ۲-۲۳) رخنمون واحدهای مارنی نئوژن در نیمه جنوب باختری فراافتادگی آستانه - فولادمحله (خاور فولادمحله).

۲-۴-۱۰) واحدهای کواترنری

جوان‌ترین رسوبات موجود در منطقه نهشته‌های کواترنری می‌باشند. براساس سن و رخساره، نهشته‌های کواترنری منطقه به واحدهای سنگ چینه‌ای زیر تقسیم می‌شود:

- نهشته‌های کنگلومرای قدیمی‌ترین رسوبات کواترنری منطقه مورد مطالعه می‌باشند که تماماً کنگلومرای یکنواخت و فرسایش یافته‌اند و در شمال باختری فولادمحله و در نزدیکی چشمه‌علی رخنمون دارند (شکل ۲-۲۴-الف).
- نهشته‌های آبرفتی کهن هستند که به صورت نختگاه‌هایی نسبتاً وسیع در گسترش دارند که حداکثر ضخامت آن‌ها ۲۰-۲۵ متر می‌باشد. فشردگی در این واحد نسبی بوده و سیمان آن ماسه آهکی است (شکل ۲-۲۴-ب).
- نهشته‌های آبرفتی جوان‌تر، ضخامت و ارتفاع کمتری داشته و بیشتر شامل نهشته‌های رسی سیلتی و ماسه‌ای است.



شکل ۲-۲۴) الف- نمایی از واحدهای کنگلومرای کواترنری پلیستوسن در جنوب چشمه‌علی. ب) رخنمون نهشته‌های آبرفتی کهن (Q_1^1) و جوان (Q_2^2) در منطقه.

- در بخش جنوب شرقی روستای آستانه واحدهای سنگی از جنس تراورتن را می‌توان دید که رسوب‌گذاری آن در حال حاضر نیز ادامه دارد (شکل ۲-۲۵).



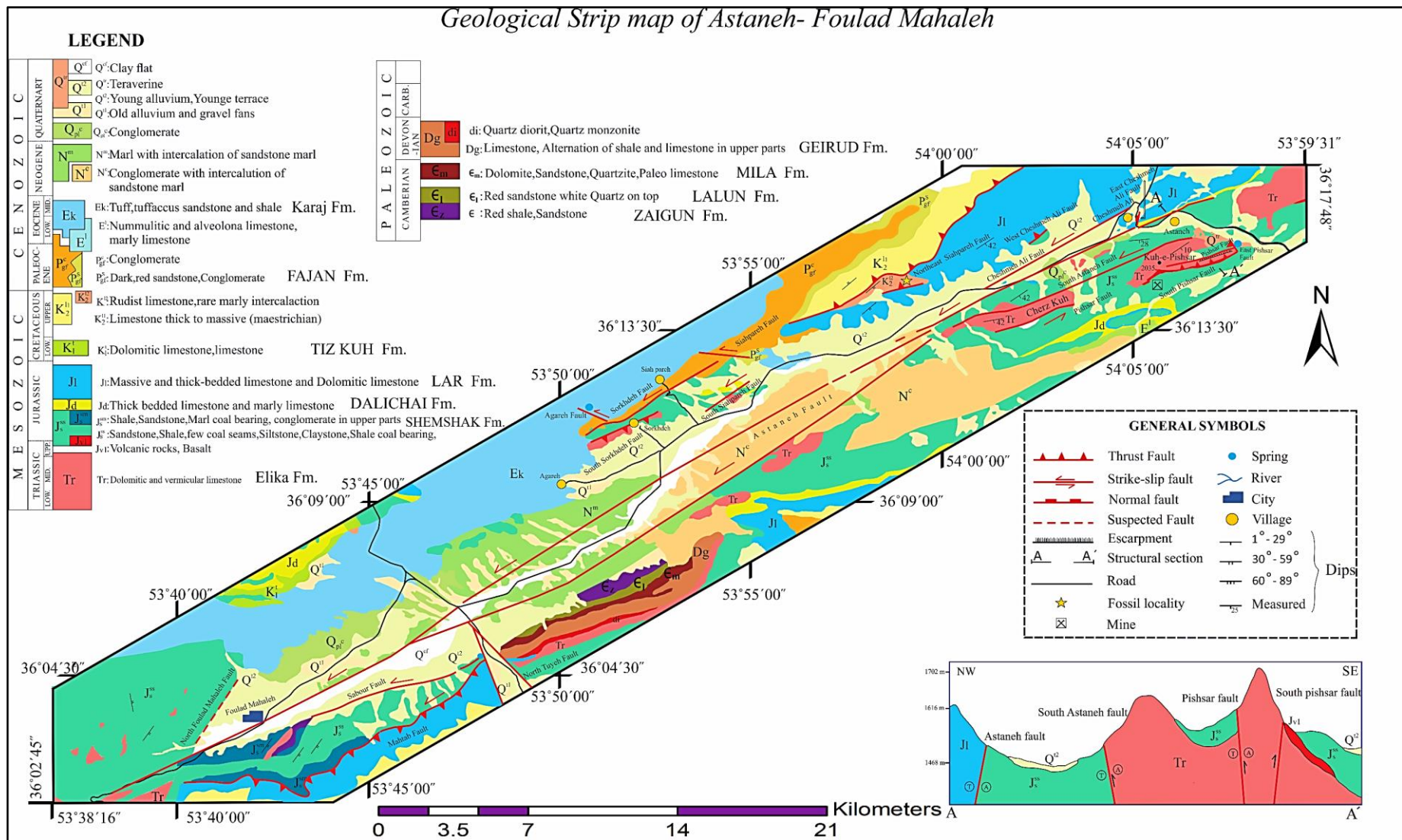
شکل ۲-۲۵) واحدهای تراورتنی جنوب آستانه. الف) رخنمون واحدهای تراورتنی، معدن تراورتن فعال و چشمه آهکی در جنوب روستای آستانه. ب) تراورتن.

- نهشته‌های دست سیلابی که فقط در دشت فولادمحله دیده می‌شوند و عمدتاً متشکل از رس و سیلت با حداکثر ضخامت ۴ متر می‌باشند. ستون چین‌نگاری سازندهای رخنمون یافته مربوط به دوران سنوزوئیک، در منطقه مورد مطالعه، در شکل (۲-۲۶) آورده شده است.

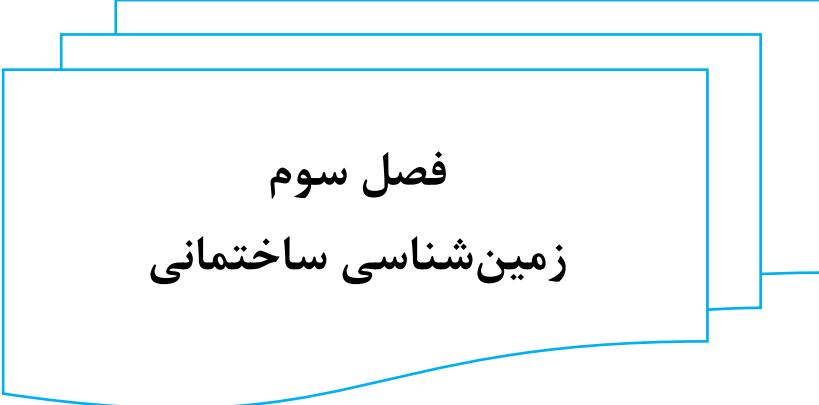
Erathem	System	Series	Formation	Lithology	Description	
C E N O Z O I C	Quaternary				Conglomerate (alluvium young terraces)	
					Travertine	
					Conglomerate	
	Neogen					Marl with intercalation of sandstone marl
						Conglomerate with intercalation of sandstone marl
						Tuff, tuffaceous sandstone and shale
					Dark, red sandstone	
Paleocene	Eocene	K A R A J Fm.			Conglomerate	
					Dark, red sandstone	
Paleocene	Paleocene	F A J A N Fm.			Dark, red sandstone	
					Conglomerate	

شکل ۲-۲۶) ستون چینه‌شناسی سازندهای دوران سنوزوئیک مشاهده شده در منطقه (بدون مقیاس).

Geological Strip map of Astaneh- Foulad Mahaleh



شکل ۲-۲۷) نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه.



فصل سوم
زمین‌شناسی ساختمانی

در نتیجه عملکرد فرایندهای تکتونیکی ساختارهای مختلفی در پوسته زمین ایجاد می‌شوند که بسته به نیروی تغییر شکل‌دهنده و رفتار سنگ‌ها عناصر مختلفی به وجود می‌آید. به طوری که شکل و جهت-یافتگی حاصل از ساختارها بازتابی از عملکرد بین نیروهای تغییر شکل‌دهنده و توده سنگ اولیه است. یکی از فاکتورهای مهم در تعیین پایداری یک منطقه، دگرریختی سطحی آن است. در واقع دگرریختی نقطه شروع در بررسی‌های زمین‌شناسی ساختمانی می‌باشد. عناصر ساختاری ابزار ضروری جهت شناخت دگرریختی و دستیابی به الگوی دگرریختی در هر ناحیه محسوب می‌شوند که شامل چین‌ها و شکستگی‌ها می‌باشند. گسل‌ها، درزه‌ها و رگه‌ها از انواع مهم شکستگی‌ها در زمین‌شناسی ساختمانی می‌باشند.

گسل‌ها شکستگی‌هایی در پوسته زمین هستند که در طول آن‌ها تغییر شکل‌های قابل توجهی ایجاد شده است. گاهی اوقات گسل‌های کوچک در ترانشه‌های جاده، جایی که لایه‌های رسوبی چند متر جابجا شده‌اند و یا سطوح لغزش قابل توجهی رخمون دارند، قابل تشخیص هستند. گسل‌هایی در این مقیاس و اندازه، معمولاً به صورت تک گسیختگی جدا اتفاق می‌افتد. در مقابل، گسل‌های بزرگ شامل چندین صفحه گسل می‌باشند. این منطقه‌های گسلی می‌توانند چندین کیلومتر پهنا داشته باشند و معمولاً از روی تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی راحت‌تر قابل تشخیص‌اند. حضور گسل در یک منطقه نشان می‌دهد که در زمان گذشته در طول آن جابجایی رخ داده است. این جابجایی‌ها می‌تواند به صورت آرام و بدون لرزشی در زمین یا به صورت ناگهانی و اغلب با ایجاد زمین‌لرزه‌ها اتفاق بیفتند. بیشتر گسل‌ها غیر فعال‌اند و باقیمانده‌ای از تغییر شکل‌های گذشته می‌باشند.

در امتداد گسل‌های فعال، حین جابجایی فرسایشی دو قطعه در کنار هم، سنگ‌ها شکسته و فشرده می‌شوند. در سطح صفحات گسل، سنگ‌ها به شدت صیقلی و شیاردار می‌شوند. این سطوح صیقلی و شیاردار، در شناخت جهت آخرین جابجایی ایجاد شده در طول گسل کمک می‌کند. در هر منطقه ساختاری علاوه بر گسل‌های اصلی تعدادی شکستگی‌های فرعی به صورت دسته گسل‌های سری دوم، سوم و یا چهارم نیز در منطقه دیده می‌شود. گسل‌های فرعی عموماً با گسل‌های اصلی موازی بوده اما گاهی نیز شکستگی‌های اصلی را با زوایای متفاوت قطع می‌کنند.

در این بخش از پژوهش به معرفی گسل‌های منطقه به عنوان مهم‌ترین عناصر زمین‌ساختی پرداخته می‌شود و ضمن ارائه شواهد و داده‌های حاصل از پیمایش‌های صحرایی متعدد و داده‌های دورسنجی، ویژگی‌های هندسی و جنبشی آن‌ها بررسی می‌گردد. به منظور بررسی هندسی گسل‌ها، پارامترهای موقعیت صفحات گسلی، طول گسل‌ها، جنس واحدهای سنگ‌چینه‌ای فرادیواره و فرودیواره گسل‌ها و طول اثر سطحی آن‌ها مورد مطالعه قرار می‌گیرند. در بخش تحلیل جنبشی ساختار گسل نیز از نشانگرهای جنبشی قابل برداشت در مشاهدات صحرایی از پهنه‌های گسلی مانند خش‌خطها و پله‌های گسلی و ... استفاده می‌شود تا با بررسی دقیق جهت جابجایی و نوع حرکت، در نهایت سازوکار گسل مورد مطالعه به دست آید. این نشانگرهای جنبشی در ادامه به تفصیل مورد بحث قرار می‌گیرند. به‌منظور مطالعه و بررسی ساختارهای اصلی و فرعی یک منطقه روش‌های مختلفی بکار می‌رود. در این پژوهش با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور و تلفیق اطلاعات مستخرج از آن با داده‌های حاصل از پیمایش‌های صحرایی، مطالعات قبلی و نقشه‌های زمین‌شناسی موجود، لایه‌های اطلاعاتی منطقه به دست آمد. با خروجی گرفتن از مجموعه‌ی داده‌های حاصل از پردازش اطلاعات، نقشه زمین‌شناسی منطقه ترسیم گردید.

۱-۳) مطالعات دورسنجی:

امروزه فناوری دورسنجی و تنوع تصاویر ماهواره‌ای (Satellite Images) با قدرت تفکیک و مشخصات متفاوت، به منظور کاربردهای زمین‌شناسی مختلف از جمله تعیین خطواره‌ها، تعیین مناطق دارای پتانسیل از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی، تهیه نقشه و ... بسیار مورد توجه است. از این تکنیک جهت استخراج خطواره‌ها و تفکیک و شناسایی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه استفاده شد.

در این مطالعه از تصاویر ماهواره‌ای ETM+ [۳۰] با ترکیب باندی (۷-۴-۱) با سیستم مرجع (Reference Datum) "WGS84" و سیستم تصویربرداری (Map Projection) "UTM" زون 39°N استفاده شد. با اعمال فیلترهای Directional/Convolution در جهات ۴۵°، ۹۰°، ۱۳۵° و ۱۸۰° و فیلتر مورفولوژی

Erode بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه در محیط نرم افزار ENVI شکستگی‌های موجود در منطقه شناسایی شد.

خطواره‌ها بر روی تصویر ماهواره‌ای به صورت خطی قابل مشاهده‌اند و می‌توانند با عوارض خطی دیگر مانند آبراهه‌ها و جاده‌ها اشتباه گرفته شوند. به‌منظور جلوگیری از بروز خطا در ترسیم خطواره‌ها بر روی تصویر ماهواره‌ای، از علائمی مانند تغییر رنگ لیتولوژی، خطی بودن پوشش گیاهی، الگوی رودخانه‌ها، قطع‌شدگی امتدادی در ساختارها، جای‌گیری لیتولوژی‌های متفاوت با سن‌های متفاوت در کنار هم و ... استفاده شد. داده‌های جمع‌آوری شده پس از تجزیه و تحلیل با کنترل و مقایسه با داده‌های صحرایی، در محیط نرم افزار GIS ادغام و سپس با اعمال روش‌های مختلف و تفسیر تصاویر، گسل‌های اصلی و فرعی منطقه شناسایی گردید. به‌منظور تشخیص لیتولوژی‌های مختلف از ترکیب باندهای (۷-۴-۱) و سپس اعمال فیلتر High Pass بر روی تصاویر در محیط نرم افزار ENVI، لایه‌های مختلف با ترکیب سنگ‌شناسی گوناگون مشخص گردید. سپس با تلفیق اطلاعات حاصل از مطالعه موردی مقاطع میکروسکوپی نمونه‌های سنگی در منطقه، مشاهدات صحرایی و تفسیر تصویر ماهواره‌ای، واحدهای چینه‌شناسی تفکیک و شناسایی گردید.

۲-۳) روش‌های تحلیل سازوکار گسل‌ها

روش‌های تشخیص سازوکار گسلها مانند چینه‌نگاری، عناصر ساختاری همچون چین‌های کشیده سطح گسل (Fault derage fold) و ... می‌باشد. در شرایطی که این شواهد حضور نداشته باشند، به‌منظور تشخیص نحوه حرکت و سازوکار گسل‌ها از نشانگرهای جنبشی برداشت شده از پهنه گسلی استفاده می‌شود. ضرورت استفاده از این نشانگرها در بررسی تنش دیرین در بازه نو زمین‌ساختی با استفاده از تحلیل لغزش گسل‌ها (Fault Slip Ananlysis) به‌خصوص در واحدهای سنگی جوان می‌باشد. معیارهای ریخت‌شناسی سطح گسل به‌ویژه در مکان‌هایی که واحدهای سنگی طرفین سطح گسل، از یک جنس و سن باشند و روش‌های چینه‌نگاری و سایر ابزارهای تعیین سازوکار گسل مانند خمش‌های مجاور سطح

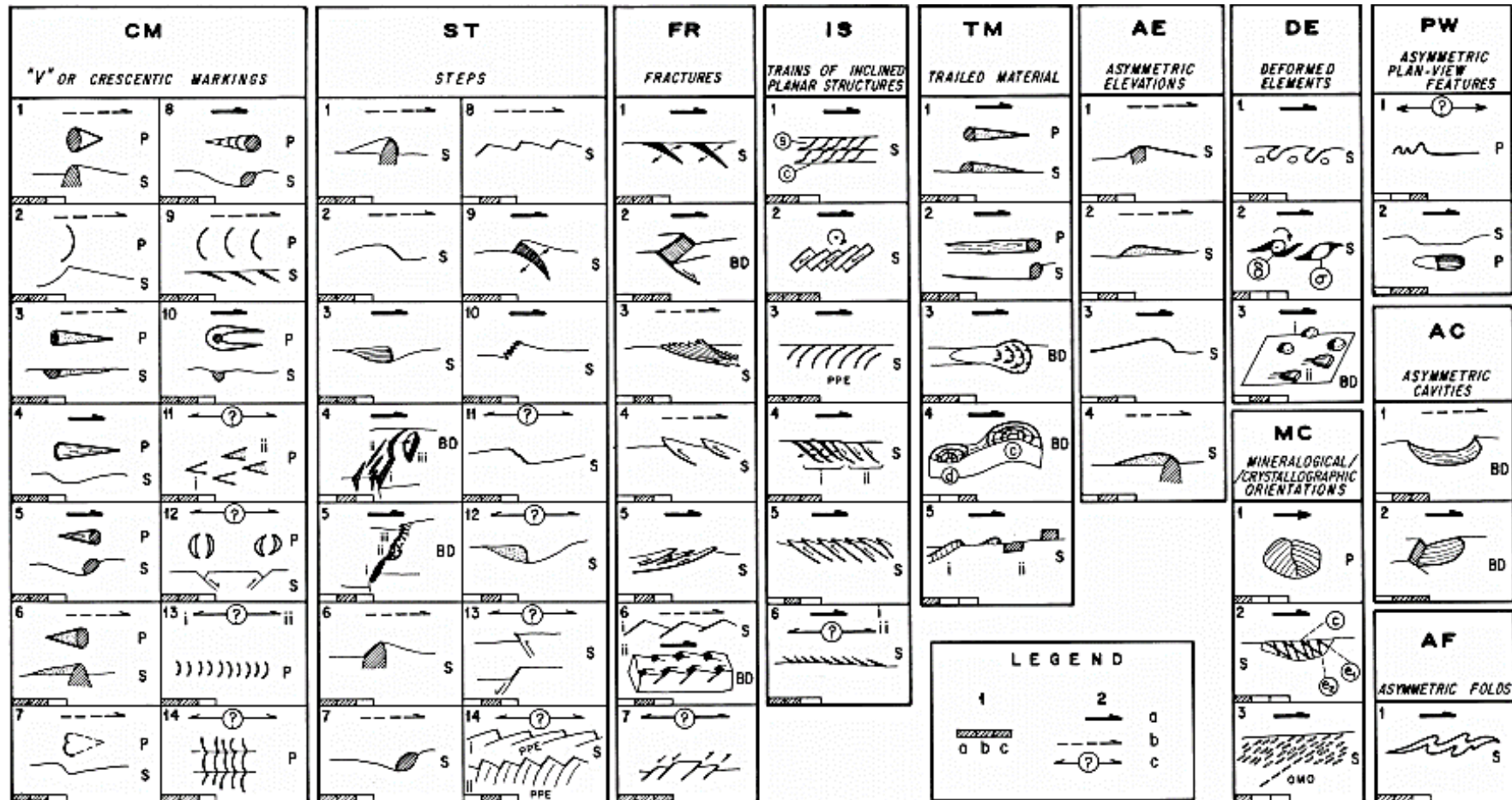
گسل (Fault derag fold) در دسترس نباشند، ابزار مناسبی در تعیین نحوه حرکت (Movement sense) در سطح گسل می‌باشند.

این نشانگرها براساس تأثیرپذیری از عوامل عمده‌ای از جمله رفتار مکانیکی سنگ‌ها (چسبندگی و زاویه اصطکاک داخلی) و نوع سنگ قرار می‌گیرند و به انواع متنوعی از ساختارهای ثانویه همراه با گسل نظیر شکستگی‌های ریدل (Riedel, 1929)، ریزچین‌ها و چین‌های کشیده (Davis, 1984)، چین‌های مرتبط با گسلش (Roering & Smith, 1987)، عدسی‌های نامتقارن پهنه گسلی و ساختار S-C (Marshak & Mitra, 1988)، خش خط‌های گسلی (Angellier, 1994)، خطواره‌های رشته‌ای ناشی از رشد فیبرهای کانیاپی و پله‌های گسلی (doblas, 1998) اطلاق می‌شوند.

از نخستین مطالعات می‌توان به مطالعات (Riedel, 1929) اشاره نمود. وی به‌منظور بررسی شکستگی‌های برشی به عنوان یکی از نشانگرهای ریخت‌شناسی سطح گسل، این ساختارها را در آزمایشگاه توسط گل رس مدل‌سازی کرد. وی شکستگی‌های ثانویه را به دسته‌های R ، R' ، T و P تقسیم‌بندی نمود و ملاک تفکیک آن‌ها را میزان زاویه و جهت حرکت این شکستگی‌ها نسبت به گسل می‌داند.

(Petite, 1987) به بررسی برخی از این عناصر ساختاری در برداشت‌های صحرایی رشته‌کوه Alpine High Atlas در موروکو پرداخته و معتبرترین معیارهای نحوه تشخیص حرکت را دسته شکستگی‌های مرتبط با گسل معرفی می‌کند.

(Doblas, 1998) در مقاله خود از نشانگرهای جنبشی به‌منظور تحلیل سازوکار گسل‌ها استفاده نمود (شکل ۳-۱). ایشان این نشانگرها را به‌طور کلی در بیش از ۱۱ گروه و ۶۱ زیرگروه تقسیم‌بندی نمود، که در هر پهنه گسلی با توجه به لیتولوژی، موقعیت، سن و سازوکار گسل تعدادی از آن‌ها قابل مشاهده و برداشت می‌باشند (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱) نشانگرهای جنبشی سطوح گسل (Doblas, 1998). شرح راهنما (Legend): اندیس سمت چپ (۱) نشان‌دهنده مقیاس شاخص‌ها در سه اندازه بسیار کوچک (a)، دهم میلی‌متر (b) و متری (c) می‌باشد. اندیس سمت راست (۲) سه نوع فلش مختلف (اشاره به جهت حرکت بلوک گمشده) نشان‌دهنده درصد اطمینان هر یک از شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل (a) (خوب)، b (نسبتاً خوب) و c (ضعیف) می‌باشد.

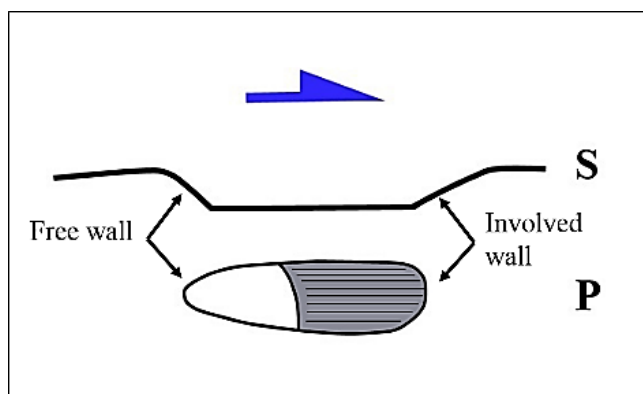
۳-۲-۱) خش خط‌های گسلی (Slickenlines)

حضور خش خط‌ها به همراه پله‌های گسلی (Fault steps) بر روی سطح گسل، یکی از بهترین شواهد برای تشخیص نوع حرکت محسوب می‌شود. خش خط‌ها شیپارهای کاملاً موازی هستند که در اثر لغزش و اصطکاک بر سطح گسل تشکیل می‌شوند و مسیر حرکت اخیر گسل را نشان می‌دهد.

۳-۲-۲) حفره‌های نامتقارن (Asymmetric cavities)

یکی از نشانه‌های حرکتی معتبر در رده‌بندی ارائه شده توسط (Doblas, 1998) وجود حفره‌های نامتقارن بر روی سطح گسل است. از آنجا که در رخنمون‌های طبیعی، سطح گسل به صورت یک سطح کاملاً صاف و مسطح نیست و در طول خود دچار خمیدگی‌هایی می‌باشد؛ ممکن است ضمن حرکت یکی از بلوک‌های گسلی، در مناطقی بر روی سطح اعوجاج یافته گسل اشکال حفره‌های طویل که نمای نامتقارنی دارند، شکل گیرد.

این حفره‌های نامتقارن از دو بخش پر شیب و کم شیب تشکیل شده است (شکل ۳-۲). بخش کم شیب این اشکال که دارای آثار خش خط می‌باشد، نشان دهنده دیواره درگیر (Involved wall) دو بلوک گسلی بوده و این در حالی است که بخش پر شیب این حفرات که فاقد خش خط و نشانه‌های حرکتی می‌باشد دیواره رها از درگیر بودن دو بلوک گسلی (Free wall) است. بنابراین در این نشانه‌ها جهت حرکت بلوک گم‌شده از بخش پر شیب حفره به سمت کم شیب آن است.



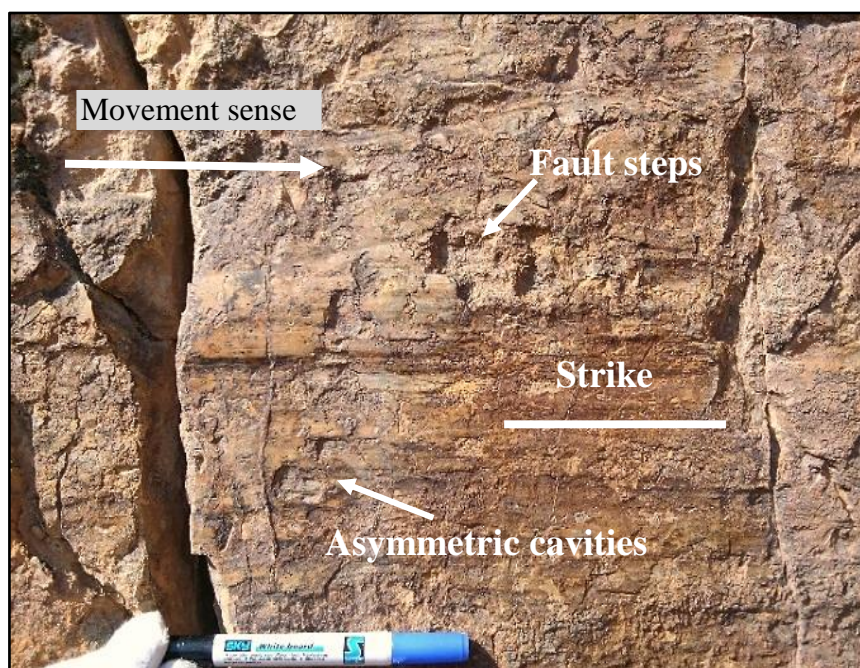
شکل ۳-۲) شکل شماتیک حفره‌های نامتقارن در سطح گسل.

۳-۲-۳) پله گسلی (Fault step)

در حالت معمول، صفحه گسلی بسته به شرایط؛ دارای نشانگرهایی است که با کمک آن‌ها می‌توان جهت و راستای جابجایی را تشخیص داد.

یکی از این نشانگرهای مناسب برای تعیین جهت جابجایی، پله‌های گسلی هستند که عمود بر امتداد گسل قابل شناسایی‌اند و با توجه به نوع این پله‌ها و شکستگی‌های سطح گسل می‌توان سوی حرکت فرادیواره را تعیین کرد.

پله‌های گسلی به صورت برجستگی‌های خطی و تیز هستند که دو پهلوی آن‌ها دارای شیب متفاوتی است و منظره پله مانند را بر روی سطح گسل ایجاد می‌کنند. رأس پله‌های گسلی عمود بر خش خط گسلی می‌باشد (Twiss, R. J. and Moores, E. M. 1992). با توجه به نوع پله و شکستگی‌های سطح گسل می‌توان سوی حرکت فرادیواره را تشخیص داد.

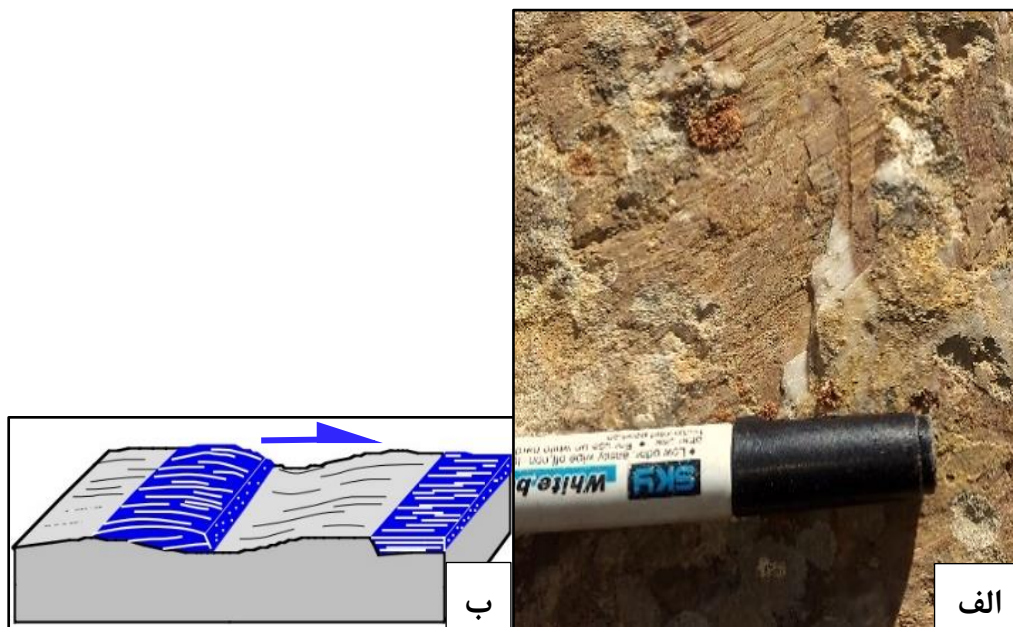


شکل ۳-۳). نمونه طبیعی از پله‌های گسلی و خش خط‌ها و حفره‌های نامتقارن روی سطح گسل در منطقه.

۴-۲-۳) خطواره‌های کانیاپی (Mineral Fibers)

خطواره‌های کانیاپی عموماً در مناطق پناهگاهی (پشت پله‌ها)، جایی که مناطق رها از درگیر بودن دو بلوک گسلی است و فاقد خش خط می‌باشد، دیده می‌شوند. این فیبرها از رشد کانی‌های رشته‌ای ثانویه در مناطق پناهگاهی تشکیل می‌شوند (شکل ۳-۴).

حضور این فیبرها مؤید آن است که گسل ضمن حرکت، بازشدگی جزئی داشته، که این بازشدگی محلی برای تشکیل کانی‌های ثانویه را در جهت بلوک مقابل در مناطق پناهگاهی را فراهم ساخته است (Marshak & Mitra, 1988). در این نشانه ریخت‌شناسی سطح گسل، جهت زاویه حاده در محل اتصال فیبرها به هر قطعه گسلی یا نوک V شکل آن، جهت حرکت آن قطعه گسلی را نشان می‌دهد (Twiss, R. J. and Moores, E. M. 1992).

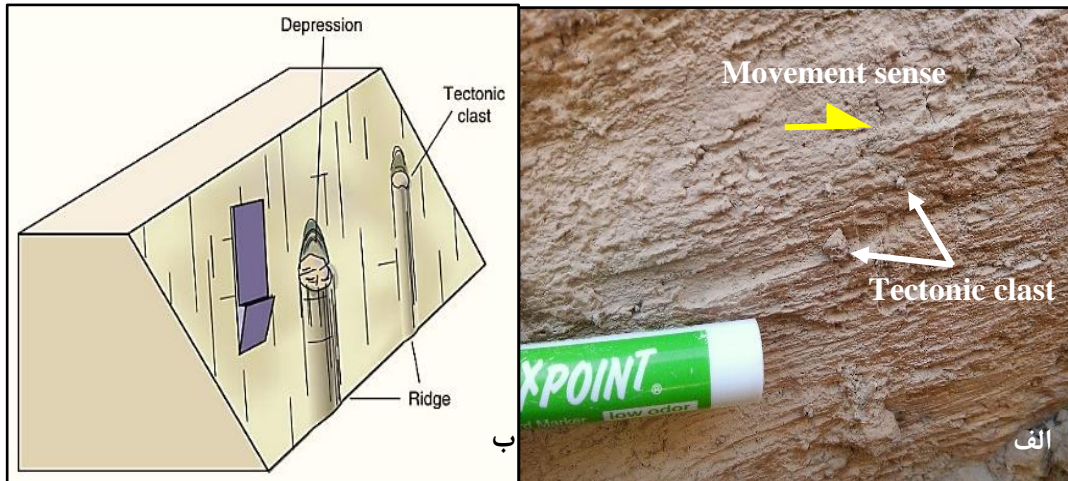


شکل ۳-۴) خطواره‌های کانیاپی بر روی سطح گسل. الف) نمونه طبیعی از خطواره کانیاپی روی سطح گسل در منطقه مطالعاتی. ب) نمایش بلوک دیاگرام پله‌های گسلی و رشد فیبرهای کانیاپی (Allmendinger, 1989).

۵-۲-۳) نشانه‌های ابزاری (Tool marks)

نشانه‌های ابزاری اشکال شیار مانند قاشقی شکلی هستند که در اثر کشیده شدن یک قطعه سنگ یا جسم فرسایش‌دهنده سخت بر روی یکی از دیواره‌های گسلی در جریان حرکت سطح لغزشی برجای

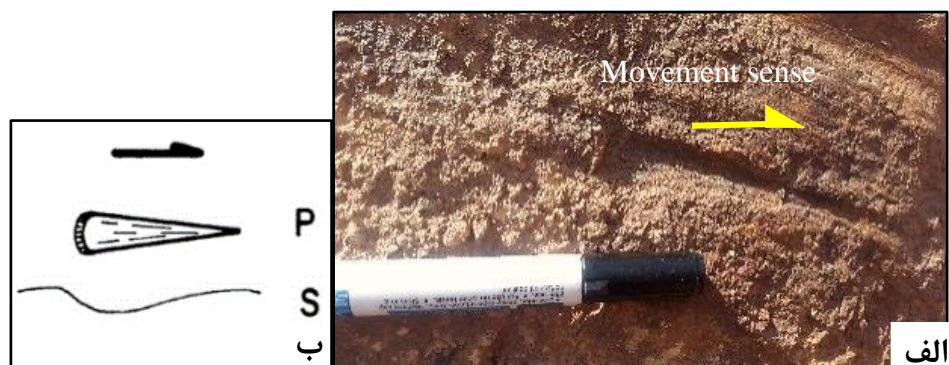
گذاشته می‌شود و ممکن است قلوه‌سنگ در انتهای شیار باقی بماند. در این صورت جهت حرکت به سمت انتهای حرکت جسم سخت است (شکل ۳-۵) اما در صورت عدم حضور کلاست استفاده از این معیار اعتبار چندانی ندارد (Doblas, 1998).



شکل ۳-۵) نشانه‌های ابزاری روی سطح گسل. الف) نمونه طبیعی از نشانه‌های ابزاری روی سطح گسل در منطقه مورد مطالعه. ب) نمایش بلوک دیاگرام از tool mark (Doblas, 1998).

۶-۲-۳) نشانه‌های V شکل (V or Crescentic markings)

نشانه‌های V شکل یا هلالی شکل یکی از ۱۱ گروه شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل است که در ۱۴ شاخص معرفی شده است. بر اساس تقسیم‌بندی (Doblas, 1998)، در این شاخص‌ها بسته به سمت قرارگیری زاویه حاده (نوک V)، جهت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهد (شکل ۳-۶). این ساختارها در نتیجه برشی شدن دانه‌ها در مناطق گسلی ایجاد می‌شود و به عنوان یک معیار قابل اعتماد به منظور تعیین جهت حرکت گسل‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد.



شکل ۳-۶) نشانه‌های V شکل در سطح گسل. الف) نمونه طبیعی از نشانه‌های V شکل در منطقه مورد مطالعه. ب) نمایش بلوک دیاگرام از ساختارهای V شکل (Doblas, 1998).

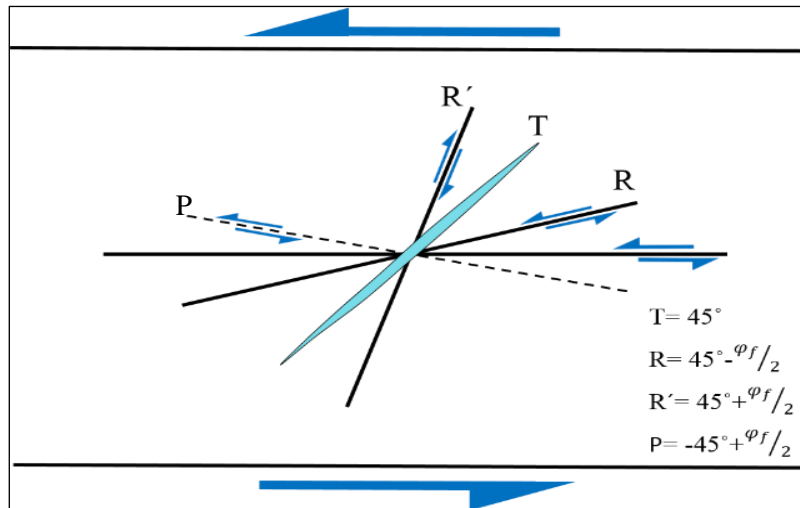
۷-۲-۳) شکستگی‌های فرعی روی سطح گسل (Riedel shears)

در مناطق گسلی بر اثر فعالیت گسل، شکستگی‌هایی دیده می‌شوند که برخی از این شکستگی‌ها بدون جابجایی‌اند و برخی دیگر ممکن است به تبع نوع فعالیت در منطقه گسلی، متحمل جابجایی شوند و گسل‌های فرعی را نسبت به گسل اصلی بسازند.

با توجه به میدان تنش ایجاد کننده گسل و شکستگی‌های مرتبط با آن سه دسته شکستگی قابل مشاهده است. دسته اول، شکستگی‌های اطراف گسل‌ها می‌باشند که بیشتر از نوع برشی بوده و سطوح آن‌ها به موازات سطوح گسل هستند. دسته دوم، شکستگی‌هایی هستند که با یکدیگر زاویه تقریباً ۶۰ درجه می‌سازند و همراه با برخی از گسل‌ها دیده می‌شوند. این شکستگی‌ها فراوانی کمتری دارند و شکستگی‌های مزدوج نامیده می‌شوند. دسته سوم، شکستگی‌های کششی هستند که با زاویه حاده در بین شکستگی‌های مزدوج قرار می‌گیرند.

شکستگی‌های برشی به عنوان شکستگی‌های ثانویه همراه با گسل، با گسل اصلی معمولاً زوایای خاصی می‌سازند و سازوکار آن‌ها با سازوکار گسل اصلی مرتبط است. این ارتباط را می‌توان در الگوهای برشی ریدل مورد بررسی قرار داد. این برشی‌ها در سطح لغزش، هندسی منظمی را از خود نشان می‌دهند و به صورت یک خط که ناشی از تقاطع این شکستگی‌ها و گسل اصلی است نمایان می‌شوند. این شکستگی‌ها بر روی سطح لغزش در جهتی تقریباً عمود بر خش‌خط‌ها توسعه می‌یابند.

شکستگی‌های برشی موسوم به برشی‌های ریدل (شکل ۳-۷)، اکثراً از پدیده‌های همراه با گسل‌های امتدادلغز می‌باشند که نسبت به سطح گسل تکرار می‌شوند و به برشی‌های R ، \bar{R} ، P و T تقسیم می‌شوند (Fossen, 2010).



شکل ۳-۷) موقعیت شکستگی‌های ریدل نسبت به گسل اصلی (برگرفته با تغییر از Coelho et al., 2006).

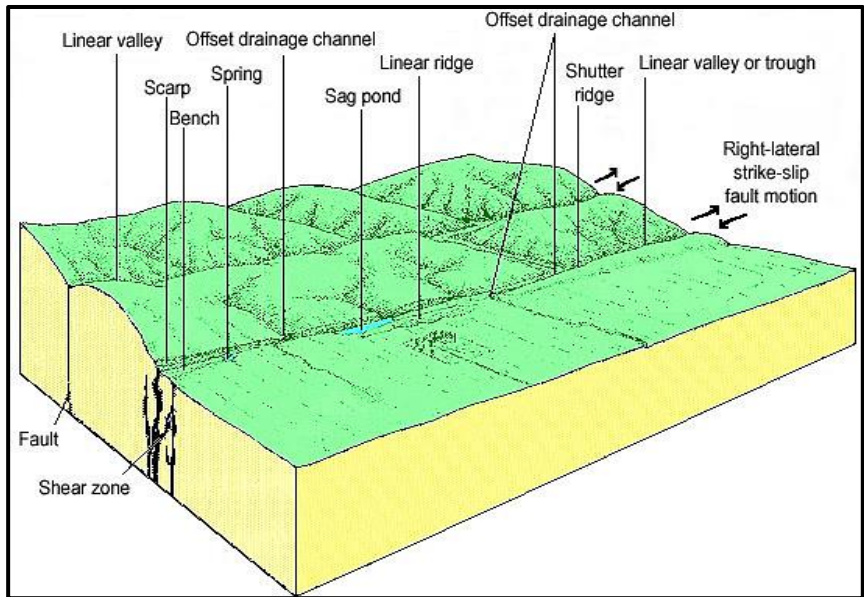
۳-۳) بررسی شواهد ریخت زمین‌ساختی:

گسلش فعال می‌تواند سبب پیدایش انواع زمین‌ریخت‌ها گردد. هر نوع گسل با مجموعه‌ای از سیماهای زمین‌ریختی خاص خود همراه است. گسل‌هایی که به سطح زمین می‌رسند به‌ویژه اگر جوان باشند، آثار حاصل از گسلش را در روی زمین ایجاد می‌نمایند.

در منطقه مورد مطالعه غالب گسلش در بخش‌های مختلف به صورت امتدادلغز است. بنابراین در منطقه عوارض مورفولوژی متنوع حاصل از گسلش امتداد لغز به خوبی قابل مشاهده است.

گسلش فعال امتدادلغز سبب ایجاد عوارض مورفولوژیک متنوعی می‌گردد که از جمله می‌توان به رودهای بریده شده، جابجایی مجاری آبراهه‌ها، مخروط‌افکنه‌های نامتقارن و خمیده، دره‌های خطی، جابجایی و برش رسوبات در طول گسل، استخرهای گسلی و غیره اشاره نمود که در شکل (۳-۸) نشان داده شده

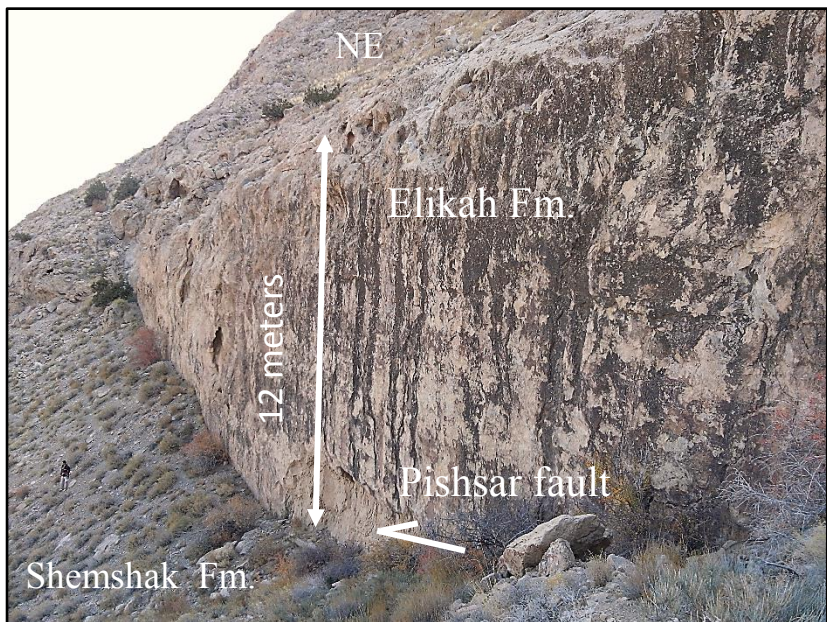
است (Keller E.A& Pinter N,1996).



شکل ۳-۸) عارضه‌های ریخت زمین‌ساختی گسل‌های امتدادلغز (برگرفته با تغییر از Wesson et al., 1975).

از عناصر ساختاری که در نتیجه عملکرد گسل ایجاد شده‌اند می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱-۳-۳) پرتگاه گسلی: شاخص‌ترین عارضه حاصل از فعالیت گسل‌های امتدادلغز منطقه پرتگاه‌های گسلی ایجاد شده به وسیله پاره‌های مختلف و با ارتفاع مختلف می‌باشند. پرتگاه‌های گسلی با دو مکانیسم وجود یک مؤلفه قائم کوچک در یک شاخه از گسل و جابجایی برجستگی توپوگرافی در اثر حرکت امتدادلغز گسل در گسلش امتدادلغز ایجاد می‌شوند (شکل ۳-۹).



شکل ۳-۹) عارضه پرتگاه گسلی گسل پیشسار بر روی واحد الیکا در جنوب روستای آستانه.

۲-۳-۳ چشمه‌های گسلی: یکی دیگر از عارضه‌هایی که در امتداد گسل‌ها مشاهده می‌شود چشمه-های گسلی می‌باشند، این اشکال معمولاً در جایی که گسل‌ها سنگ‌های نفوذپذیر را در کنار سنگ‌های نفوذناپذیر قرار می‌دهند، تشکیل می‌شوند. در منطقه مورد مطالعه چشمه‌هایی در امتداد گسل‌های پیشسار، صبور و اگره ایجاد شده‌اند. موقعیت این چشمه‌ها بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه (۲۷-۲) نشان داده شده است.

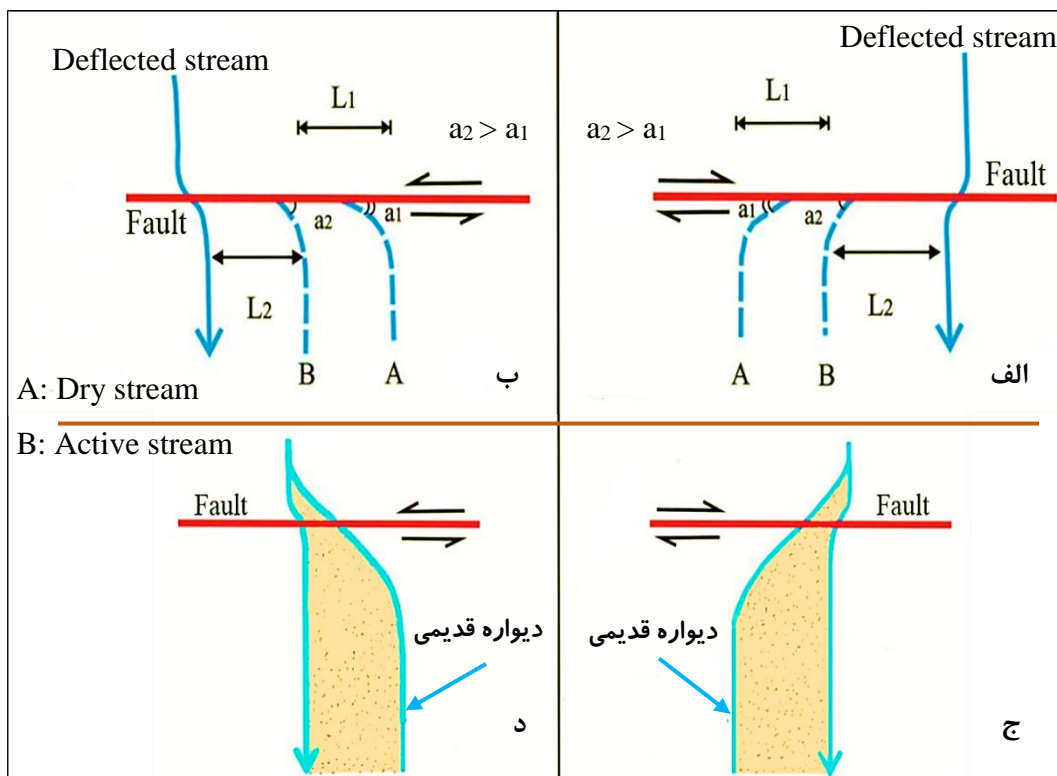
۳-۳-۳ مجموعه خطی پوشش گیاهی و برکه فرونشستی: امتداد خطی گیاهان می‌تواند نشان دهنده امتداد یک گسل باشد. با توجه به اینکه زون‌های گسلی نفوذپذیری بالایی دارند، می‌توانند از آب اشباع شوند و لذا دسترسی ساده‌ای را برای سیستم‌های ریشه‌ای گیاهان فراهم می‌آورند و در نتیجه در مسیر آن‌ها شرایط برای رشد گیاهان مساعد است. برکه فرونشستی (Sag pond) به طور غالب در طول پهنه‌های گسلی مشاهده می‌شود و به‌طور عمومی از فرونشست زمین در بین دو قطعه گسلی از یک پهنه گسلی شکل می‌گیرد (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۱۰) برکه فرونشستی و رشد خطی گیاهان در امتداد گسل چشمه‌علی.

۴-۳-۳ رودخانه‌های منحرف شده: کانال‌های آبرفتی از عوارضی می‌باشند که نسبت به تغییرات دبی رودخانه و نیز اختصاصات بار رسوبی آن بسیار حساس بوده و بسیاری از تغییراتی که در طول زمان در مورفولوژی کانال روی می‌دهند، می‌توانند با تغییرات مذکور مرتبط باشند. تغییر شکل کانال رودها را می‌توان به صورت‌های مختلفی مشاهده کرد ولیکن، معمولاً اولین اثر به طور محلی در کاهش و یا افزایش شیب بستر کانال و یا انحراف و یا انقطاع کانال، حفر بستر و یا رسوب‌گذاری نمایان می‌شود.

منظور از آبراهه‌های منحرف شده آبراهه‌هایی هستند که به‌طور مورب وارد زون گسلی شده و قبل از اینکه به مسیر اصلی خود برگردند، در مسافتی به موازات گسل جریان می‌یابند. گاهی نیز حرکت گسل راستالغز آبراهه‌ها را به طور کلی از ادامه بستر اصلی جدا می‌کند و فعالیت و جریان‌های بعدی در آبراهه‌های جابجا شده موجب ایجاد بستر در مسیر پایین دست می‌گردد. بنابراین از روی آبراهه‌ها منحرف شده و جابجا شده به خوبی می‌توان به جهت جابجایی نسبی حرکت در گسل راستالغز پی برد (شکل ۳-۱۱).



شکل ۳-۱۱) انحراف و جابجایی در مسیر یک آبراهه یا کانال رودخانه بر اثر عملکرد گسل امتدادالغز. A: مسیر قدیمی ترین کانال جا بجا شده؛ B: مسیر کانال جابجا شده بعدی. تعداد کانال‌های قدیمی جابجا شده نشان دهنده تعداد رخداد‌های بزرگ لرزه‌ای و فواصل L_1 و L_2 بیانگر مقدار جابجایی افقی حاصل از هر کدام از رخداد‌های بزرگ لرزه‌ای می‌باشد. الف) تغییر مسیر آبراهه در امتداد گسل امتدادالغز راست‌بر. ب) تغییر مسیر آبراهه در امتداد گسل امتدادالغز چپ‌بر. ج) تاثیر رفتار مکانیکی شکل‌پذیر و یا حرکات خزشی بر روی مورفولوژی کانال رودخانه؛ در یک سیستم امتدادالغز راست‌بر. د) در یک سیستم امتدادالغز چپ‌بر (برگرفته با تغییر از سلیمانی آزاد، ۱۳۷۸).

در هنگام مطالعه این آبراهه‌ها باید توجه داشت که جابجایی کاذب نباشد. جابجایی کاذب معمولاً به دو علت ایجاد می‌شود. اول هنگامی که قطعه گسلی حرکت قائم داشته باشد که در این صورت آبراهه‌های

کوچک به طرفین منحرف شده و جابجایی دروغین را ایجاد می‌کنند. نوع دیگری از جابجایی دروغین به این صورت است که گاهی در مناطقی که آبراهه‌های نسبتاً فراوانی از روی افزار گسلی عبور می‌کنند. می‌توان مقدار جابجایی آبراهه ناشی از عملکرد تنش برشی افقی را به عنوان شاهد مفیدی جهت تعیین مقدار نرخ لغزش افقی گسل به شمار آورد.

۵-۳-۳) تراورتن‌زایی: تشکیل نهشته‌های تراورتن در حاشیه چشمه‌های گسلی پس از هر مرحله فعالیت آن در طول گسل صورت می‌گیرد. به دلیل درجه زمین گرمایی بالا و فشار زیاد در اعماق زمین کربنات کلسیم در آب‌های زیرزمینی به صورت محلول وجود دارد. حال اگر در اثر فعالیت‌های تکتونیکی راهی برای خروج آب‌های زیرزمینی فراهم شود این آب‌ها در سطح زمین جاری می‌شوند و ایجاد چشمه‌های گسلی را می‌نمایند.

به دلیل کاهش سریع دما و فشار در سطح زمین CO_2 موجود در این آب‌ها از آن خارج شده و در نتیجه در اثر اشباع آب از کلسیم این رسوبات به صورت کربنات کلسیم ($CaCO_3$) در محل چشمه‌ها نهشته می‌شوند (شکل ۳-۱۲).

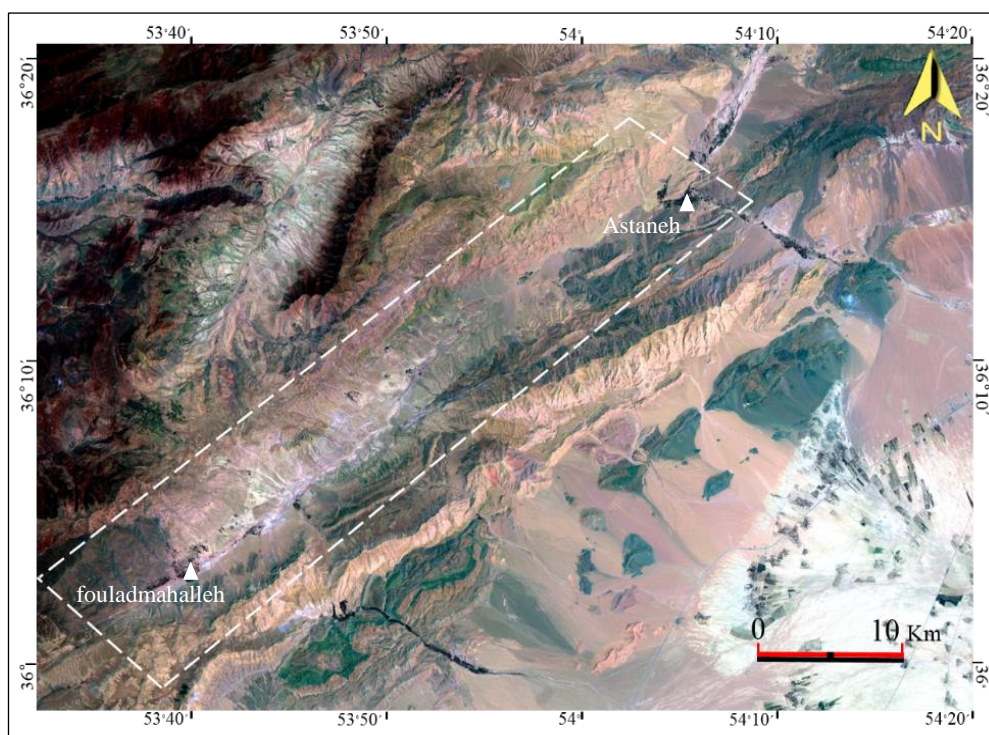


شکل ۳-۱۲) تراورتن‌زایی در مرز گسل‌های پیشسار و شرق پیشسار در جنوب روستای آستانه.

۳-۴) گسل‌ها

محدوده مورد مطالعه به نام دره آستانه در ۲۵ کیلومتری شمال باختری شهر دامغان قرار دارد. این پهنه به صورت یک فروافتادگی میان کوهستانی با روند شمال خاوری- جنوب باختری به طول ۴۶ کیلومتر می‌باشد که با روند پهنه البرز خاوری مطابقت دارد (شکل ۳-۱۳).

گسل آستانه به‌عنوان گسل اصلی ناحیه شناخته شده است که آثار و نشانه‌های جنبایی مربوط به فعالیت آن در این پهنه مشهود است. گسل‌های همروند با این گسل و گسل‌های فرعی مرتبط با آن در این پهنه به صورت آشکار قابل مشاهده و بررسی است. در ادامه به تفصیل به بررسی دقیق گسل‌های محدوده مورد مطالعه پرداخته می‌شود.



شکل ۳-۱۳) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای ETM+.

۳-۳-۱) گسل آستانه

گسل آستانه یکی از گسل‌های نادر البرز کوه است که به سبب نزدیکی با مرز جنوبی البرز و وجود رسوبات آبرفتی کواترنری در کنار آن، به روشنی جنبش جوان کواترنری را نشان می‌دهد (بربریان و قرشی،

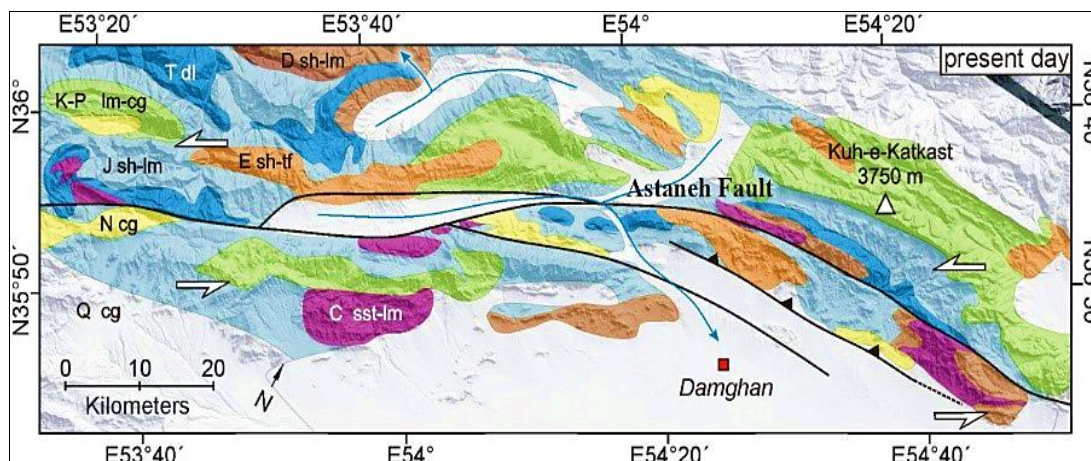
۱۳۶۷). بربریان و قرشی (۱۳۶۷) ویرانی دژ فولادمحله و نیز رویداد زمین‌لرزه ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی کومس را با بزرگی ۷/۹ را با احتمال جنبش گسل آستانه مرتبط دانسته‌اند.

امیدی (۱۳۸۰) گسل آستانه را در بیشتر درازای خود دست کم در دو خط گسل کم و بیش موازی و با فاصله نزدیک به ۱۵ تا ۵۰۰ متر به همراه شاخه‌های فرعی معرفی کرده است که در امتداد آن دره‌ای با کف به نسبت مسطح با پوشش قابل توجه نهشته‌های کواترنری شکل گرفته است. همچنین سازوکار گسل آستانه را راستالغز چپ‌بر معرفی نموده است.

گسل آستانه با طولی نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر (نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین‌شناسی سمنان، ۱۹۸۸ و ساری، ۱۹۸۱)، گسل اصلی مورد بررسی در محدوده مطالعاتی می‌باشد. بخش زیادی از این گسل در فاصله بین روستای آستانه تا فولادمحله، روند عمومی شمال خاوری- جنوب باختری داشته و به سمت جنوب باختری تا شه‌میرزاد (۲۸ کیلومتری شمال سمنان) با همین روند ادامه دارد. شاخه‌ای از آن به سمت شمال خاوری پس از عبور از آستانه با تغییر روند با حالت تقریبی خاوری- جنوب باختری ادامه دارد (شکل ۳-۱۴).

این گسل در ادامه‌ی جنوب باختری، از روستای آستانه تا طول جغرافیایی ۵۳ درجه شرقی، در نقطه‌ای که برش ناحیه‌ای گسل فیروزکوه آشکار است، ادامه دارد. گسل آستانه با حرکت چپ‌بر خود یک حوضه‌ی کششی (pull-apart basin) را در دره‌ی آستانه ایجاد کرده است (Hollingsworth et al., 2010). از آنجا که سیستم گسلی آستانه هیچ زمین‌لرزه بزرگی در طول ۵۰ سال گذشته نداشته است، اما الگوی ریخت‌شناسی و خمش در طول سیستم گسل آستانه، حرکت چپ‌بر را به خوبی نشان می‌دهد.

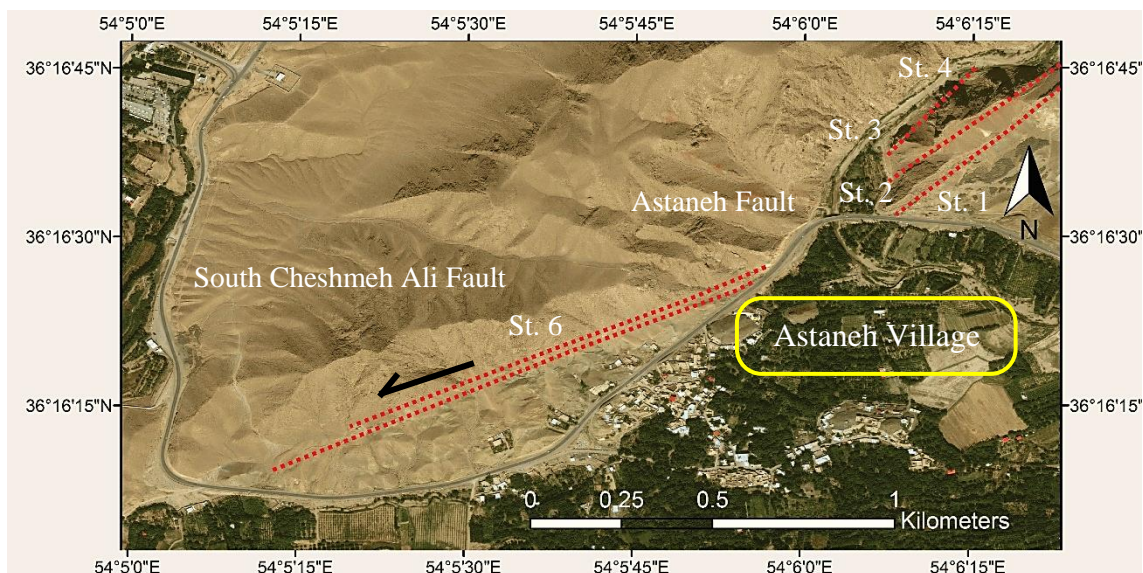
رسوبات کواترنری در دره‌ی آستانه به جهت حرکت و قطع‌شدگی آن‌ها توسط گسل آستانه، از نشانه‌های اصلی ریخت‌شناسی اثر این گسل می‌باشد. دره‌ی آستانه، دره‌ای باریک با امتداد شمال خاوری- جنوب باختری است. رودخانه‌ی آستانه از شمال خاوری تا نزدیکی روستای آستانه و در ادامه تا شهر دامغان و بیابان دشت کویر جریان دارد.



شکل ۳-۱۴) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه دامغان (برگرفته از Hollingsworth et al., 2010).

مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی بر روی گسل آستانه نشان می‌دهد که این گسل پیش از سال‌های ۱۳۰۶ تا ۱۳۶۳ بعد از میلاد و به شکل قابل توجهی بعد از سال‌های ۵۰۶ تا ۷۷۲ قبل از میلاد دچار گسیختگی شده است که زلزله‌ی کومس در ۸۵۶ بعد از میلاد در طول این گسل به وقوع پیوسته است (Hollingsworth et al., 2010). ویژگی‌های چینه‌ای و نشانه‌های برداشت شده موجود از دیواره ترانشه شماره ۴، رخداد دست کم ۴ تا ۵ زمین‌لرزه کهن، بر روی گسل آستانه به عنوان گسلی با سازوکار امتدادلغز چپ‌بر با مؤلفه نرمال، دلالت دارند. آهنگ لغزش افقی در راستای گسل آستانه با توجه به جابجایی مخروط‌افکنه‌ها حدود ۲/۵ میلی‌متر در سال است (شکری و همکاران، ۱۳۸۶).

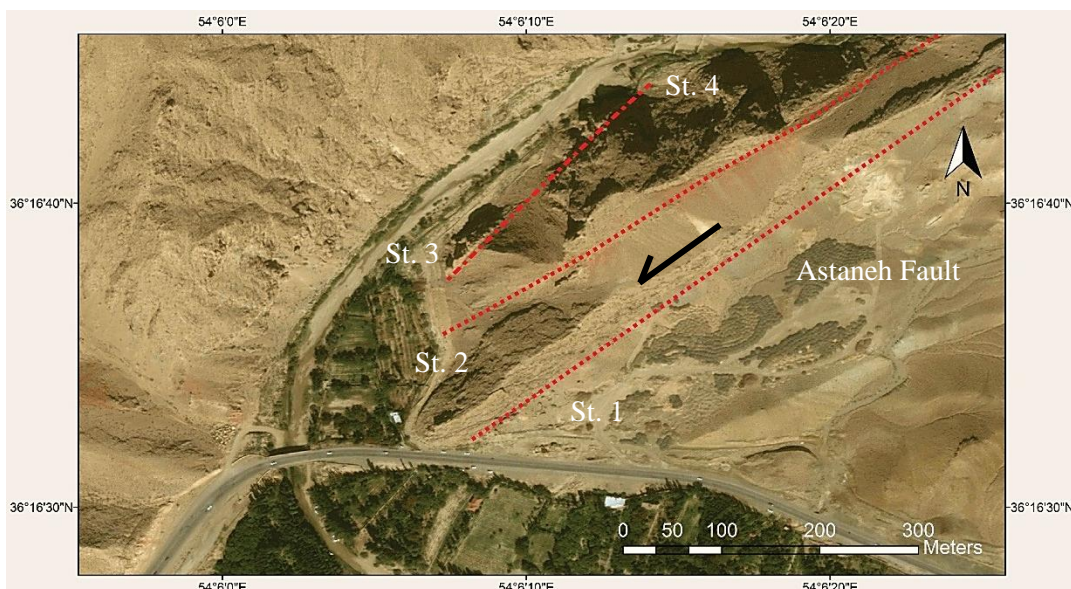
با پیمایش در مسیر گسل آستانه در منطقه مورد مطالعه، در مکان‌هایی که امکان رخنمون سطوح گسلی مربوط به این گسل وجود داشت (۶ ایستگاه) برداشت داده‌های ساختاری صورت گرفت. در راستای گسل مزبور در شمال روستای آستانه بهترین رخنمون این گسل را می‌توان مشاهده کرد. ایستگاه‌های برداشت داده از گسل آستانه بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth (شکل ۳-۱۵) نشان داده شده است. واحدهای دو طرف گسل آستانه در بهترین رخنمون از این گسل (شمال روستای آستانه)، سازندهای لار و دلیچای در فرادیواره و سازند شمشک در فرودیواره می‌باشد. میانگین وضعیت هندسی گسل آستانه بر اساس برداشت داده‌ها از ایستگاه‌ها، ۷۵/۳۲۰ است.



شکل ۳-۱۵) نمایی از موقعیت گسل آستانه و ایستگاه‌های برداشت داده بر روی تصویر ماهواره‌ای Bing.

ایستگاه ۱ و ۲ (St₁) و (St₂):

گسل آستانه در این دو ایستگاه با طول ۴۸۰ متر در محدوده‌ای بین عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 16' 22.05''$ تا $36^{\circ} 16' 42.57''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $54^{\circ} 06' 27.08''$ تا $54^{\circ} 06' 21.57''$ خاوری واقع شده است و به صورت دو سطح آشکار با راستای کلی شمال خاوری- جنوب باختری مشاهده می‌شود. راه دسترسی به این ایستگاه‌ها جاده دامغان به سمت مجموعه تفریحی چشمه‌علی است. برداشت داده‌ها از گسل آستانه در ۴ ایستگاه به صورت مجزا صورت گرفته است که در تصویر ماهواره‌ای موقعیت ایستگاه‌های ۱ و ۲ قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۶).

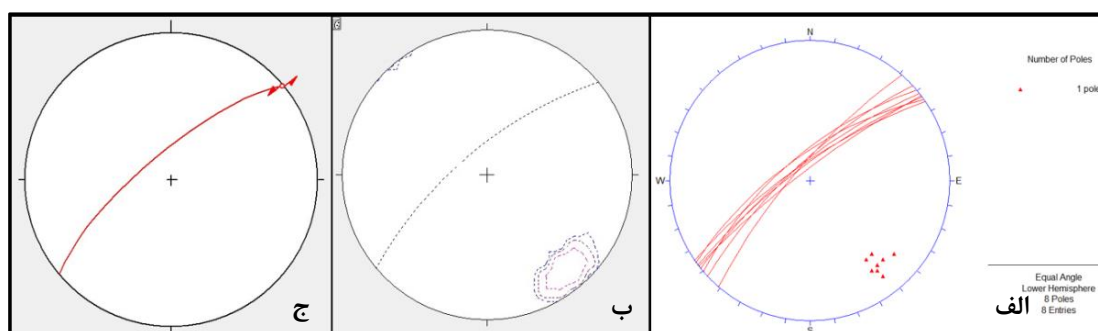


شکل ۳-۱۶) موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده از گسل آستانه در شرق روستای آستانه بر روی تصویر ماهواره‌ای Bing.

واحدهای سنگی دو طرف گسل، سازندهای شمشک و لار می‌باشد. با توجه به داده‌های برداشت شده از سطوح گسلی میانگین وضعیت هندسی گسل آستانه ۷۵/۳۲۰ به دست آمده است. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۱ و ۲، در جدول ۳-۱ و استریوگرام شکل (۳-۱۷) آمده است.

جدول ۳-۱) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۱ و ۲

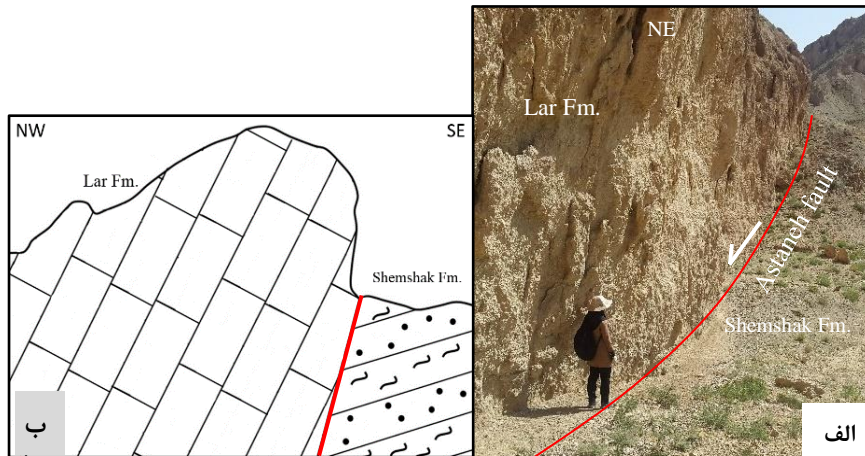
Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip	Dir	Azimuth	Plunge	Sense*
320	75	050	01	امتداد لغز چپ‌بر



شکل ۳-۱۷) استریوگرام داده‌های گسل آستانه در ایستگاه ۱ و ۲. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها. ب) نمودار کنتری از قطب داده‌ها روند میانگین ۷۵/۳۲۰ را نشان می‌دهد. ج) استریوگرام صفحه میانگین گسل به همراه سازوکار.

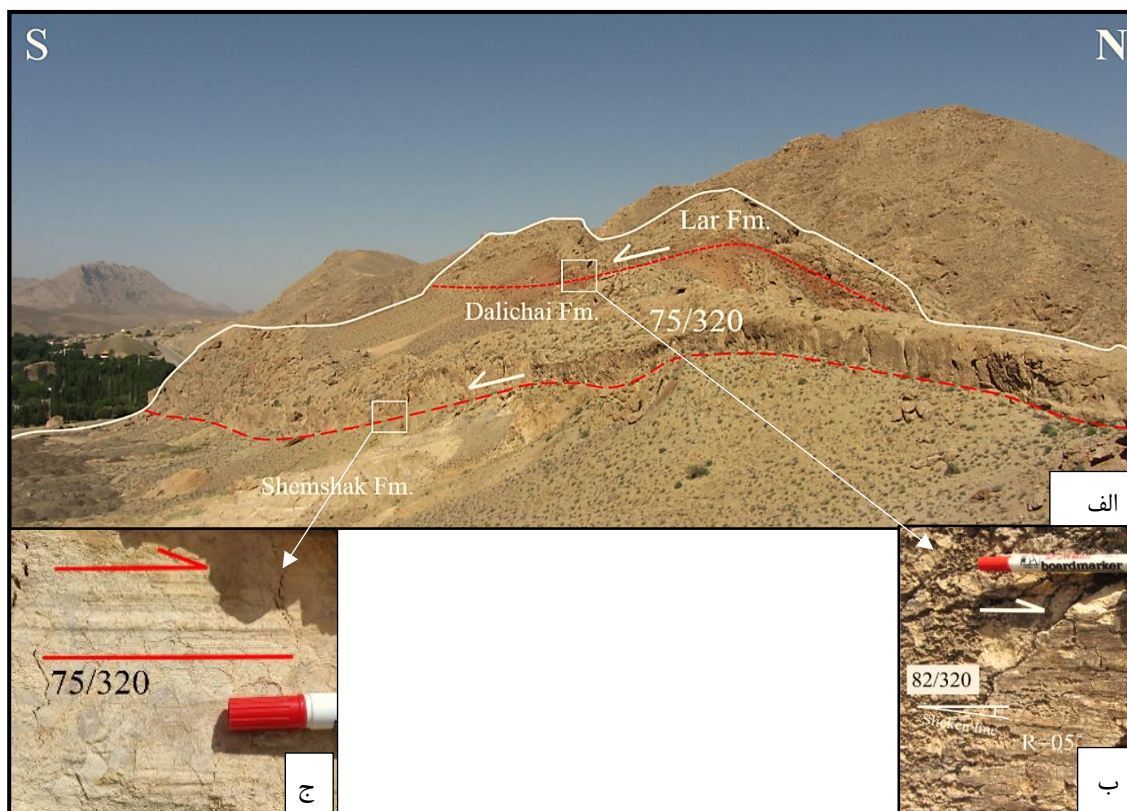
گسل آستانه با روند شمال خاوری-جنوب باختری در مرز سازندهای لار (فرادیواره) و شمشک (فرودیواره) جای گرفته است (شکل ۳-۱۸ الف).

مقطع نمادینی از این رخنمون در شکل (۳-۱۸ ب) رسم شده است.



شکل ۳-۱۸) رخنمونی از گسل آستانه در ایستگاه ۱. الف) نمایی از گسل آستانه در ایستگاه ۱ در فرادیواره (سازند لار). ب) برش نمادین از گسل آستانه.

بر طبق شواهد چینه‌نگاری توالی سازندهای لار و شمشک به صورت عادی بوده اما بررسی‌های صحرائی بر روی شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل، خش‌خط‌های با ریک افقی را روی سطح سازند لار نشان می‌دهد. نمونه‌هایی از این سطوح در شکل (۳-۱۹) نشان داده شده است. این خش‌خط‌ها مؤید سازوکار امتدادلغز چپ‌بر برای گسل آستانه است.



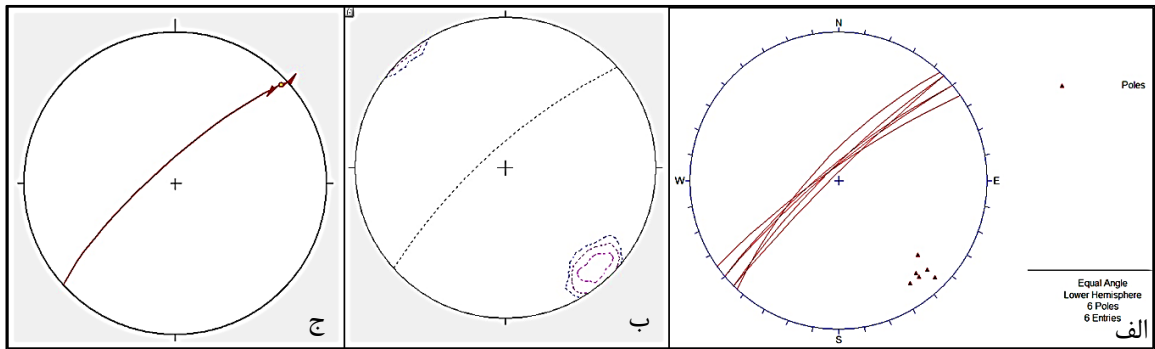
شکل ۳-۱۹) رخنمون گسل آستانه در ایستگاه ۱ و ۲. الف- نمایی از رخنمون گسل آستانه قبل از پیل آستانه. ب- خش خش‌های اندازه‌گیری شده بر روی صفحه شمالی گسلی آستانه. ج) خش خش‌های اندازه‌گیری شده بر روی صفحه جنوبی گسل آستانه.

ایستگاه ۳:

در این ایستگاه افراز گسلی بر روی واحد لار مشاهده گردید. با توجه به داده‌های برداشت شده از سطوح گسلی میانگین وضعیت هندسی گسل آستانه ۷۹/۳۱۸ به دست آمده است. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۳، در جدول ۲-۳ و استریوگرام شکل (۲۰-۳) نشان داده شده است.

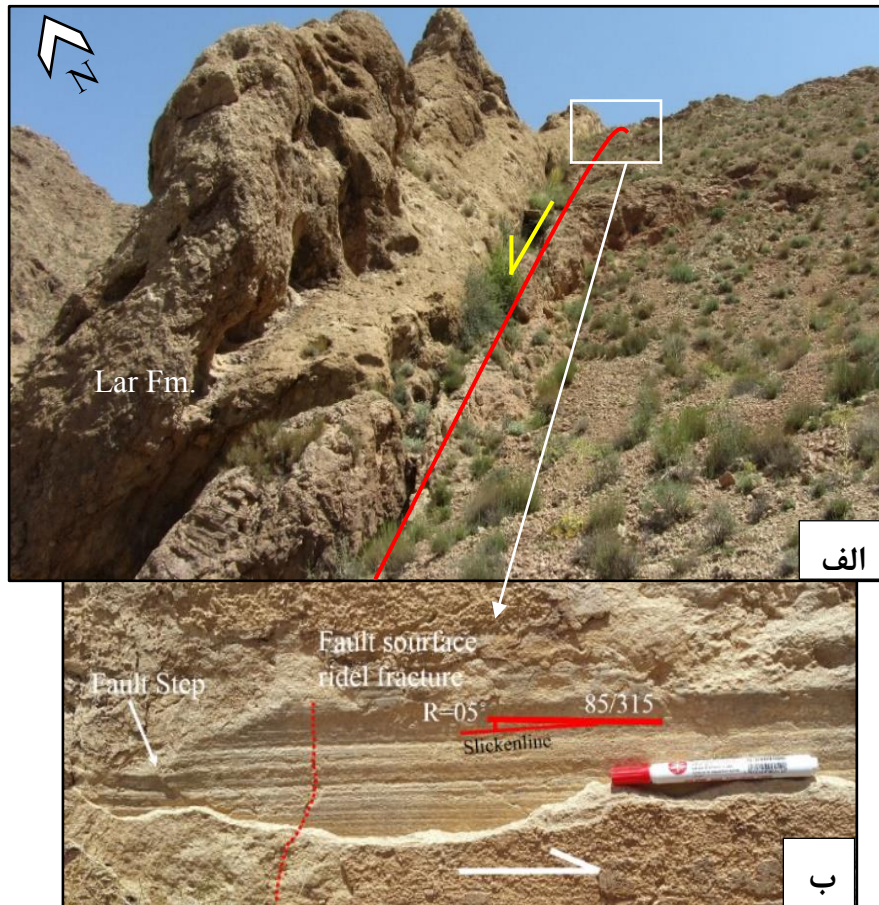
جدول ۲-۳) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۳

Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
318	79	047	05	امتدادلغز چپ‌بر



شکل ۳-۲۰) استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل آستانه. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها. ب) نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی. میانگین سطح گسل ۷۹/۳۱۸. ج) استریوگرام گسل به همراه سازوکار.

این شاخه گسل با طول تقریبی ۲۰۰ متر در فاصله ۵۰ متری از بخش شمالی دو شاخه اصلی گسل آستانه قرار دارد. گسلش بر روی واحد لار سبب ایجاد خش‌های با ریک کم (۵ درجه) و پله گسلی بر روی سطح گسلی با موقعیت ۷۹/۳۱۸ شده است. با توجه به خش‌ها به همراه شاخص پله گسلی، سازوکار امتدادلغز چپ‌بر برای گسل آستانه در این رخنمون قابل تشخیص است (شکل ۳-۲۱).



شکل ۳-۲۱) الف) نمایی از رخنمون گسل آستانه در ایستگاه ۳. ب) خش‌ها و پله گسلی بر روی سطح گسل.

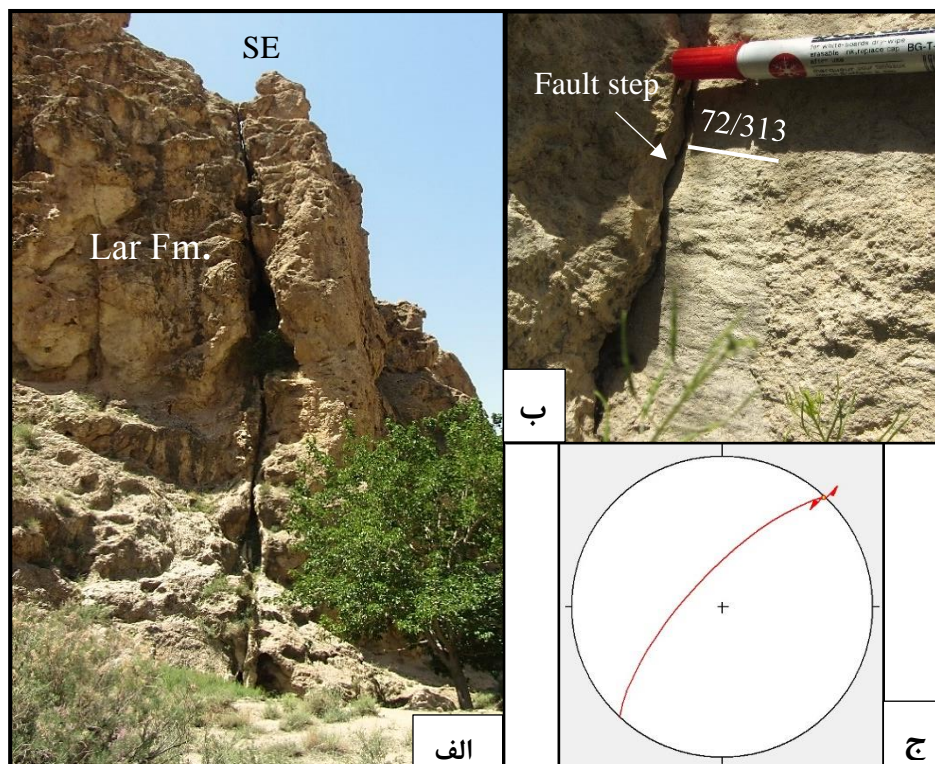
ایستگاه ۴:

یکی دیگر از سطوح گسلی متعلق به منطقه گسلی آستانه، سطح گسلی با ارتفاع ۱۲ متر است که در شمال روستای آستانه قابل مشاهده است (شکل ۳-۲۲).

با بررسی بر روی این سطح گسلی، خش خطها و پله‌های گسلی بر روی فرودپواره مشاهده شد. با توجه به نشانه‌های ریخت شناسی سطح گسل، سازوکار امتدادلغز چپ بر برای این شاخه گسل در این رخنمون قابل تشخیص است. خصوصیات هندسی-جنبشی گسل در استریوگرام شکل (۳-۲۲-ج) و جدول ۳-۳ آمده است.

جدول ۳-۳) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۴

Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
313	72	042	06	امتدادلغز چپ‌بر



شکل ۳-۲۲) الف) نمایی از رخنمون گسل در ایستگاه ۴. ب) خش خطهای افقی اندازه‌گیری شده بر روی صفحه گسلی با وضعیت هندسی ۷۲/۳۱۳. ج) استریوگرام از تحلیل جنبشی گسل با استفاده از خش خطها و پله‌های گسلی.

ایستگاه ۵:

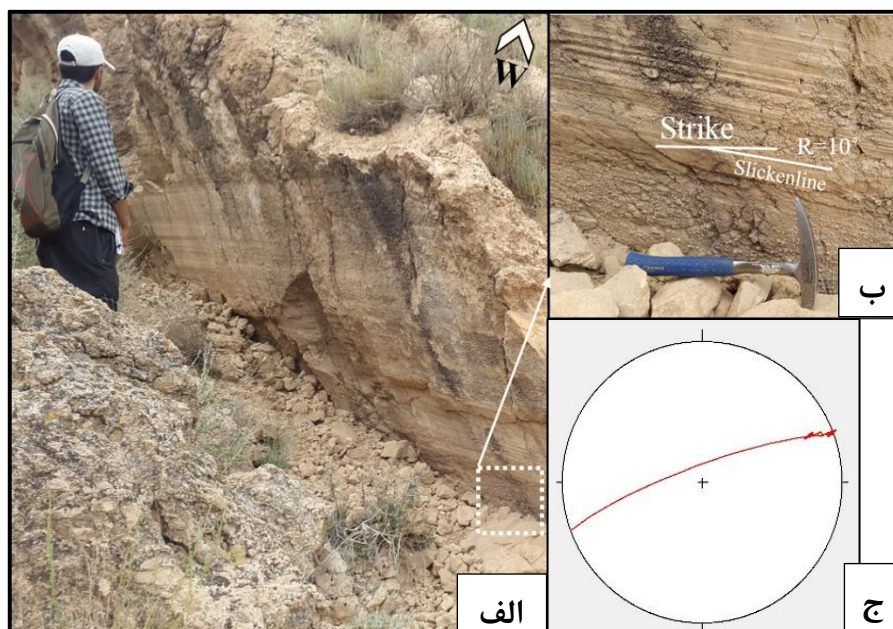
رخنمون گسل آستانه در این ایستگاه با وضعیت هندسی ۸۵/۳۳۵، در واحدهای لار، با موقعیت عرض جغرافیایی "۲۶/۹۹ ۱۶' ۳۶° شمالی و طول جغرافیایی "۵۳/۹۲ ۰۵' ۵۴° می‌باشد. در این ایستگاه گسل آستانه در این بخش سبب جابجایی چپ‌بر آبراهه به میزان ۵ متر شده است (شکل ۳-۲۳). داده‌های برداشت شده از سطح گسل آستانه میانگین وضعیت هندسی ۸۰/۳۴۰ را برای این گسل محرز می‌نماید. بر روی سطح گسل خش‌خشی‌های با ریک ۱۰ درجه مشاهده شده است. ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل آستانه در ایستگاه دوم در شکل (۳-۲۴) و جدول ۳-۴ آمده است.



شکل ۳-۲۳) تصویر صحرایی جابجایی چپ‌بر آبراهه در امتداد گسل آستانه در روستای آستانه.

جدول ۳-۴) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۵

Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
340	80	069	10	امتدادلغز چپ‌بر



شکل ۳-۲۴ (الف) نمایی از رخنمون گسل آستانه در ایستگاه ۵. (ب) خش خط‌های با ریک کم (۱۰ درجه) اندازه‌گیری شده بر روی واحد لار (فرادیواره) با وضعیت هندسی ۸۰/۳۴۰. (ج) استریوگرام از تحلیل جنبشی گسل با استفاده از خش خط‌ها و پله‌های گسلی.

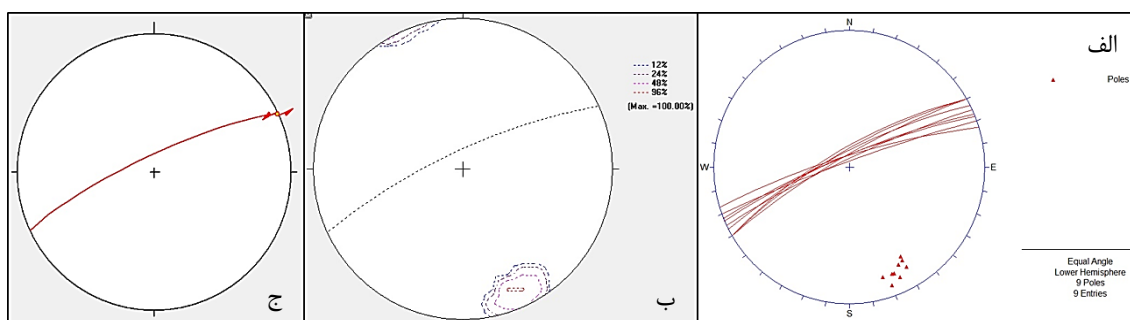
ایستگاه ۶:

در شمال روستای آستانه، گسل آستانه به صورت دو سطح کاملاً آشکار می‌باشد که سطح جنوبی مرز ساختاری بین واحدهای سنگی شمشک (فرودیواره) و مجموعه سازندهای دلیچای و لار (فرادیواره) را می‌سازد.

داده‌های برداشت شده از سطح گسل وضعیت هندسی میانگین ۸۰/۳۳۵ با خش خط‌های با ریک افقی را نشان می‌دهد. خش خط‌ها و پله‌های گسلی به‌طور شاخص، سازوکار امتدادلغز چپ‌بر را بر روی صفحات گسلی با شیب تقریباً زیاد (۸۰ درجه) و تمایلی به سمت شمال باختری محرز می‌نمایند. ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل آستانه در شکل (۳-۲۵) و جدول ۳-۵ آمده است.

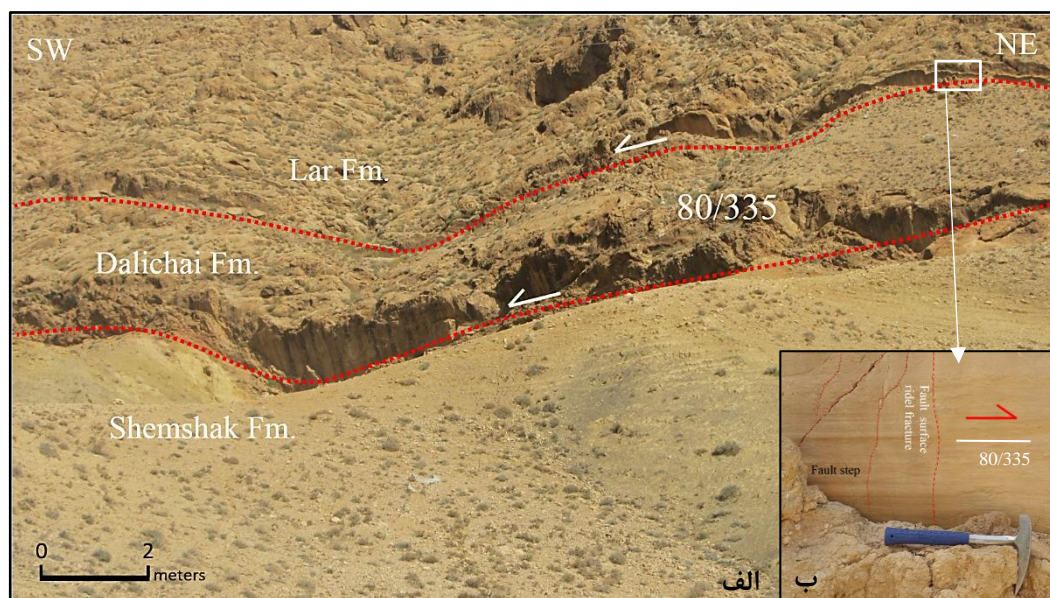
جدول ۳-۵) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل آستانه در ایستگاه ۶

Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
335	80	065	01	امتدادلغز چپ‌بر



شکل ۳-۲۵) تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل آستانه در شمال روستای آستانه. الف) تصویر استریوگرافی از سطح گسل. ب) نمودار همتراز قطب سطوح گسلی. میانگین سطح گسل ۸۰/۳۳۵. ج) استریوگرام گسل آستانه به همراه سازوکار.

شاخه شمالی گسل آستانه به موازات شاخه جنوبی در فاصله حدود ۵ متری آن در درون واحدهای آهکی دلیچای و لار رخنمون دارد (شکل ۳-۲۶). با توجه به خراش‌های افقی ایجاد شده بر روی سطح گسل و پله گسلی، سازوکار امتدادلغز چپ بر برای گسل آستانه قابل تشخیص است.

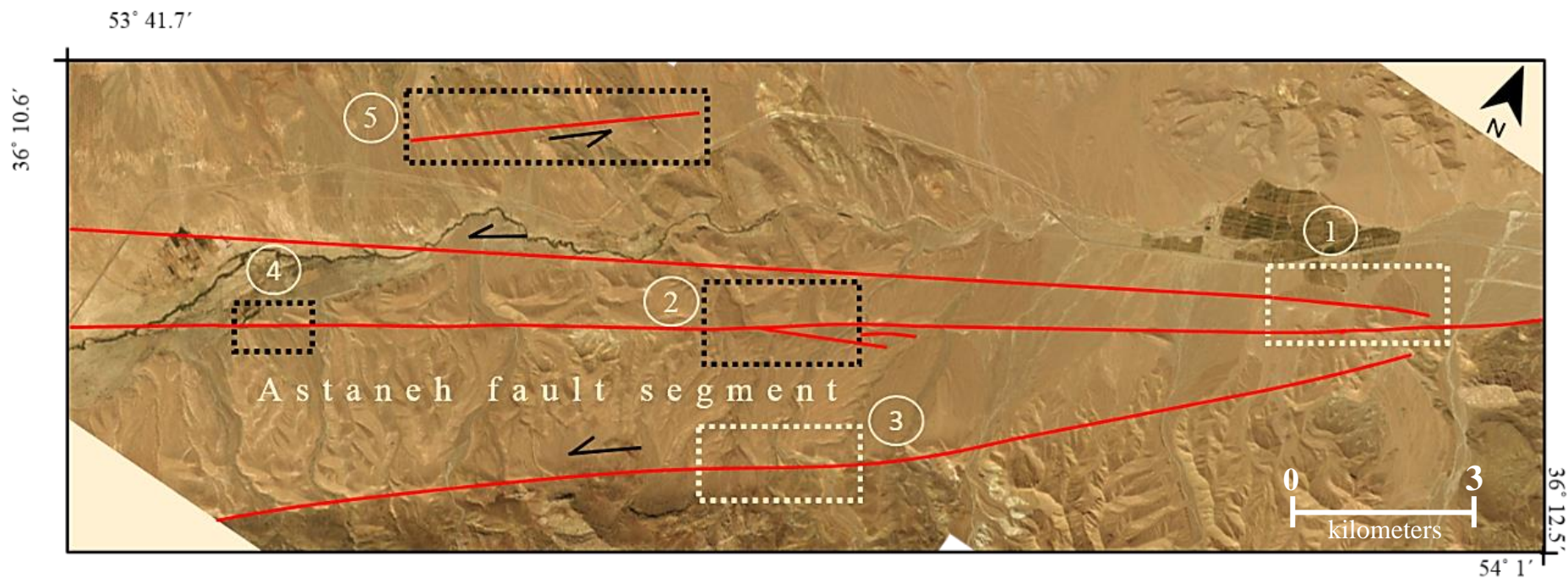


شکل ۳-۲۶) الف) رخنمون گسل آستانه در ایستگاه ۶ (شمال روستای آستانه). ب) خش خط‌های افقی و پله گسلی بر روی صفحه گسل با موقعیت ۸۰/۳۳۵.

یکی از ویژگی‌های مهم گسل‌های امتدادلغز فعال تغییر در اشکال مورفولوژی در طول گسل می‌باشد. تغییر در طرح توپوگرافی، ناپیوسته بودن شیب توپوگرافی، پیدایش اشکال جدید مورفولوژی از نشانه‌های بارز گسلش امتدادلغز هستند.

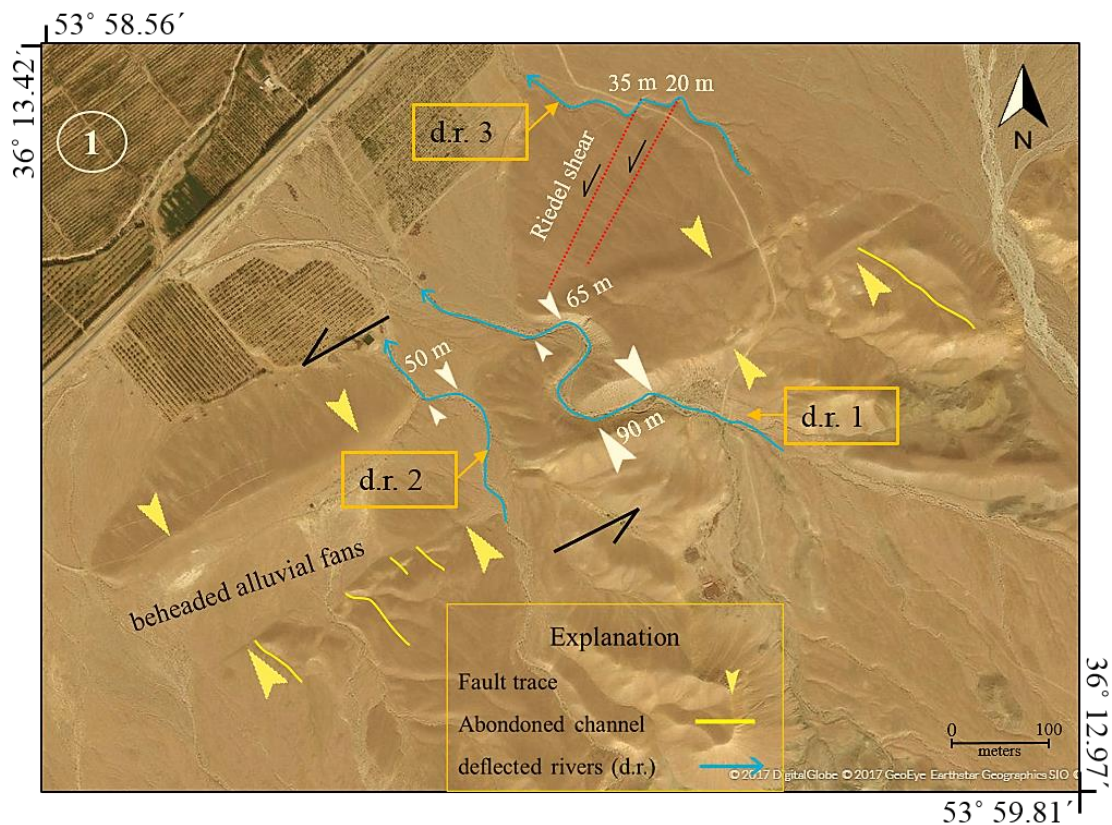
بررسی عکس‌های هوایی، تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی حاکی از وجود یک سری عناصر ریخت زمین‌ساختی در این منطقه و در امتداد گسل آستانه و سایر گسل‌های امتدادلغز منطقه می‌باشد. این عناصر که متأثر از ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه و به‌ویژه نحوه تکامل بخش‌های مختلف گسل و در نتیجه عملکرد راستالغز آن‌ها ایجاد شده‌اند باعث دگرریختی‌هایی در پوسته زمین شده‌اند که در ادامه به بررسی آن‌ها پرداخته می‌شود.

در گستره‌های زمین‌ساخت جنوبا، مستقیم و پرشیب بودن افزاز گسلی، نشانه جوان بودن آن و حالت غیر خطی و سینوسی بودن آن، حاکی از گذشت مدت زمان زیاد بعد از آخرین حرکت گسل می‌باشد (قاسمی، ۱۳۸۷). فعالیت جوان گسل آستانه با انحراف در مسیر آبراهه‌ها و برش بر روی رسوبات جوان کواترنری قبلاً گزارش شده است که از جمله می‌توان به پژوهش بربریان و همکاران (۱۳۷۵) اشاره نمود. در این پژوهش ضمن مرور مشاهدات، شواهد تازه‌ای نیز از اثر گسلش بر روی نهشته‌های جوان و جابجایی آبراهه‌ها به دست آمده است که به آن‌ها اشاره خواهد شد. به علت توسعه آبراهه‌ها و مخروط‌افکنه‌ها در منطقه مورد مطالعه، می‌توان شواهد چنین حرکت‌هایی را در منطقه پیگیری کرد. بیشترین جابجایی اندازه‌گیری شده بر روی کانال آبراهه‌ها در منطقه مورد بررسی، ۵۰۰ متر بر روی کانال ایستگاه ۳ از شکل (۳-۲۷) می‌باشد که سبب برش چپ‌بر روی واحدهای نئوژن شده است. با توجه به وسعت منطقه مورد مطالعه به منظور بررسی شواهد جابجایی‌های گسلش امتدادلغز، ۴ ایستگاه انتخاب شده است (شکل ۳-۲۷).



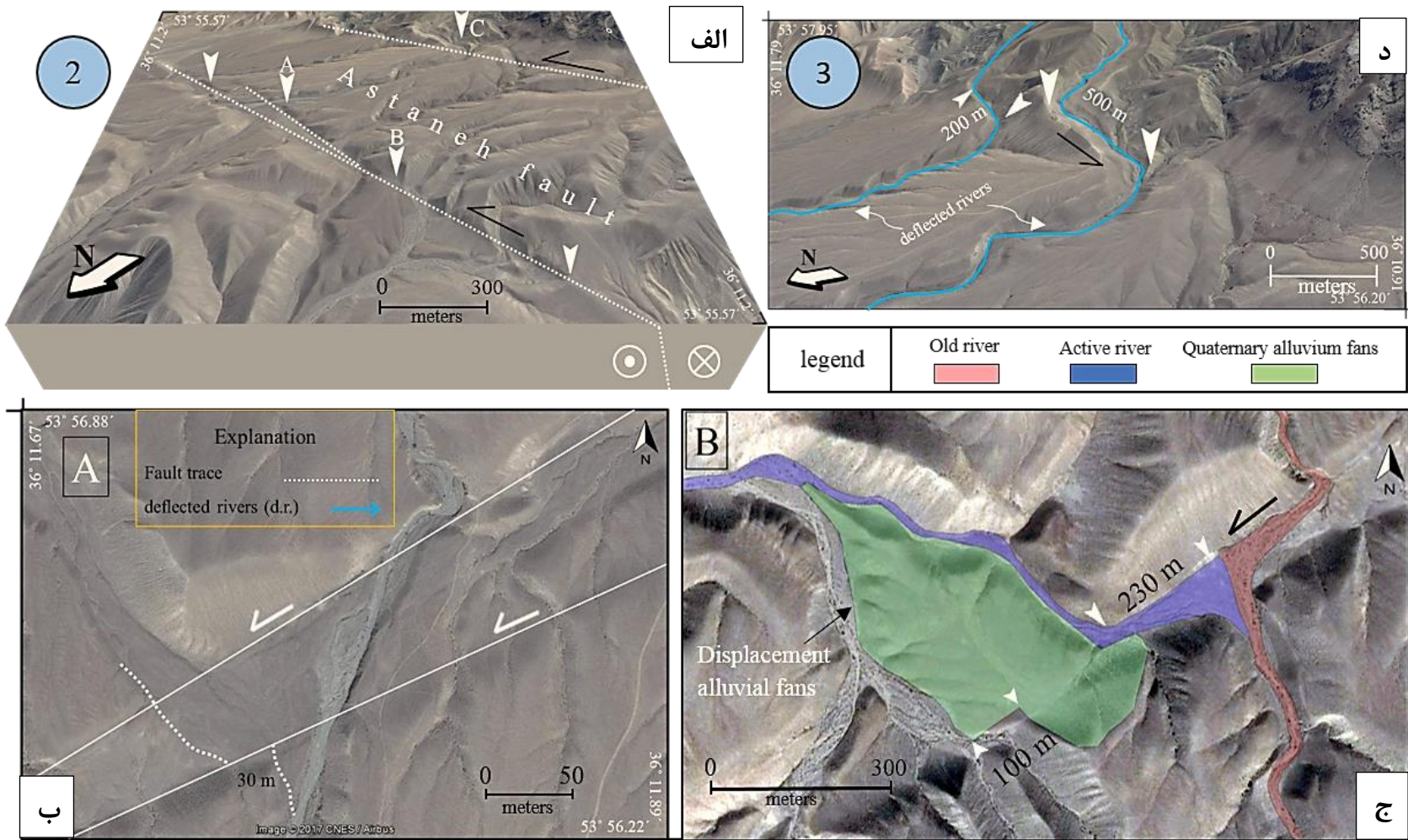
شکل ۳-۲۷) الف- تصویر ماهواره‌ای GeoEye2017 از منطقه مورد مطالعه. اثر گسلش امتدادلغز بر روی واحدهای جوان کواترنری در منطقه به وضوح دیده می‌شود. محدوده‌های مورد نظر جهت بررسی جابجایی آبراهه‌ها و مخروط‌افکنه‌ها در تصویر مشخص شده است.

در ایستگاه ۱، زون گسلی امتدادلغز چپ‌بر که توسط دو شاخه گسل با فاصله ۲۰۰ متر از یکدیگر قرار دارند سبب ایجاد جابجایی‌های متعدد در آبراهه‌ها شده است. بیشترین میزان جابجایی مربوط به بخش جنوبی، ۹۰ متر می‌باشد. اثر گسلش باعث بریده شدن مخروط‌افکنه و جابجایی آن به میزان ۶۵ متر شده است که همزمان با این حرکت امتدادلغز چپ‌بر، آبراهه ۲ d.r. نیز به همین میزان جابجا شده است. در نیمه شمالی این بخش، برشی‌های ریدل (با روند $N40^{\circ}E$) مشاهده می‌شوند که با زاویه کم (۱۵ درجه) نسبت به گسل اصلی ایجاد شده‌اند و سبب جابجایی همزمان مخروط‌افکنه و آبراهه به میزان ۳۵ و ۲۰ متر به صورت چپ‌بر شده است (شکل ۳-۲۸).



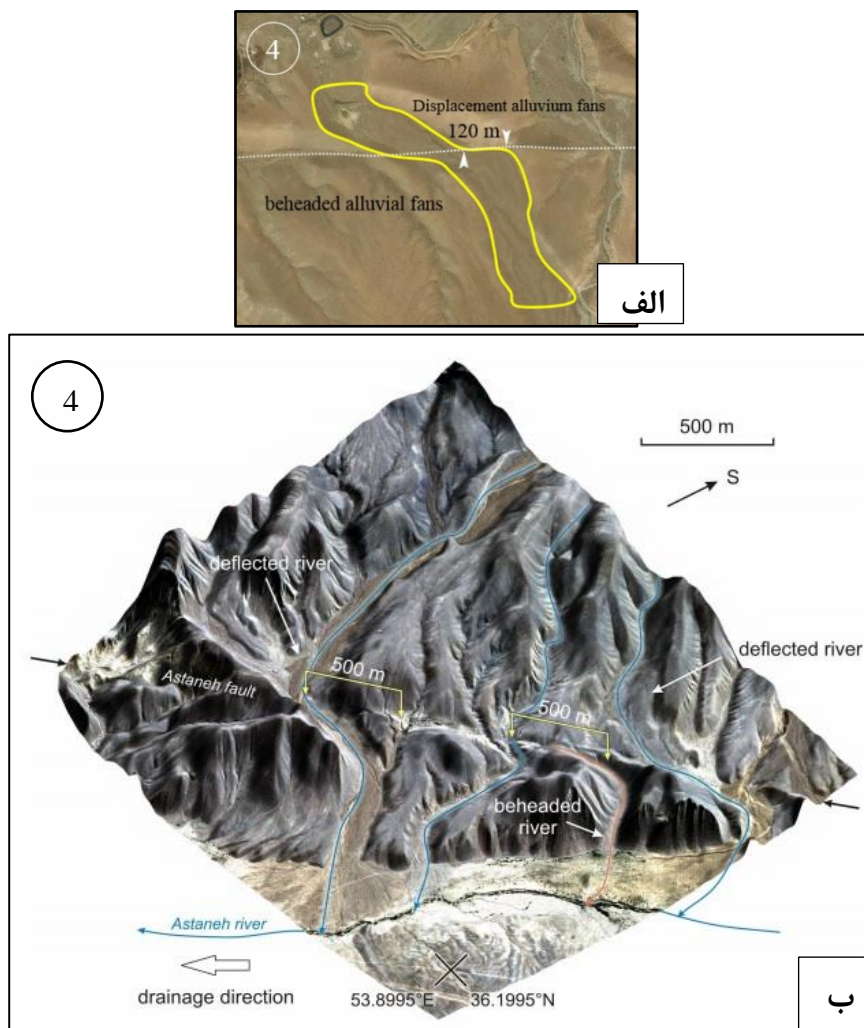
شکل ۳-۲۸) تصویر ماهواره‌ای GeoEye2017 از اثر گسل آستانه در محدوده ۱. اثر گسلش امتدادلغز چپ‌بر با راستای شمال خاوری- جنوب باختری ($N55^{\circ}E$) بر روی واحدهای کواترنری در منطقه به وضوح دیده می‌شود. برش چپ‌بر سبب جابجایی آبراهه‌های ۲ به میزان ۵۰ متر شده است. آبراهه ۱ دو جابجایی به میزان ۹۰ و ۶۵ متر در طول گسلش از خود نشان داده است. در اثر گسلش امتدادلغز بر روی آبراهه ۳ نهشته‌های جوان به همراه آبراهه به میزان ۲۰ و ۳۵ متر به صورت چپ‌بر جابجا شده‌اند. در طول گسلش آبراهه‌ها و نهشته‌های بریده شده مشاهده می‌شود.

در ادامه برش‌های ایجاد شده در رسوبات به سمت جنوب باختری منطقه دو محدوده ۲ و ۳ مورد بررسی قرار گرفت. در این دو محدوده شواهد جنبش کواترنری گسل آستانه آشکار است (شکل ۳-۲۹).



شکل ۳-۲۹) تصویر ماهواره‌ای از Google Earth 2017 از ایستگاه ۳ و ۲ الف) بلوک دیاگرام اثر گسلش امتدادلغز چپ‌بر در ایستگاه ۲. در امتداد گسل آستانه محدوده‌های A و B جهت نمایش برش چپ‌بر انتخاب شده‌اند. ب) جابجایی چپ‌بر آبراهه به میزان ۳۰ متر. ج) گسلش سبب جابجایی آبراهه به میزان ۲۳۰ متر شده است. مخروط‌افکنه نیز در امتداد گسل آستانه به میزان ۱۰۰ متر جابجایی چپ‌بر را نشان می‌دهد. د) برش چپ‌بر به میزان ۵۰۰ و ۲۰۰ متر در امتداد گسل آستانه (ایستگاه ۳).

در شکل (۳-۳۰) حرکت راستالغز چپبر گسل آستانه سبب جابجایی‌های قابل توجهی در آبراهه‌ها و مخروط‌افکنه‌ها در امتداد طول گسل شده است.



شکل ۳-۳۰ (تصویر ماهواره‌ای از GeoEye2017 از ایستگاه ۴. الف) اثر گسلش امتدادلغز چپ بر گسل آستانه با راستای شمال خاوری-جنوب باختری ($N55^{\circ}E$) بر روی واحدهای جوان کواترنری در منطقه سبب جابجایی ۱۲۰ متری مخروط‌افکنه شده است. ب) تصویر سه‌بعدی از جابجایی‌های گسل آستانه بر روی نهشته‌های کواترنری در دره آستانه. آبراهه‌هایی که از دامنه جنوبی به سمت پایین دست جاری می‌شوند در اثر برش امتدادلغز چپبر گسل آستانه به میزان ۵۰۰ متر جابجا شده‌اند (برگرفته از Hollingworth, 2007).

۳-۳-۲ گسل شرق چشمه‌علی

در حاشیه جاده دامغان- چشمه‌علی (نزدیک استراحتگاه تفریحی چشمه‌علی) و در محدوده‌ای با موقعیت عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ} 16' 10/61''$ تا $36^{\circ} 16' 15/99''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $53^{\circ} 15' 03/15''$ تا $54^{\circ} 05' 04/31''$ ، رخنمون بارزی از گسل شرق چشمه‌علی با طول تقریبی ۲۵۰ متر در

ترانشه‌ای که به شکل مصنوعی (برای احداث جاده) ایجاد شده، مشاهده می‌شود (شکل ۳-۳۱). این گسل بر روی واحدهای آهکی لار و دلیچای رخنمون دارد و اثر گسلش سبب برشی شدن سطح گسل شده است.

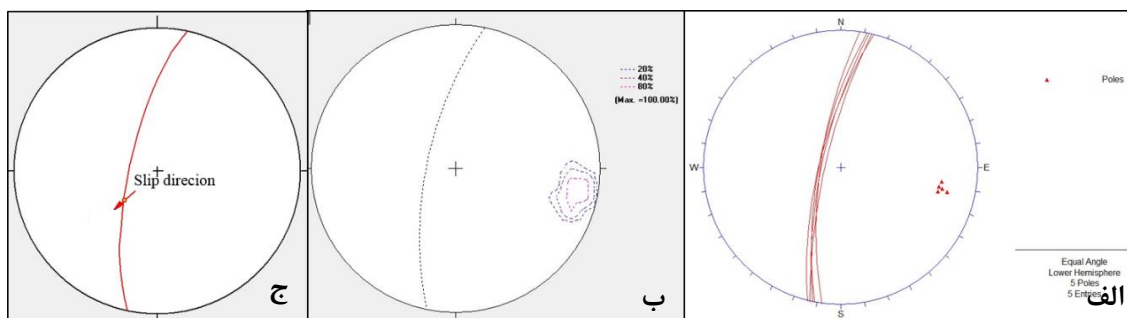
این گسل یکی از گسل‌های نرمال منطقه می‌باشد که در توجیه مدل حوضه کششی (Pull-apart basin) فروافتادگی دره آستانه به آن استناد شده است (Hollingworth et al., 2010).

تحلیل هندسی - جنبشی گسل شرق چشمه‌علی با استفاده از صفحه گسلی و خطوط لغزشی و پله‌های گسلی موجود بر روی آن صورت گرفته که با توجه به این داده‌ها، گسل شرق چشمه‌علی یک گسل نرمال با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر با میانگین وضعیت هندسی ۷۴/۲۸۲ می‌باشد (شکل ۳-۳۲).



جدول ۳-۶) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل شرق چشمه‌علی.

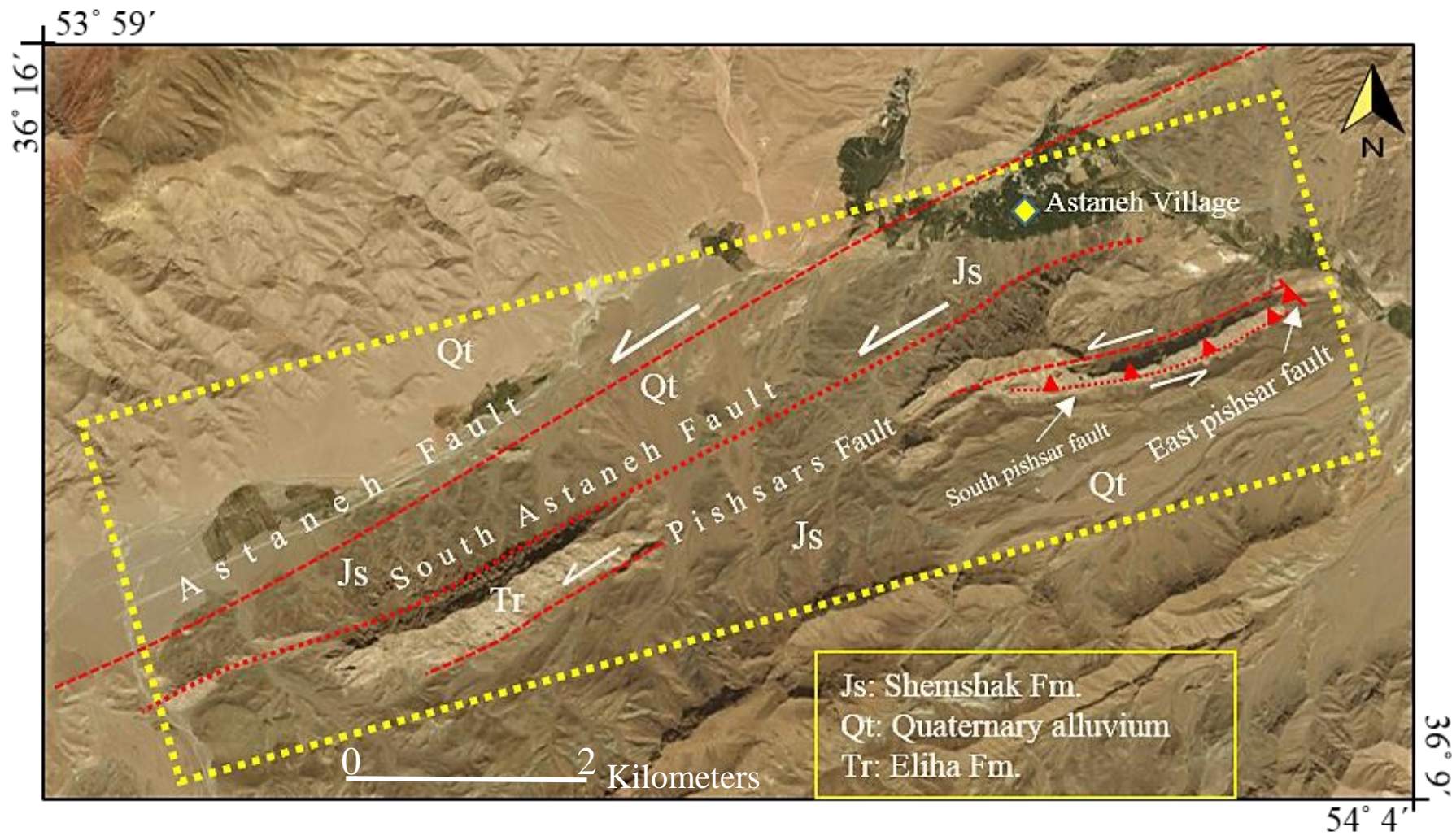
Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
282	74	223	62	گسل نرمال با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر



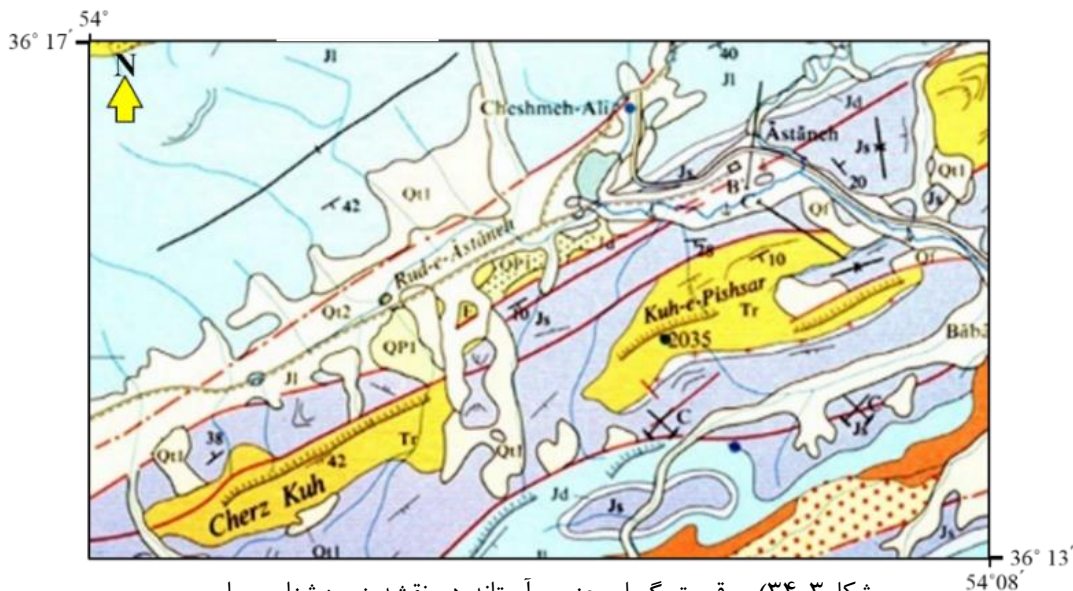
شکل ۳-۳۲) تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل شرق چشمه‌علی. الف) تصویر استریوگرافی از سطح گسل. ب) نمودار همتراز قطب سطوح گسلی. میانگین سطح گسل ۸۰/۳۳۵ ج) استریوگرام گسل شرق چشمه‌علی به همراه سازوکار.

۳-۳-۳) گسل جنوب آستانه

این گسل در جنوب روستای آستانه با طول ۱۱ کیلومتر بین واحدهای سنگی الیکا (فرادیواره) و سازند شمشک (فرودیواره) رخنمون دارد. همان‌طور که در تصویر ماهواره‌ای دیده می‌شود راستای کلی گسل شمال خاوری- جنوب باختری می‌باشد. برداشت داده از سطح گسل در دو ایستگاه صورت گرفته است. موقعیت ایستگاه برداشت داده‌ها در شکل (۳-۳۳) نشان داده شده است. این گسل در محدوده ورقه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) نیز آمده است اما سازوکار گسل مشخص نیست (۳-۳۴).



شکل ۳-۳۳) نمایی کلی از موقعیت گسل‌های بخش جنوبی روستای آستانه بر روی تصویر ماهواره‌ای GeoEye 2017. ایستگاه‌های برداشت داده بر روی تصویر شماره‌گذاری شده است.

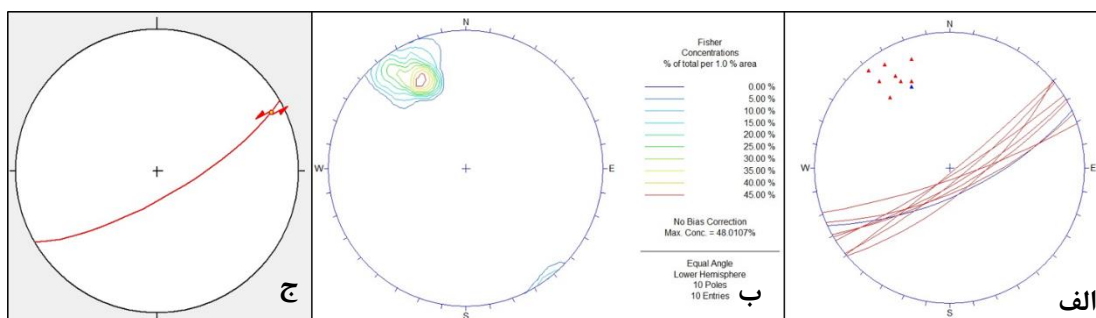


شکل ۳-۳۴) موقعیت گسل جنوب آستانه در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵).

در ایستگاه ۱، واقع در بخش شمالی کوه پیشسار، میانگین وضعیت هندسی این گسل بر اساس داده‌های برداشت شده از سطوح گسلی در جدول ۳-۷ نشان داده شده است. تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کننتوری قطب آن‌ها جهت تعیین روند کلی در استریوگرام‌های شکل (۳-۳۵) نشان داده شده است. با توجه به نشانگرهای سطح گسل و خش خط‌هایی با ریک کم، سازوکار گسل امتدادلغز چپ‌بر است. برداشت داده‌های ساختاری انجام شده موقعیت چیره ۷۵/۱۵۰ را نشان می‌دهد.

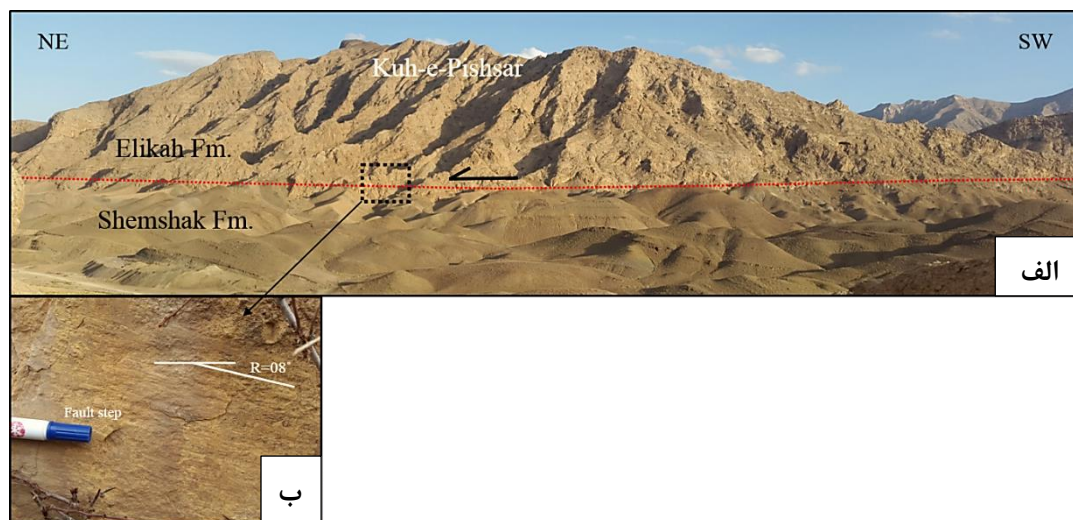
جدول ۳-۷) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل جنوب آستانه.

Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
150	75	061	08	امتدادلغز چپ‌بر



شکل ۳-۳۵) تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل جنوب آستانه. الف) تصویر استریوگرافی از داده‌های برداشت شده از سطوح گسل. ب) نمودار همتراز قطب سطوح گسلی. میانگین سطح گسلی ۷۵/۱۵۰ به دست آمده است. ج) استریوگرام گسل جنوب آستانه به همراه سازوکار.

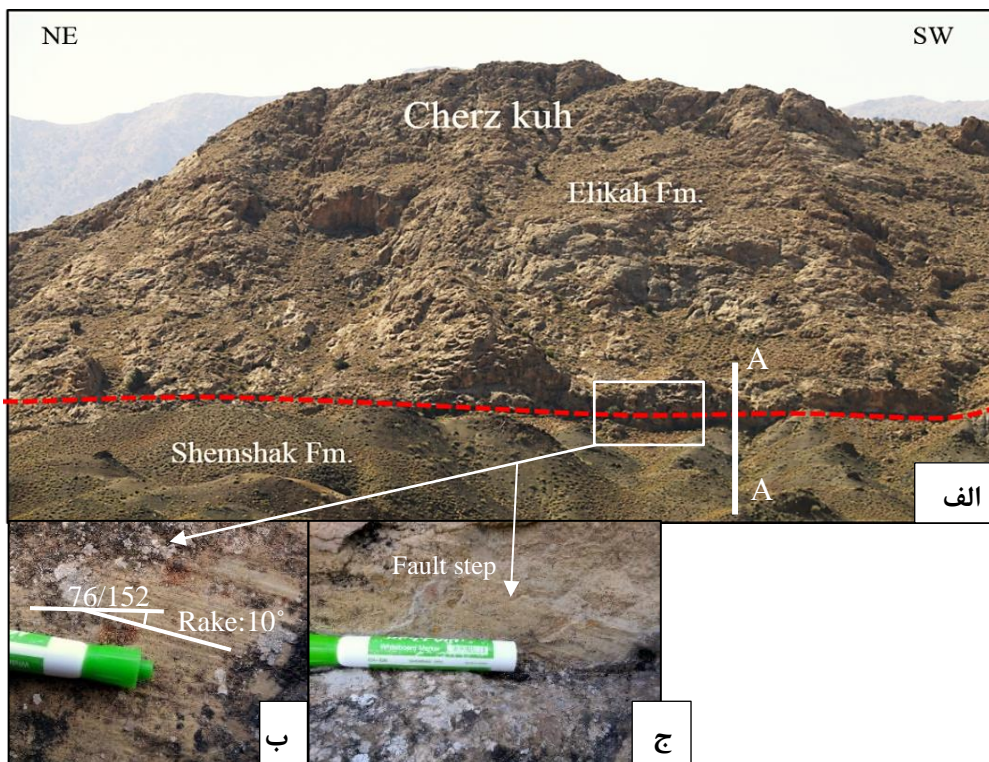
گسل جنوبی آستانه از جنوب روستای آستانه و در دامنه شمالی کوه پیشسار سپس به سمت کوه چرز کوه (ایستگاه ۲) ادامه دارد (شکل ۳-۳۶ الف). این گسل ضمن عبور از دامنه‌های شمالی این دو کوه جابجایی امتدادلغز چپ‌بر را در نهشته‌های کواترنری بر جای گذاشته است. مشاهدات صحرایی در پیمایش صحرایی از این گسل نشان می‌دهد که سازند الیکا در بلوک فرادیواره و سازند شمشک در فرادیواره گسل قرار دارد. رحیمی (۱۳۸۱) استقرار آهک‌های سازند الیکا بر روی سازند شمشک را در بخش جنوبی آستانه راندگی معرفی نموده است.



شکل ۳-۳۶ الف) نمایی از گسل جنوب آستانه در واحدهای آهکی الیکا در دامنه شمالی کوه پیشسار. ب) سطح گسلی و پله گسلی و خش خط‌های با موقعیت ۰۸/۰۶۱ بر روی واحد الیکا (فرادیواره).

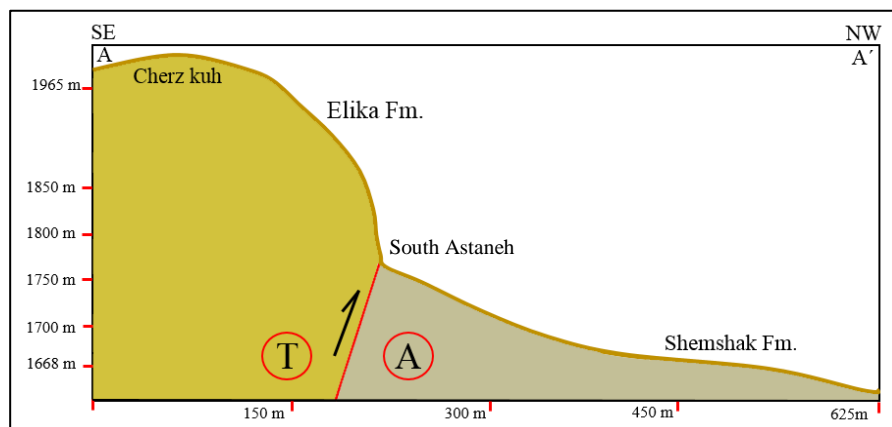
ایستگاه ۲:

رخنمون گسل جنوب آستانه در این ایستگاه نیز نشان دهنده جابجایی بلوک‌های گسلی فرادیواره (سازند الیکا) بر روی فرادیواره (سازند شمشک) در دو طرف سطح گسل با موقعیت ۷۶/۱۵۲ می‌باشد که این نحوه استقرار چینه نگاری نشانه جنبش معکوس بر روی این گسل هاست. بعلاوه وجود خش خط‌های بسیار واضح و طولانی با ریک نزدیک به صفر درجه بر روی سطح گسل حاکی از افزوده شدن جنبش امتدادلغز (چپ بر) بر روی آن است (شکل ۳-۳۷).



شکل ۳-۳۷ (الف) نمایی از گسل جنوب آستانه در دامنه شمالی کوه پیشسار که نحوه استقرار سازند الیکا بر روی شمشک توسط گسل معکوس نشان میدهد. (ب) سطح گسلی و خش خط‌های با موقعیت ۰۸/۰۶۲ بر روی واحد الیکا (فرادیواره) که حرکت امتداد لغز جدید را نشان میدهد. (ج) پله گسلی

بر طبق شواهد چین‌نگاری، استقرار سازند الیکا در فرادیواره بر روی واحد شمشک (فرودیواره) نشانه فاز قدیمی معکوس در مرز این دو واحد بوده است. نشانه‌های امتداد لغز چپ‌بر روی سطوح گسل، ناشی از اثر فاز حرکتی کواترنری جوان در این پهنه می‌باشد. این دو سازوکار مربوط به یک فاز حرکتی نیستند. مقطع نمادین این رخنمون در برش AA' (شکل ۳-۳۷) نشان داده شده است (شکل ۳-۳۸).



شکل ۳-۳۸ مقطع نمادین گسل جنوب آستانه و فازهای حرکتی گسل. بر اساس شواهد چین‌نگاری، ابتدا سازوکار معکوس رخ داده و سپس در فاز دوم حرکتی سازوکار امتداد لغز چپ‌بر جوان اضافه شده است.

۳-۳-۴) گسل پیشسار

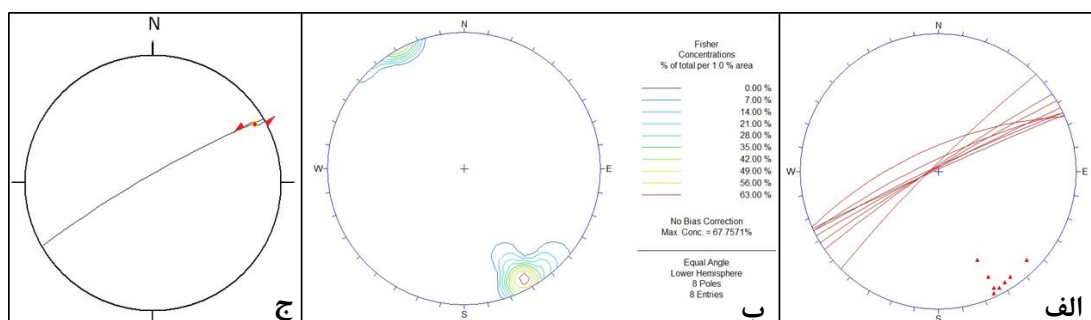
گسل پیشسار در محدوده‌ای بین طول‌های جغرافیایی $54^{\circ} 07' 39/76''$ تا $54^{\circ} 01' 19/92''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی شمالی $36^{\circ} 15' 34/78''$ تا $36^{\circ} 13' 25/15''$ با طولی در حدود ۶ کیلومتر واقع شده است. همان‌طور که در تصویر ماهواره‌ای (شکل ۳-۳۳) دیده می‌شود راستای کلی گسل شمال خاوری- جنوب باختری می‌باشد که خطواره گسلی پیشسار و موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده بر روی آن قابل مشاهده است. این گسل در محدوده ورقه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) نیز آمده است (شکل ۳-۳۴) ولی تحلیلی از سازوکار آن نکرده است.

ایستگاه ۱:

همان‌طور که در تصویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود، در این ایستگاه سطوحی با روند شمال خاوری- جنوب باختری بر روی واحد الیکا مورد بررسی قرار گرفت. تحلیل سازوکار گسل پیشسار با استفاده از خطوط لغزشی و پله‌های گسلی که بر روی صفحات گسلی که در این ایستگاه دیده می‌شوند صورت گرفته است. این داده‌ها در استریوگرام‌های شکل (۳-۳۹) نشان داده شده است. با توجه به تصاویر سیکلوگرافیک و نمودارهای هم‌تراز قطب سطوح گسلی، وضعیت هندسی گسل پیشسار $83/330$ مشخص شده است (جدول ۳-۸).

جدول ۳-۸) خصوصیات هندسی-جنیشی گسل پیشسار در ایستگاه ۱.

Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
330	83	060	01	امتدادلغز چپ بر

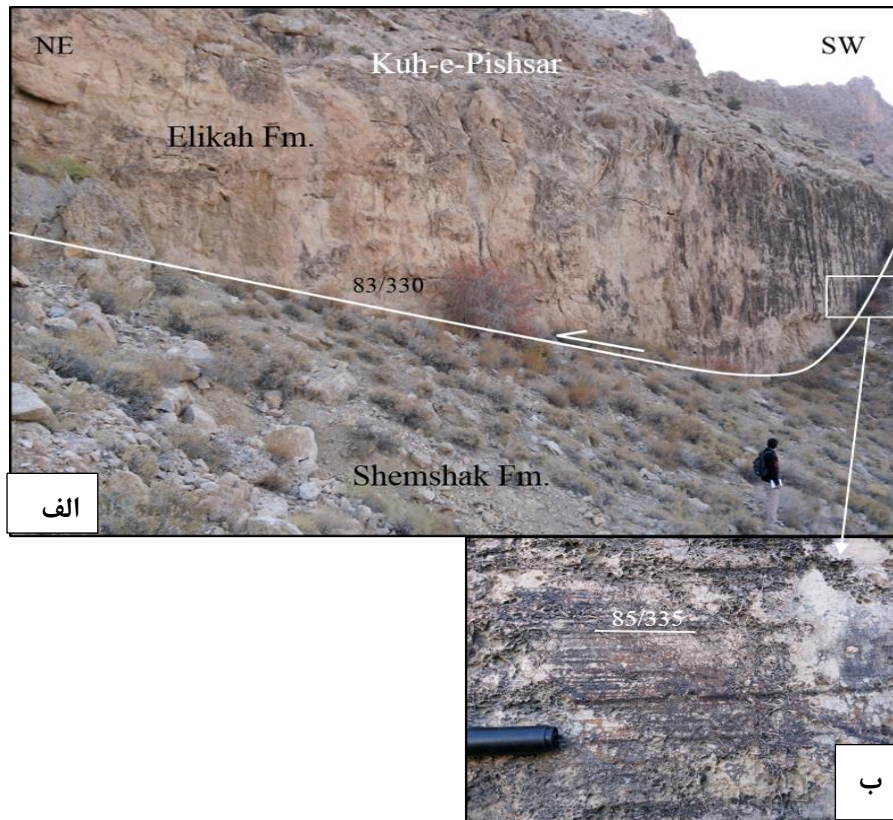


شکل ۳-۳۹) استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل پیشسار در رخنمون کوه پیشسار. الف) تصویر استریوگرافی از داده‌های برداشت شده از سطوح گسل. ب) نمودار هم‌تراز قطب سطوح گسلی. میانگین سطح گسلی $83/330$ به دست آمده است. ج) استریوگرام گسل پیشسار به همراه سازوکار.

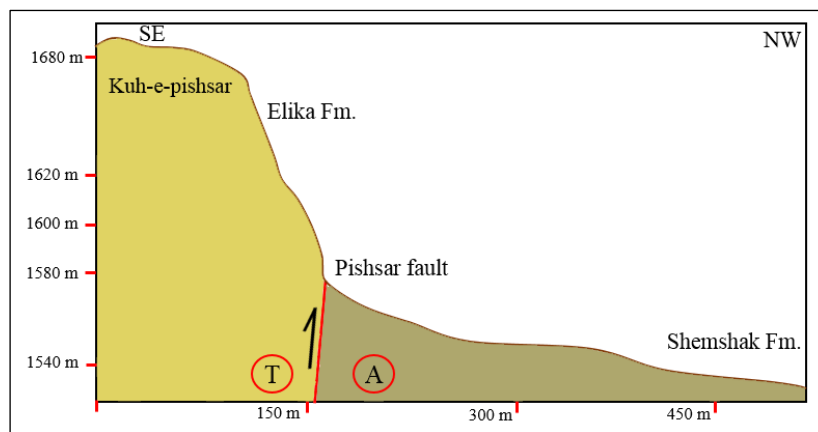
سازند شمشک در سوی شمالی و سازند الیکا در بخش جنوبی این گسل قرار دارد. در ادامه جنوب باختری عملکرد این گسل باعث گسلی با رخنمون سطحی به طول ۸۰۰ متر در سازند الیکا شده است که به خوبی بر روی تصاویر ماهواره‌ای قابل مشاهده است (شکل ۳-۴۰).



گسل پیشسار سبب ایجاد پرتگاه‌های گسلی مرتفع و طویل با طول متوسط ۶۰ متر و ارتفاع ۱۱ متر بر روی واحدهای سنگی الیکا شده است (شکل ۳-۴۱-الف). حضور خش خط‌های با ریک 10° و نشانگرهای سطح گسل، حرکت امتدادلغز چپ‌بر گسل را نشان می‌دهند (شکل ۳-۴۱-ب). پرتگاه‌های گسلی ایجاد شده توسط گسل پیشسار دارای شیب زیاد (۸۵ درجه) به سمت شمال باختری است. استقرار واحدهای الیکا (در بخش جنوبی) و سازند شمشک (در بخش شمالی) حاکی از فاز قدیمی معکوس در منطقه می‌باشد که سبب رانده شدن واحدهای الیکا بر روی واحد شمشک شده است. در فازهای حرکتی جوان، بر روی سطوح گسلی آثار و شواهد سازوکار امتدادلغز چپ‌بر مشاهده می‌شود. این شواهد ریخت‌شناسی سطح گسل متأثر از جنبش کواترنری می‌باشد که در این پهنه توانسته گسل‌های قدیمی‌تر را تحت تأثیر قرار دهد. مقطع نمادین از این رخنمون در شکل (۳-۴۲) نشان داده شده است.



شکل ۳-۴۱) الف) نمایی از پرتگاه‌های گسلی پیشسار به ارتفاع ۱۰ متر بر روی واحد آهکی الیکا. ب) سطح گسلی و خش‌های با وضعیت هندسی بر روی الیکا (فرادیواره).



شکل ۳-۴۲) مقطع نمادین گسل پیشسار و فازهای حرکتی گسل. بر اساس شواهد چین‌نگاری، ابتدا سازوکار معکوس رخ داده و سپس در فاز دوم حرکتی سازوکار امتدادلغز چپ‌بر جوان اضافه شده است.

ایستگاه ۲:

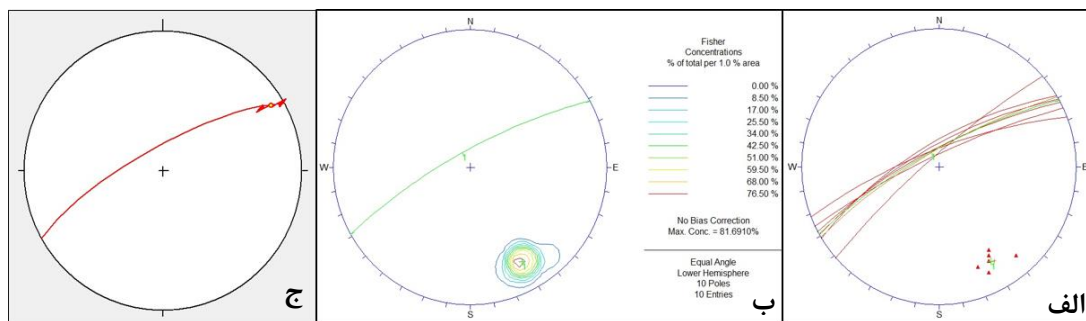
در بخش جنوبی کوه چرز کوه، برداشت‌ها از سطوح گسلی پیشسار، گسلی با شیب زیاد (۸۰ درجه) را نشان می‌دهد که شیب آن به سمت شمال باختری است. واحدهای رخنمون یافته در اطراف گسل،

واحدهای آهکی ضخیم لایه سازند الیکا (تریاس) در فرادیواره بر روی واحدهای شیلی سازند شمشک (ژوراسیک) در فرودیواره است.

با در نظر گرفتن استریوگرام‌های ترسیم شده از سطوح گسلی برداشت شده مرتبط با گسل پیشسار می‌توان وضعیت هندسی را برای گسل پیشسار در این منطقه پیشنهاد داد (جدول ۳-۹) و شکل (۳-۴۳). با استناد به شواهد سینماتیک سطح گسل از جمله خش خط‌های گسلی با ریک کم (۱۰ درجه) و پله‌های گسلی، حرکت راستالغز چپ‌بر برای گسل تعیین شد.

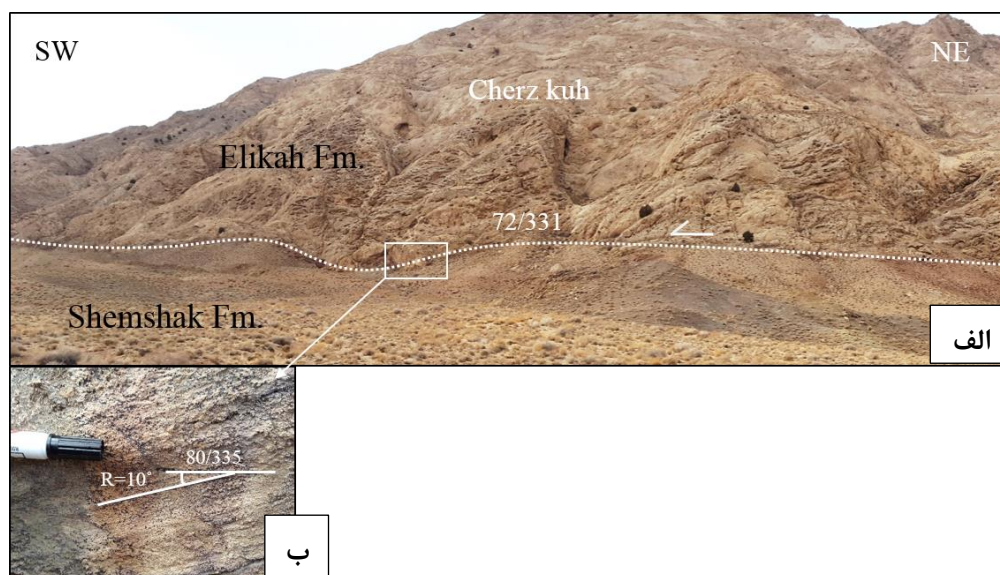
جدول ۳-۹) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل پیشسار در ایستگاه ۲.

Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
331	76	059	10	امتدادلغز چپ بر



شکل ۳-۴۳) استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل پیشسار در رخنمون کوه چرز کوه. الف) تصویر سیکلوگرافیک از داده‌های برداشت شده از سطوح گسلی. ب) نمودار هم‌تراز قطب سطوح گسلی. میانگین سطح گسلی ۷۶/۳۳۱ بدست آمده است. ج) استریوگرام گسل پیشسار به همراه سازوکار.

بر اساس شواهد چینه‌نگاری، استقرار سازند الیکا (فرادیواره) بر روی سازند شمشک (فرودیواره) (شکل ۳-۴۴) نشانه فاز قدیمی معکوسی است که در گذشته باعث رانده شدن سازند الیکا بر روی شمشک گردیده است. اما برداشت داده‌ها از سطوح گسلی حرکت امتدادلغز جوان را بر روی سازند الیکا نشان می‌دهد که حاکی از فاز حرکتی کواترنری است که کل پهنه را تحت تأثیر خود قرار داده است. بنابراین با توجه به شواهد چینه‌نگاری، ابتدا فاز قدیمی معکوس رخ داده و سپس فاز امتدادلغز جوان به آن اضافه شده است.



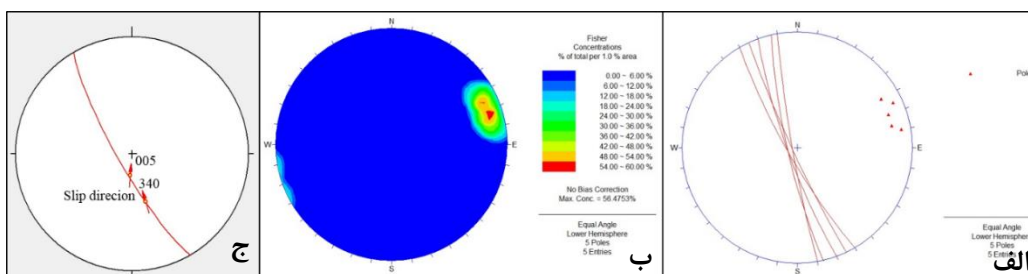
شکل ۳-۳ (الف) نمایی از رخنمون گسل پیشسار در دامنه جنوبی کوه چرز کوه. (ب) وضعیت هندسی گسل پیشسار و خش خطها و پله گسلی (برداشت بر روی فرادیواره).

۵-۳-۳) گسل شرق پیشسار

در جنوب روستای آستانه و در بخش شرقی کوه پیشسار، گسلی با طول تقریبی ۶۰۰ متر، در محدوده‌ای با موقعیت عرض‌های جغرافیایی $29^{\circ} 16' 57''$ تا $36^{\circ} 16' 34/38''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $54^{\circ} 05' 41/15''$ تا $54^{\circ} 05' 38/78''$ قرار گرفته است. حدود ۱۵۰ متر از طول این گسل در شرق کوه پیشسار قابل ردیابی است که با راستای کلی شمال باختری-جنوب خاوری باعث رانده شدن سازند آهکی الیکا (تریاس) بر روی واحد آذرین بازالتی (ژوراسیک) شده است. این گسل به سمت معدن تراورتن قابل ردیابی است. گسل مورد بحث در این پژوهش مورد بررسی و معرفی قرار گرفته و به نام گسل شرق پیشسار معرفی شده است. اندازه‌گیری‌های انجام شده از سطح گسل شرق پیشسار در جدول (۳-۱۰) مشاهده می‌شود. نمودارهای سیکلوگرافیک حاصل از برداشت داده‌های صحرائی، نمودار کنتوری قطب آن‌ها در شکل (۳-۴۵) رسم شده‌اند. همان‌طور که در نمودارهای سیکلوگرافیک مشاهده می‌شود، این گسل دارای روند چیره $80/240$ می‌باشد.

جدول ۳-۱۰) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل شرق پیشسار

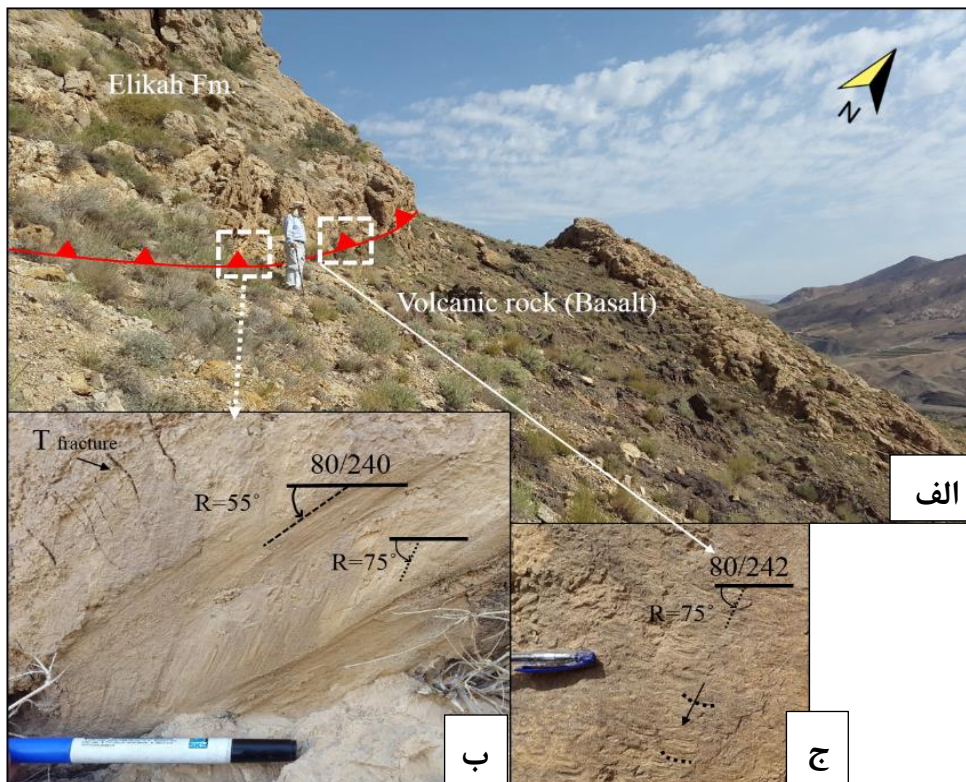
Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
240	80	164	54	معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست بر
240	80	184	73	



شکل ۳-۴۵) تصویر سیکلوگرافیک داده‌های برداشت شده از گسل شرق پیشسار. الف) تصویر استریوگرافی از داده‌های برداشت شده از سطوح گسلی. ب) نمودار همتراز قطب سطوح گسلی. میانگین سطح گسلی ۸۰/۲۴۰ بدست آمده است. ج) استریوگرام گسل شرق پیشسار به همراه سازوکار.

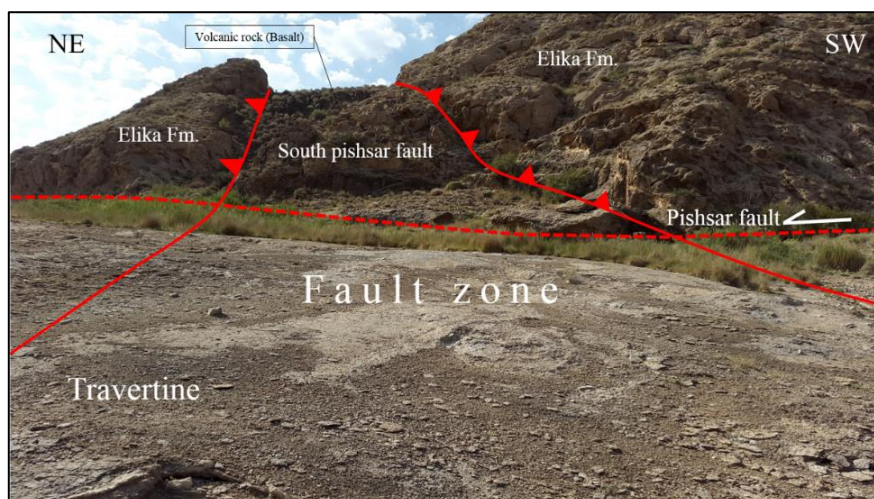
بر طبق شواهد چینه‌نگاری این گسل دارای سازوکار معکوس برای مؤلفه شیب‌لغز آن می‌باشد. علاوه بر شواهد چینه‌نگاری، بررسی‌های صحرایی بر روی ریخت‌شناسی سطح گسل، بر روی صفحه گسلی به-وجود آمده توسط گسل شرق پیشسار بر روی سازند الیکا، دو دسته خش خش گسلی با ریک بالا (۷۵ درجه) و متوسط (۵۵ درجه) دیده می‌شود. قطع‌شدگی خش خش گسلی با ریک ۵۵ درجه توسط خش خش با ریک ۷۵ درجه بر اساس قاعده برش (cross-cutting)، خش خش‌های گسلی قطع‌کننده خش خش دیگر از نظر سنی جوان‌تر است، که حاکی از جوان بودن حرکت گسل در امتداد خش خش‌های با ریک ۷۵ درجه است.

رخنمون سطح گسل شرق پیشسار به همراه پله‌های گسلی در امتداد دو نسل خش خش با ریک ۷۵ و ۵۵ درجه بر روی آن، شکستگی‌های کششی (جهت حرکت عمود بر شکستگی‌های کششی است) و شکستگی‌های هلالی شکل (جهت تقعر این شکستگی‌ها جهت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهد) سازوکار معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست بر را آشکار می‌سازد (شکل ۳-۴۶ ب و ج).



شکل ۳-۴۶ (الف) نمایی از گسل شرق پیشسار بر روی واحد الیکا. (ب) نمای نزدیک از تقاطع دو دسته خش خط در سازند الیکا. حضور شکستگی‌های کششی بر روی سطح گسلی (برداشت بر روی فرادیواره). (ج) خش خط و شکستگی‌های هلالی سطح گسلی (جهت تفعر جهت حرکت بلوک گم شده).

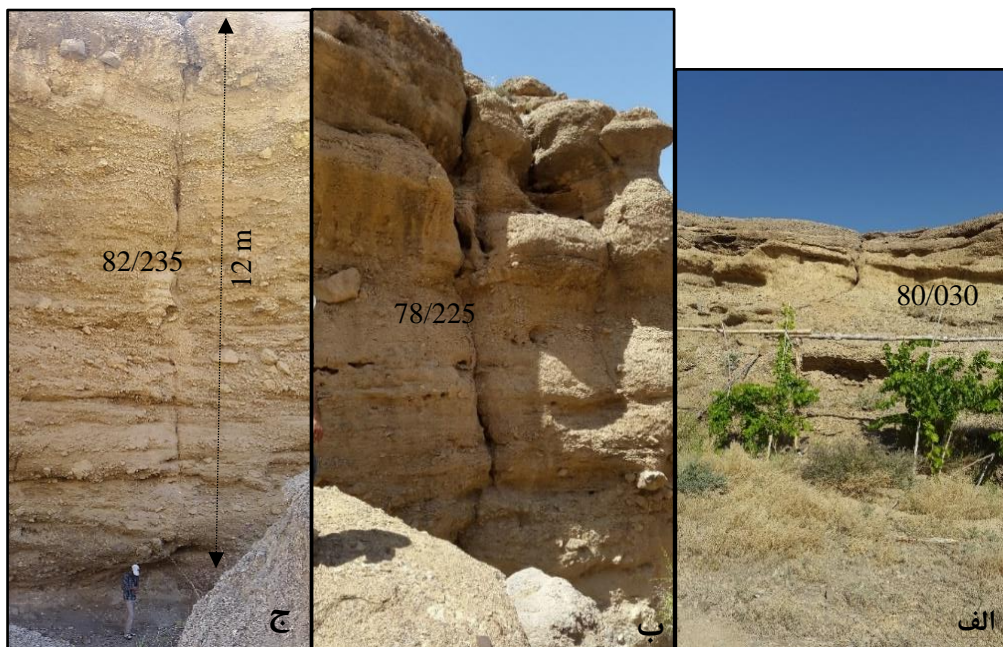
این چشمه گسلی باعث رسوب تراورتن شده است (شکل ۳-۴۷) که در حال حاضر نیز ادامه دارد. بنابراین چشمه‌های تراورتن ساز در مرز چشمه‌های کنتاکتی الیکا و شمشک فعال بوده و تراورتن‌ها را ساخته است و گسل شرق پیشسار به صورت عرضی این تراورتن‌ها را قطع کرده است.



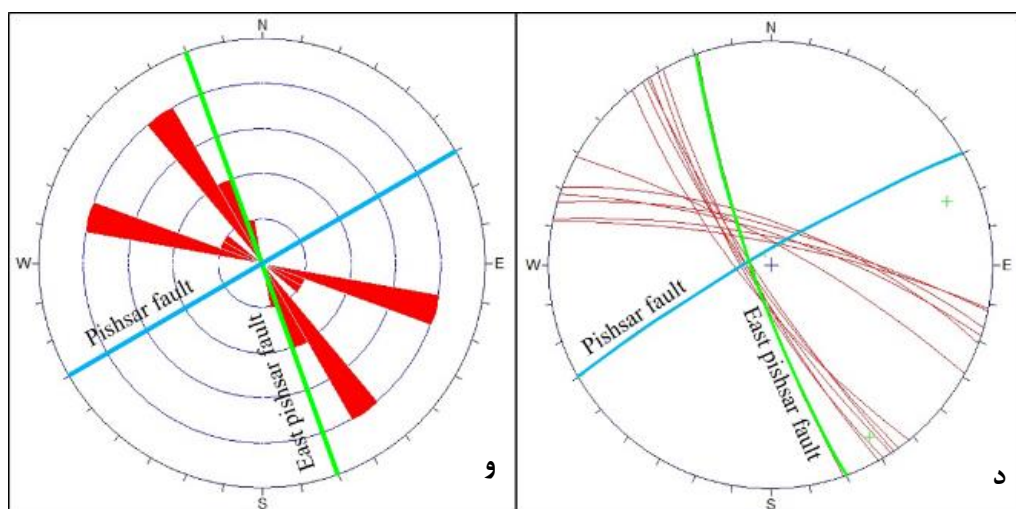
شکل ۳-۴۷) زون گسلی شرق پیشسار و گسل پیشسار و موقعیت واحد سنگی الیکا (فرادیواره). بیشترین حجم تراورتن‌زایی در امتداد این زون گسلی رخ داده است.

از آنجا که در هر مرحله فعالیت گسل با یک مرحله تراورتن‌زایی همراه است با بررسی تعداد مراحل تراورتن‌زایی می‌توان به بررسی مراحل گسیختگی در زمان‌های مختلف پرداخت. اطمینان از چنین تفسیری وقتی افزایش می‌یابد که چندین نهشته تراورتن نزدیک هم در طول یک گسل ردیف شده‌اند. بین نهشته‌های تراورتن با زون‌های فعال تکتونیکی رابطه برقرار است. آنچه مسلم است این است که گسلش نقش کلیدی را در انتقال جریان‌های هیدروترمال بازی می‌کند. بنابراین محل یک رسوب تراورتن چشمه آب گرم می‌تواند به عنوان شاخصی از موقعیت اثر یک گسل فعال باشد (Brogi et al. 2009). تراورتن‌های کواترنری می‌توانند اطلاعات زیادی را درباره فرآیندهای نئوتکتونیک و تاریخ مناطقی که گسلش رخ داده را نمایان سازد (Hancock et al., 1999).

در امتداد روند گسل شرق پیشسار به سمت معدن تراورتن دو دسته شکستگی کششی مشاهده گردید. این شکستگی‌ها در واحدهای کنگلومرای جوان جای گرفته‌اند که مؤید جنبش کواترنری این گسل است (شکل ۳-۴۸).



شکل ۳-۴۸ حضور شکستگی‌های کششی در امتداد گسل شرق پیشسار. الف) عکس از شکستگی، در واحد تراورتنی دید عکس به سمت شمال. ب) عکس از شکستگی در واحدهای تراورتنی، دید عکس به سمت شمال باختر. ج) عکس از شکستگی در واحدهای کنگلومرای، دید عکس به سمت شمال باختر (ادامه دارد...)



د) استریوگرام نشان دهنده زاویه بین شکستگی‌ها (قرمز) و سطح گسل شرق پیشسار (سبز). و) زردیادگرام شکستگی‌ها به همراه موقعیت گسل‌های شرق پیشسار و پیشسار.

از دیگر ویژگی‌های این زون گسلی این است که بیشترین حجم تراورتن‌زایی در امتداد آن رخ داده است. (شکل ۳-۴۹).



شکل ۳-۴۹) الف) نمایی از واحدهای تراورتنی و معدن تراورتن فعال جنوب آستانه دید به سمت شمال باختری. ب) نمای نزدیک از چشمه تراورتنی دید به سمت شمال خاوری. ج) شکستگی‌های کششی پر شده با آهک در سازند شمشک.

۳-۳-۶ گسل چشمه‌علی

گسل چشمه‌علی با طول تقریبی ۲۰ کیلومتر و روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری در شمال استراحتگاه تفریحی چشمه‌علی واقع شده است. گسل مورد بحث که در نقشه زمین‌شناسی دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ به صورت یک خطواره به همین نام مشخص شده، از دره دیباج به سمت چشمه‌علی با روند $N10^{\circ}E$ و در ادامه به سمت باختر با روند $N50^{\circ}E$ مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵۰).

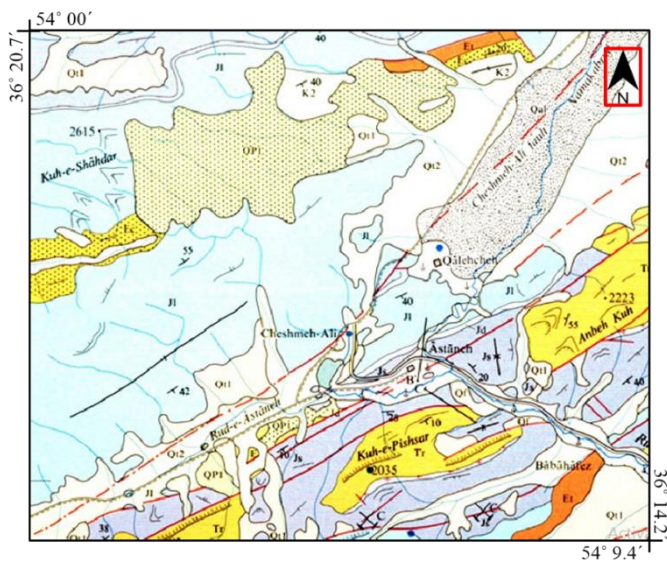
در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth خطواره گسلی را با روند $N55^{\circ}E$ می‌توان مشاهده نمود که توانسته برش‌های قابل توجهی را بر روی نهشته‌ها و آبراهه‌ها بر جای بگذارد (شکل ۳-۵۱). این گسل به عنوان یکی از شاخه‌های گسل آستانه می‌باشد که به منظور انجام مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی بر روی گسل آستانه، در قالب سری مطالعات دیرینه لرزه‌شناسی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در پهنه البرز مورد بررسی قرار گرفت. در مطالعات ضمن پرداختن به ویژگی‌های ساختاری و سازوکار گسل آستانه، احتمال همبستگی رویداد ثبت شده تاریخی (رخداد زمین‌لرزه ۸۵۶ کومس) با دیرینه لرزه‌های به‌دست آمده بر روی این گسل با حفر ۲ ترانشه بر روی آن ارزیابی شد (شکری و همکاران، ۱۳۸۶). از دیگر مطالعاتی که بر روی این گسل صورت گرفته می‌توان به مطالعات Hollingworth و همکاران (۲۰۱۰) بر روی این گسل اشاره کرد.

به منظور بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی در ترانشه گسل آستانه که بر روی گسل چشمه‌علی ایجاد شد، زمین‌لرزه کومس ۸۵۶ بعد از میلاد و دو دیرینه زمین‌لرزه دیگر را به گسل آستانه نسبت دادند. محل حفر ترانشه در برکه فرونشستی (sag pond) در محدوده شماره ۲ شکل (۳-۵۱) نشان داده شده است. ایشان با بررسی جابجایی‌های چپ‌بر گسل چشمه‌علی بر روی آبراهه‌های جوان به عنوان شاهدهی از فعالیت نو زمین‌ساختی این گسل، ذکر کرده است.

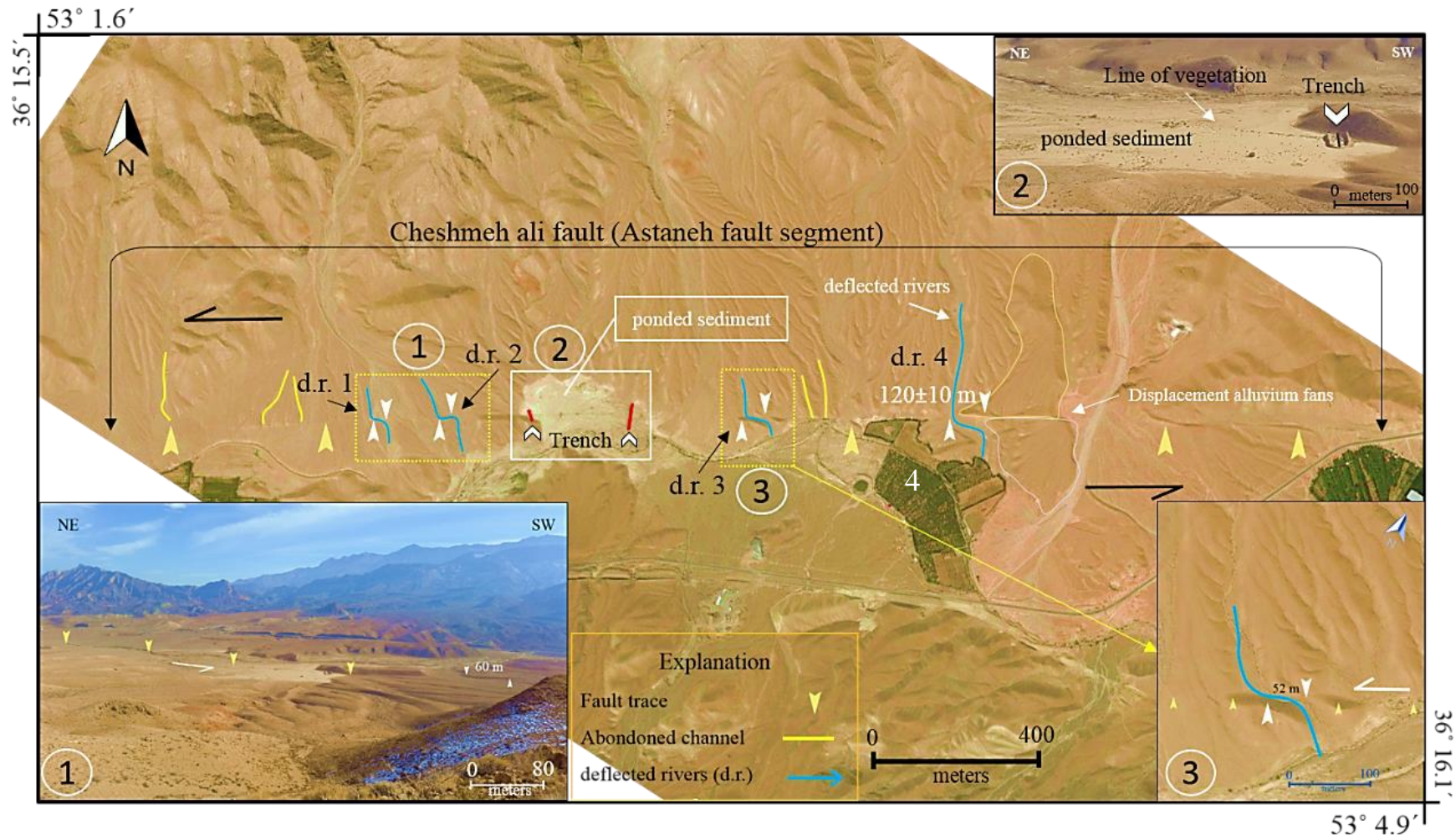
به منظور بررسی سازوکار گسل، از تصویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی استفاده شده است. با توجه به جابجایی‌های به‌دست آمده از گسل بر روی نهشته‌های کواترنری، میزان جابجایی‌ها در طول این گسل

به طور متوسط 50 ± 10 متر می‌باشد. بیشترین میزان جابجایی مربوط به جابجایی چپ‌بر مخروط‌افکنه،

۱۲۰ متر می‌باشد که سبب جابجایی ۱۲۰ متری آبراهه 4 d.r. شده است.



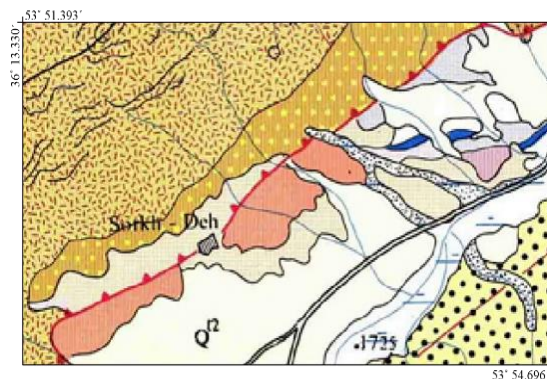
شکل ۳-۵) گسل چشمه‌علی در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵).



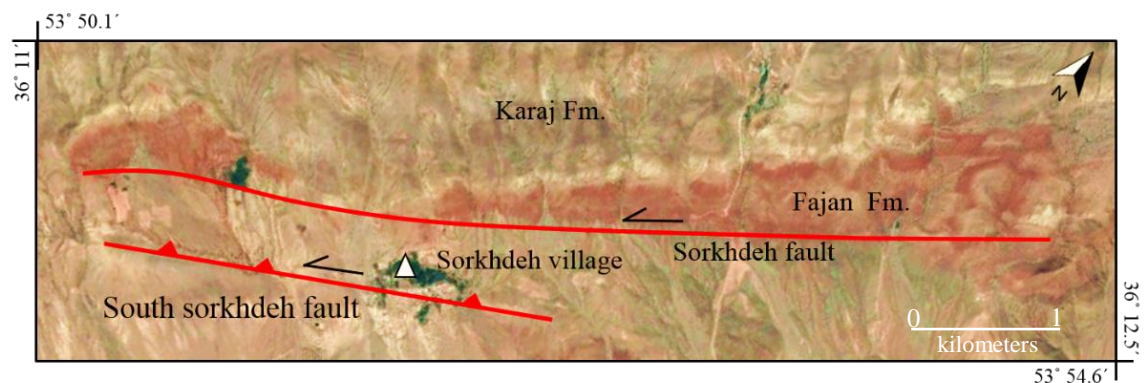
شکل ۳-۵۱ (الف) تصویر ماهواره‌ای GeoEye2017 از گسل چشمه‌علی. اثر گسلش امتدادلغز چپ‌بر با راستای شمال خاوری- جنوب باختری ($N50^{\circ}E$) بر روی واحدهای جوان کواترنری در منطقه به وضوح دیده می‌شود. (۱) نمایی از اثر گسلش امتدادلغز چپ‌بر گسل چشمه‌علی و ایجاد جابجایی چپ‌بر آبراهه ۲ به میزان ۶۰ متر مشاهده می‌شود. (۲) تصویر صحرائی از ترانشه حفر شده بر روی گسل چشمه‌علی. (۳) تصویر ماهواره‌ای GeoEye2017 از جابجایی چپ‌بر آبراهه ۳ در طول گسل چشمه‌علی. (۴) گسلش سبب جابجایی 120 ± 10 متر آبراهه شماره ۴ و مخروط افکنه در راستای گسل شده است.

۷-۳-۳) گسل سرخده

در شمال روستای سرخده گسلی با روند شمال خاوری- جنوب باختری دیده می‌شود. این گسل با طول تقریبی ۵ کیلومتر در شمال روستای سرخده و در بین عرض‌های جغرافیایی "۱۶/۹۳' ۱۲° ۳۶" تا "۱۰/۴۲' ۱۰° ۳۶" شمالی و طول‌های جغرافیایی "۴۴/۶' ۵۳° ۵۳" تا "۳۸/۳۵' ۵۳° ۵۰" خاوری رخنمون دارد. این گسل در بخش شمالی پهنه مورد مطالعه قرار دارد و بر روی واحدهای کنگلومرای قرمز رنگ فجن (پالتوسن) آثار جنبشی قابل توجهی را بر جای گذاشته است. بخشی از گسل مورد بحث در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) به عنوان یک گسل معکوس معرفی شده است (۵۲-۳). در تصویر ماهواره‌ای بر گرفته از Google Earth نیز خطواره گسلی را با روند چیره $N55^{\circ}E$ می‌توان مشاهده نمود (شکل ۳-۵۳).



شکل ۳-۵۲) بخشی از گسل سرخده در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱). بخش مورد نظر با کادر سیاه رنگ مشخص شده است.

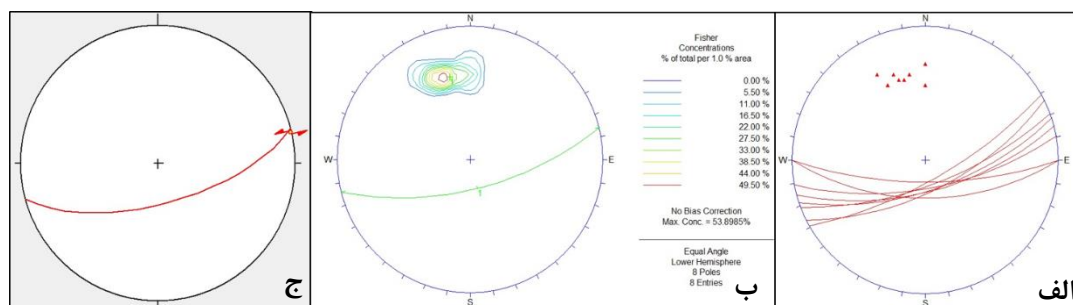


شکل ۳-۵۳) نمایی از موقعیت گسل سرخده بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth 2017.

گسل سرخده، در این پژوهش برای اولین بار شناسایی و معرفی شده است. میانگین وضعیت هندسی این گسل بر اساس داده‌های برداشت شده از سطوح گسلی، ۶۶/۱۶۰ به دست آمده است (جدول ۳-۱۱). تصاویر سیکلوگرافیک داده‌ها و نمودار کنتوری قطب آن‌ها جهت تعیین روند کلی در استریوگرام‌های شکل (۳-۵۴) نشان داده شده است. با توجه به نشانگرهای سطح گسل و خش خط‌هایی با ریک افقی، سازوکار گسل امتدادلغز چپ‌بر می‌باشد.

جدول ۳-۱۱) خصوصیات هندسی-جنبشی سرخده

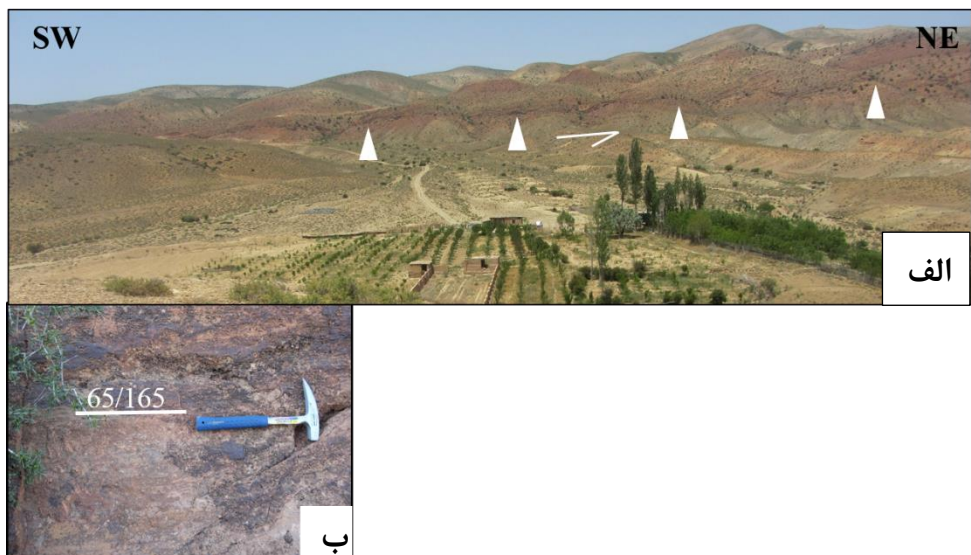
Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
160	66	075	01	امتدادلغز چپ‌بر



شکل ۳-۵۴) استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل سرخده. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها. ب) نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی. میانگین سطح گسل ۶۶/۱۶۰ ج) استریوگرام گسل به همراه سازوکار.

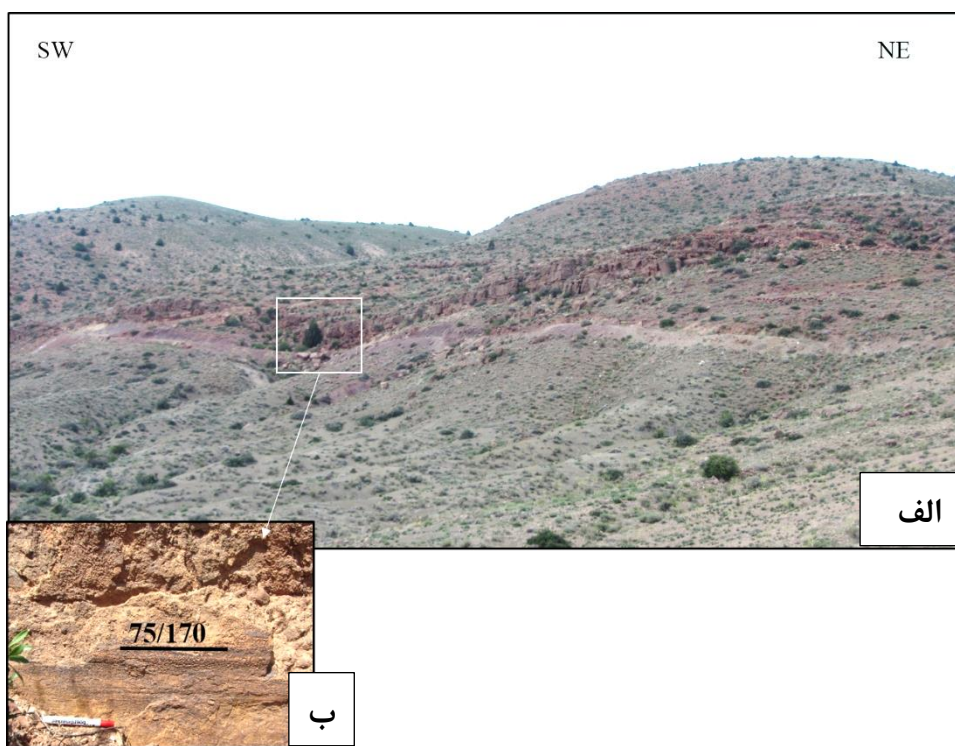
گسل سرخده در مرز واحد کنگلومرایی فجن و سازند شمشک رخنمون دارد. شواهد صحرایی از جمله برش گسلی و خراش‌های گسلی موجود بر روی سطح گسل، حاکی از گسلی بودن این مرز است (شکل ۳-۵۵).

مشاهدات صحرایی در پیمایش‌های طولی متعدد از این گسل نشانه‌های حرکتی امتدادلغز چپ‌بر را برای این گسل نشان می‌دهد. گسلش بر روی واحدهای کنگلومرای قرمز سبب ایجاد خش خط‌های با ریک نزدیک به افقی و پله گسلی بر روی سطح گسل شده است (شکل ۳-۵۵-ب).



شکل ۳-۵۵) الف- نمایی از رخنمون گسل سرخده در خاور روستای سرخده. ب) آینه گسلی همراه با پله‌های گسلی و خش‌خط‌های روی سطح گسل با موقعیت ۶۵/۱۶۵ حرکت چپ‌بر را نشان می‌دهند.

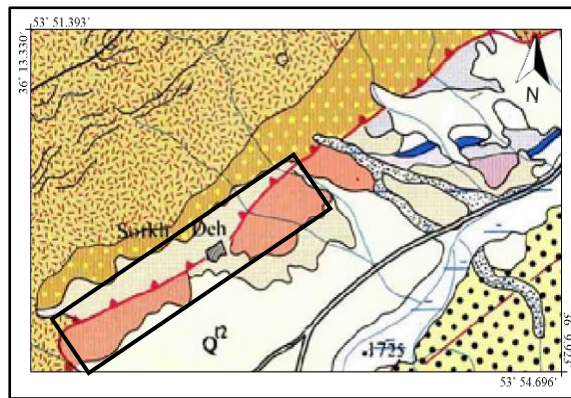
رخنمون دیگری از گسل در جنوب روستای سیاه پره و در برش جاده خاکی به سمت روستا، بر روی واحد کنگلومرای فجن رخنمون دارد. در این ایستگاه نیز خش‌خط‌های با ریک نزدیک به افقی و پله‌های گسلی حرکت امتدادلغز چپ‌بر گسل سرخده را تأیید می‌کند (شکل ۳-۵۶).



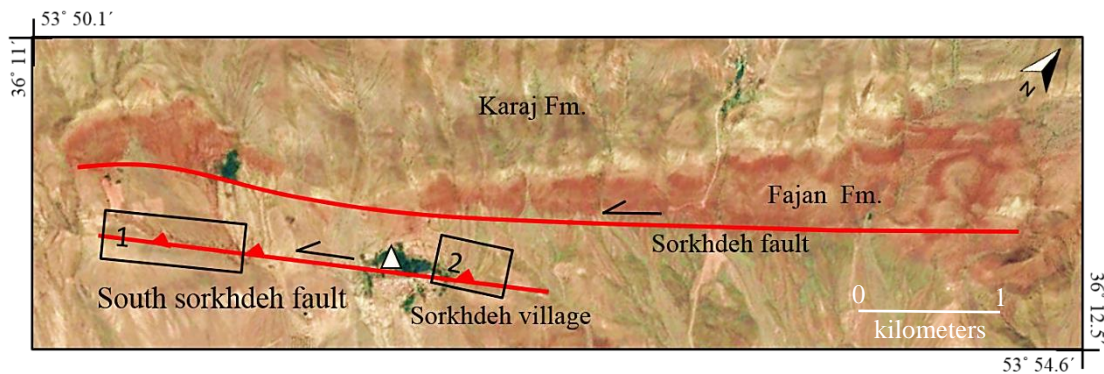
شکل ۳-۵۶) الف- نمایی از رخنمون گسل سرخده در جنوب روستای سیاه پره. ب) آینه گسلی همراه با پله‌های گسلی و خش‌خط‌های روی سطح گسل با موقعیت ۷۵/۱۷۰ حرکت چپ‌بر گسل سرخده را نشان می‌دهند.

۸-۳-۳) گسل جنوب سرخده

این گسل با طول تقریبی ۲/۹ کیلومتر در جنوب روستای سرخده واقع شده است. گسل مورد بحث در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱) به عنوان یک گسل معکوس معرفی شده است (۳-۵۷). در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth نیز خطواره گسلی را با روند چیره $N60^{\circ}E$ می‌توان مشاهده نمود (شکل ۳-۵۸). گسل مورد بحث در این پژوهش مورد بررسی و معرفی قرار گرفته و به نام گسل جنوب سرخده معرفی شده است.



شکل ۳-۵۷) گسل سرخده در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱). گسل مورد نظر با کادر سیاه رنگ مشخص شده است.



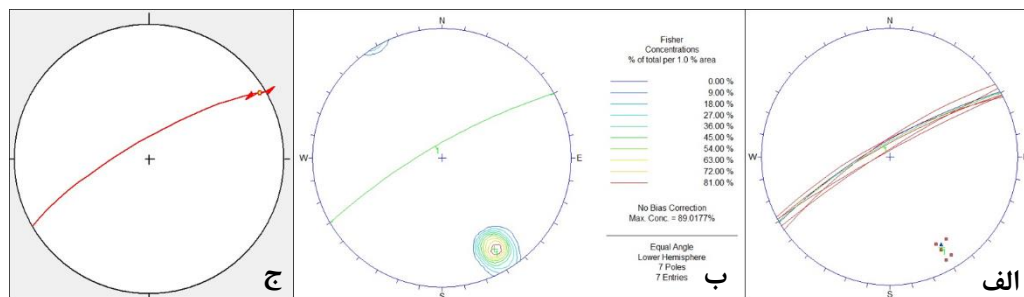
شکل ۳-۵۸) نمایی از موقعیت گسل جنوب سرخده بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth. موقعیت ایستگاه‌ها بر روی تصویر با کادر سیاه رنگ مشخص شده است.

بهترین راه دسترسی به این گسل جاده خاکی روستای سرخده می‌باشد. بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد که این گسل در تمام طول خود دارای سازوکار مشابه است و شیب این گسل به سمت شمال باختری می‌باشد.

همچنین مطالعات انجام شده جهت تشخیص سازوکار این گسل، بر مبنای شواهد چینه‌نگاری و ریخت-شناسی سطح گسل استوار است. رخنمون‌های برداشت شده از سطح گسل در چندین ایستگاه بین واحدهای الیکا (در فرادیواره) و شمشک (در فرودیواره) می‌باشد. بررسی‌های صحرایی در دو ایستگاه، حضور خش خط‌های با ریک ۲۰ درجه و ۱۰ درجه را نشان داد که شاخص ریخت‌شناسی پله گسلی بر روی برخی از این سطوح به وضوح مشاهده می‌شود. نمودار سیکلوگرافیک حاصل از داده‌های برداشت شده روند چیره ۷۸/۳۳۰ را نشان می‌دهند (جدول ۳-۱۲). نمودارهای سیکلوگرافیک از دو ایستگاه در شکل (۳-۵۹) رسم شده است.

جدول ۳-۱۲) خصوصیات هندسی-جنبشی جنوب سرخده

Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
330	78	057	15	امتدادلغز چپ‌بر



شکل ۳-۵۹) استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل جنوب سرخده. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها. ب) نمودار همتراز قطب صفحات گسلی. میانگین سطح گسل ۷۸/۳۳۰. ج) استریوگرام گسل به همراه سازوکار.

از نظر ریخت‌شناسی گسل جنوب سرخده با راستای شمال خاوری- جنوب باختری باعث برخاستگی بیشتر سازند الیکا (تریاس) بر روی سازند شمشک (ژواسیک) شده است. بنابراین از دیدگاه چینه‌نگاری این گسل دارای سازوکار معکوس برای مؤلفه شیب‌لغز آن می‌باشد.

همبری سازند آهکی الیکا در فرادیواره گسل جنوب سرخده با سازند شمشک در فرودیواره حاکی از معکوس بودن مؤلفه شیب‌لغز گسل است. شکل (۳-۶۰-الف) نمایی از سطح گسل جنوب سرخده را

نشان می‌دهد. نشانه‌های حرکتی سطح گسل از جمله خش خش‌های گسلی و پله‌های سطح گسل سازوکار امتدادلغز چپ‌بر را نشان می‌دهند (۳-۶۰-ب).



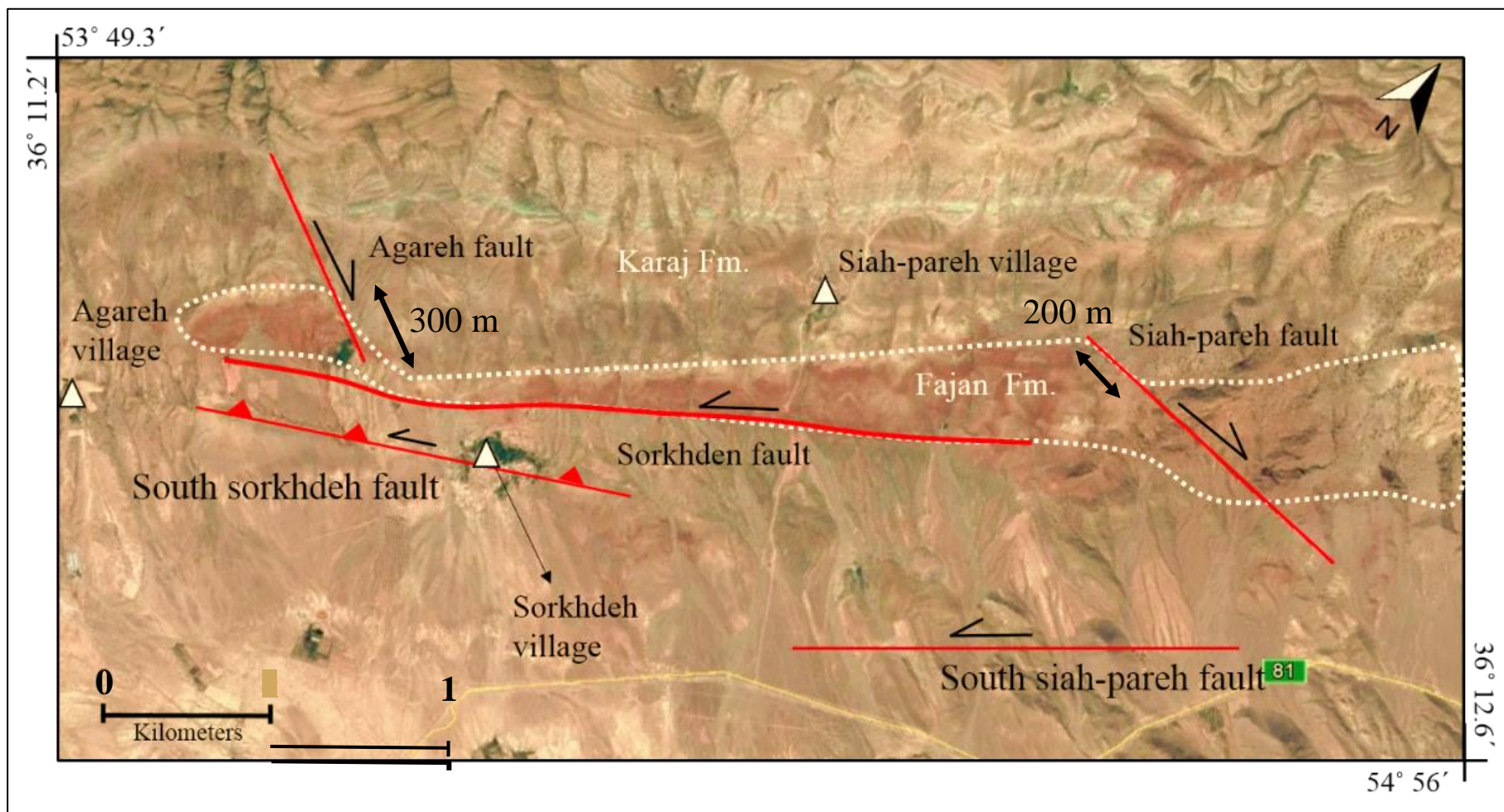
شکل ۳-۶۰-الف- نمایی از رخنمون گسل جنوب سرخده در خاور روستای سرخده. ب) آینه گسلی همراه با پله‌های گسلی و خش‌خط‌های روی سطح گسل (فرادیواره) با موقعیت ۷۸/۳۲۸ حرکت چپ‌بر گسل را نشان می‌دهند. ب) شکستگی‌های کششی که بر خط خش‌ها عمود می‌باشند (برداشت‌ها از فرادیواره گسل).

با توجه به خراش‌های گسلی و جنبش کواترنری راستالغز چپ‌بر در پهنه مورد مطالعه، سازوکار کنونی این گسل راستالغز چپ‌بر می‌باشد و شواهد چینه‌نگاری از وجود یک فاز قدیمی معکوس در منطقه حکایت دارد که در این بخش توانسته سبب راندگی واحدهای قدیمی‌تر بر روی واحد جوان گردد.

بنابراین سازوکار معکوس (قدیمی) و امتدادلغز چپ‌بر (جوان) مربوط به دو فاز حرکتی می‌باشد که شواهد چینه‌نگاری، تأیید کننده فاز اول و شواهد جنبشی سطح گسل، تأیید کننده فاز دومی است که به قبلی اضافه شده است.

۹-۳-۳) گسل اگره

گسل اگره با طولی در حدود ۱/۵ کیلومتر در خاور روستای اگره واقع شده است. برای بررسی هندسه گسل اگره، از تصویر ماهواره‌ای و تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده از برداشت‌های میدانی استفاده شده است. در تصویر ماهواره‌ای روند خطواره آن با روند کلی شمال باختری- جنوب خاوری دیده می‌شود. گسل مورد بحث، در این پژوهش برای اولین بار شناسایی و معرفی شده و گسل اگره نام گرفته است. این گسل بر روی واحدهای کنگلومرای قرمز رنگ فجن (پالتوسن) رخنمون بارزی دارد. در تصویر ماهواره‌ای این گسل سبب جابجایی راست‌بر واحد کرج (اوسن میانی) و فجن (پالتوسن) به میزان ۳۰۰ متر شده است (شکل ۳-۶۱).

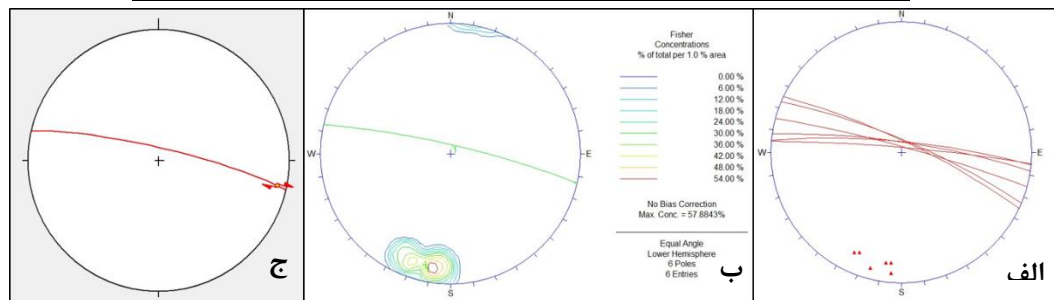


شکل ۳-۶۱) نمایی از موقعیت گسل‌های محدوده روستای سرخده بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth. جابجایی‌های راست بر واحدها در اثر گسل‌های آگره و سیاه‌پره بر روی تصویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود.

داده‌های اندازه‌گیری شده از گسل از روی سطوح گسلی در جدول (۳-۱۳) آمده و در شکل (۳-۶۲)، نمودار سیکلوگرافیک و کنتور قطب سطوح نشان داده شده است. بر اساس این نمودارها، موقعیت گسل ۸۲/۰۱۳ به دست آمده است که با روند خطواره آن در تصویر ماهواره‌ای سازگار است.

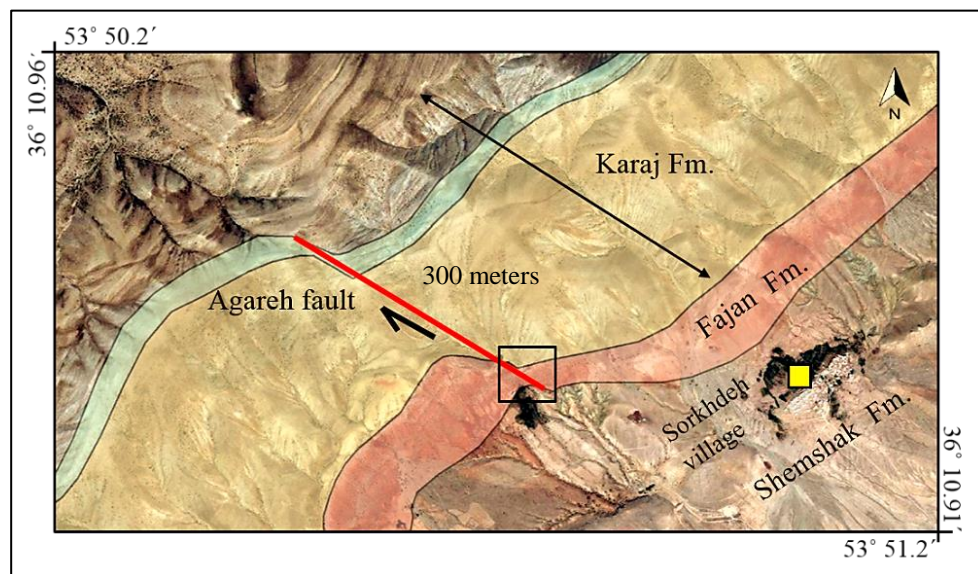
جدول ۳-۱۳) خصوصیات هندسی-جنبشی اگره

Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
013	82	102	08	امتدادلغز راست‌بر



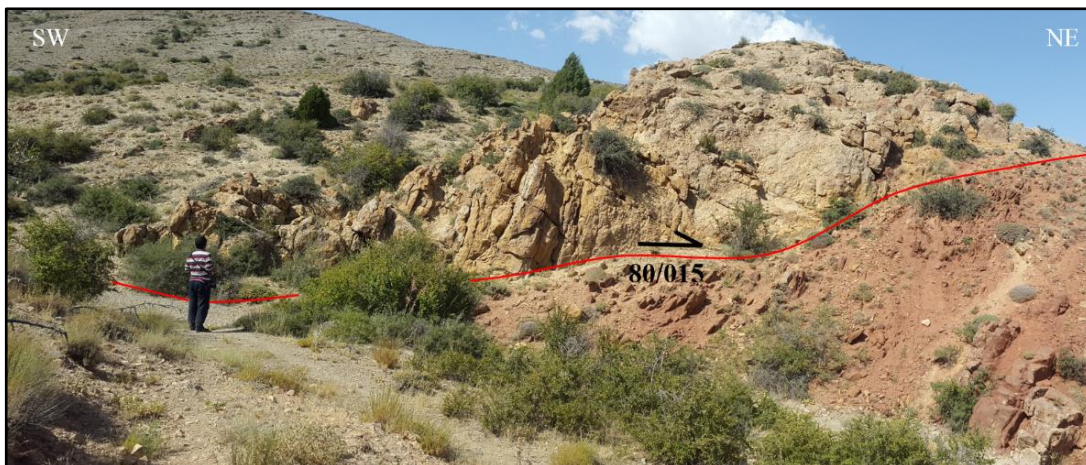
شکل ۳-۶۲) استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل اگره. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها. ب) نمودار همتراز قطب صفحات گسلی. میانگین سطح گسل ۸۲/۰۱۳. ج) استریوگرام گسل به همراه سازوکار.

گسل اگره در دو ایستگاه دارای رخنمون سطح گسلی است اما به سمت ارتفاعات، اثر گسل ایجاد شده بر روی سازند کرج هیچ رخنمون سطحی ندارد. جابجایی قابل توجهی این گسل در سازند کرج و فجن ایجاد نموده است به خوبی بر روی تصویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود. جابجایی راست‌بر این گسل و موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده، بر روی تصویر ماهواره‌ای در شکل (۳-۶۳) نشان داده شده است.



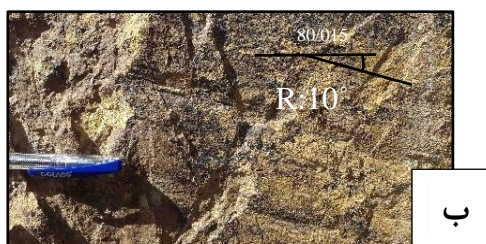
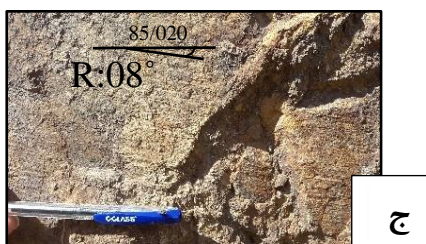
شکل ۳-۶۳) نمایی از موقعیت گسل اگره بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth 2017. جابجایی راست‌بر واحد کنگلومرای فجن و سازند کرج بر روی تصویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود. این میزان جابجایی راست‌بر، ۳۳۰ متر می‌باشد. موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده در مربع سیاه رنگ مشخص شده است.

داده‌های برداشت شده از سطوح گسلی اگره در دو ایستگاه رخنمون گسل اگره را بر روی واحد کنگلومرای فجن نشان می‌دهد (شکل ۳-۶۴).



شکل ۳-۶۴) نمایی از رخنمون گسل اگره در باختر روستای سرخده.

همچنین خراش‌های گسلی به همراه پله‌های گسلی، مؤید سازوکار امتدادلغز چپ‌بر گسل اگره می‌باشند (شکل ۳-۶۵-ب).

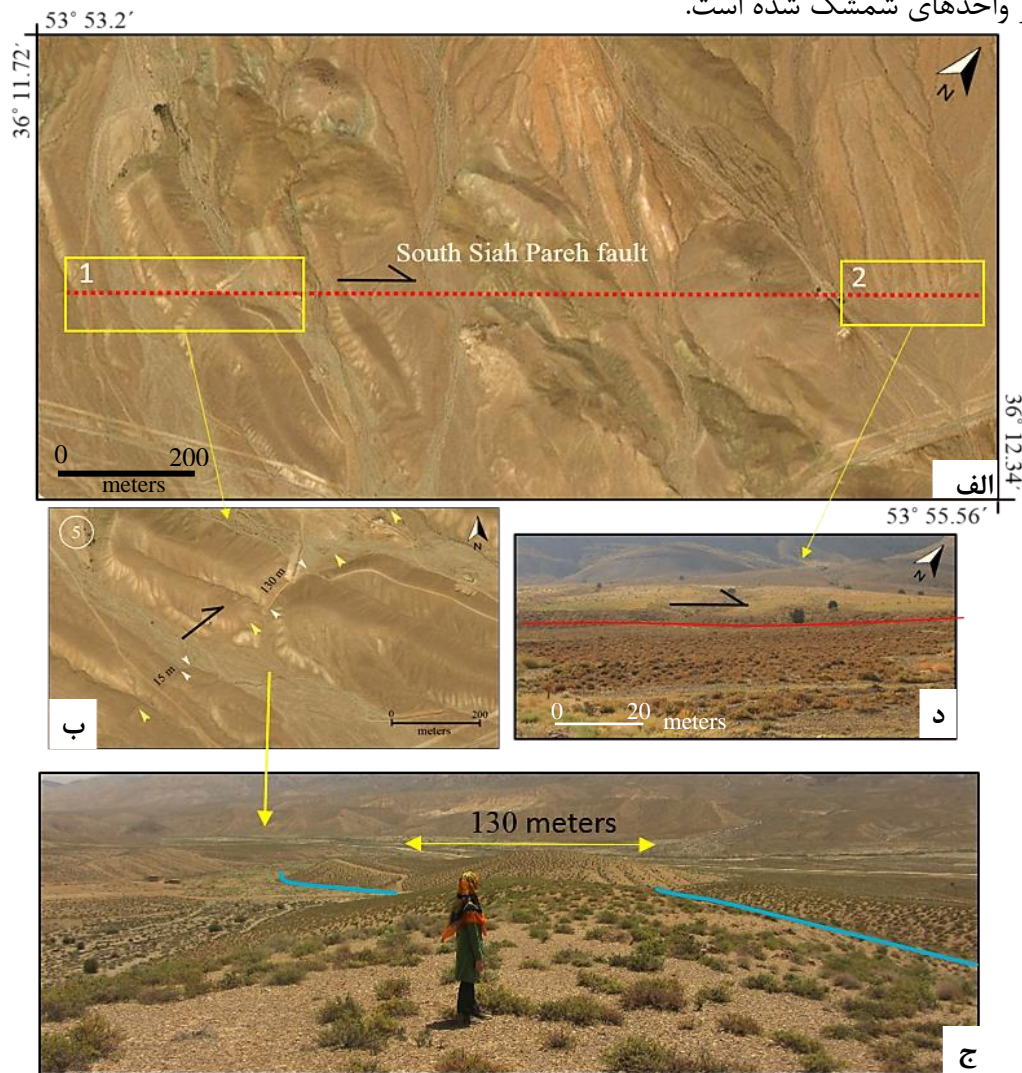


شکل ۳-۶۵) الف) برشی شدن واحدهای کنگلومرای قرمز رنگ در اثر عملکرد گسل اگره. ب) رخنمونی از سطح گسل بر روی واحد کنگلومرای (فرادیواره) همراه با خش خطها و پله‌های گسلی ج) نمایی از رخنمون سطح گسل اگره بر روی واحد کنگلومرای (فرادیواره). خش خطها و پله‌های گسلی حرکت امتدادلغز راست‌بر را برای گسل نشان می‌دهند.

۱۰-۳-۳) گسل جنوب سیاه پره

در جنوب روستای سیاه پره، گسلی را با طول تقریبی ۳ کیلومتر با راستای کلی شمال خاوری- جنوب باختری می‌توان دید. خطواره این گسل در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth با روند N50°E مشاهده می‌شود (شکل ۳-۶۶). این گسل، در این پژوهش برای اولین بار شناسایی و معرفی شده و گسل جنوب سیاه پره نام گرفته است. در امتداد گسل جنوب سیاه پره آبراهه و مخروط‌افکنه تحت تأثیر حرکت نو زمین‌ساختی گسل قرار گرفته و جابجایی امتدادلغز چپ‌بر از خود نشان می‌دهد. مقدار این جابجایی در کانال آبراهه جنوب روستای سیاه پره تا ۱۳۰ متر اندازه‌گیری شده است که سبب جابجایی

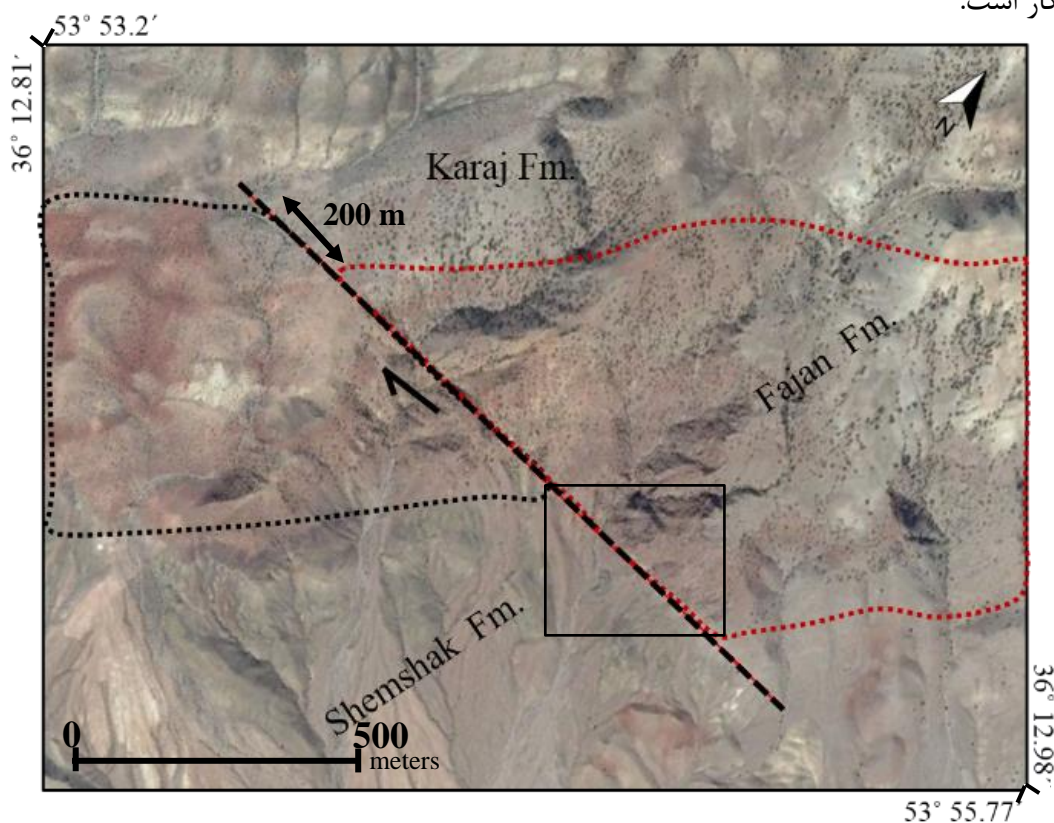
چپ‌بر واحدهای شمشک شده است.



شکل ۳-۶۶) الف) نمایی از موقعیت گسل جنوب سیاه پره بر روی تصاویر ماهواره‌ای Google Earth. ب) نمایی از اثر گسل بر روی واحدهای شمشک که باعث بریده شدن نهشته‌ها جوان شده است. ج) جابجایی چپ‌بر واحدهای شمشک بر روی تصویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود. این میزان جابجایی، ۱۳۰ متر می‌باشد. د) نمای کلی از برش چپ‌بر گسل جنوب سیاه پره.

۱۱-۳-۳) گسل سیاه پره

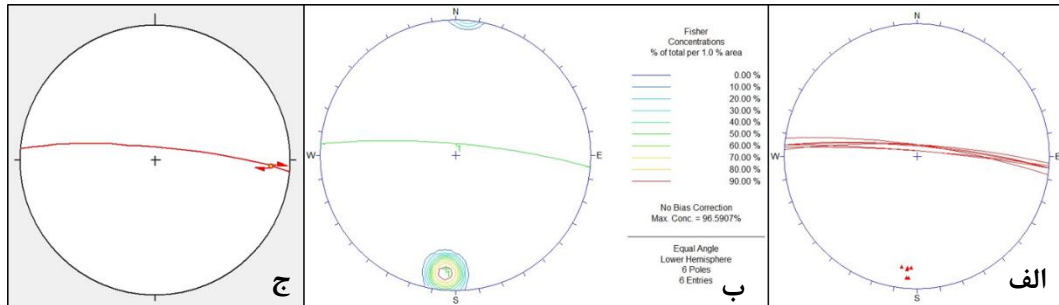
گسل سیاه پره، با طول تقریبی ۲/۲ کیلومتر، در خاور روستای سیاه پره در محدوده‌ای بین عرض‌های جغرافیایی "۱۴/۰۴' ۱۱° ۳۶ تا "۹۸/۲۵' ۱۱° ۳۶ شمالی و طول‌های جغرافیایی "۹۵/۱۲' ۵۱° ۵۳ تا "۴۰/۱۷' ۵۰° ۵۳ قرار گرفته است. تصویر ماهواره‌ای خطواره این گسل را روند شمال باختری- جنوب خاوری نشان می‌دهد (شکل ۳-۶۷). گسل مورد بحث، در این پژوهش برای اولین بار شناسایی و معرفی شده و سیاه پره نام گرفته است. به منظور بررسی هندسه گسل سیاه پره، از تصویر ماهواره‌ای و تحلیل داده‌های اندازه‌گیری شده از برداشت‌های میدانی استفاده شده است. در تصویر ماهواره‌ای روند خطواره آن حدود $N80^{\circ}W$ است. داده‌های برداشت شده از این گسل در جدول (۱۴-۳) مشاهده می‌شود. در شکل (۶۸-۳) نمودار سیکلوگرافیک و نمودار کنتور قطب سطوح آمده است. براساس این نمودارها، میانگین موقعیت هندسی گسل، $80/010$ بدست آمده است که با روند خطواره آن در تصویر ماهواره‌ای سازگار است.



شکل ۳-۶۷) نمایی از موقعیت گسل سیاه پره بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth 2017. جابجایی راست‌بر واحد کنگلومرای فجن بر روی تصویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود. این میزان جابجایی راست‌بر، ۲۵۰ متر می‌باشد. موقعیت ایستگاه‌های برداشت داده در مربع سیاه رنگ مشخص شده است.

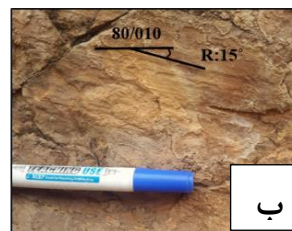
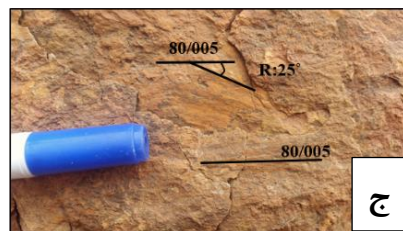
جدول ۳-۱۴) خصوصیات هندسی-جنبشی سیاه پره

Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
005	82	093	15	امتدادلغز راست‌بر



شکل ۳-۶۸) استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل سیاه پره. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها. ب) نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی. میانگین سطح گسل ۸۲/۰۱۳. ج) استریوگرام گسل به همراه سازوکار.

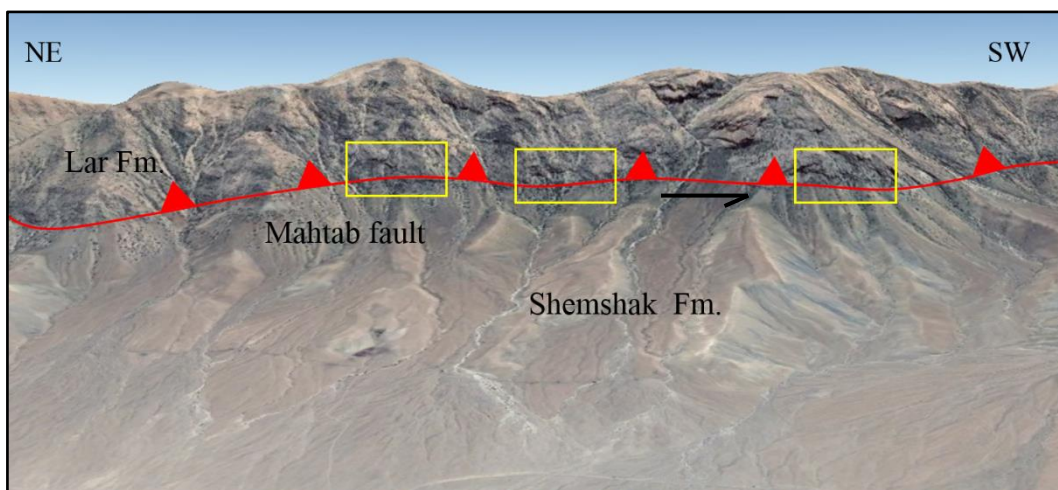
در بازدید صحرایی از رخنمون واحدهای کنگلومرایی فجن سطوح گسلی با شیب ۸۰ درجه به سمت شمال خاوری برداشت شد. سطوح گسلی در این منطقه رخنمون خوبی دارند و چندین نسل خراش‌های گسلی بر روی آن‌ها ثبت شده است. با در نظر گرفتن قاعده برش می‌توان گفت که خراش‌های گسلی با ریک نزدیک به افقی، جوان‌تر و مربوط به حرکت امتداد لغز چپ‌بر در بازه کوتاه‌تری می‌باشد (شکل ۳-۶۹).



شکل ۳-۶۹) برشی شدن واحدهای کنگلومرایی قرمز رنگ در اثر عملکرد گسل سیاه پره. ب) رخنمونی از سطح گسل بر روی واحد کنلومرایی (فرادیواره) همراه با خش خط‌ها و پله‌های گسلی ج) نمایی از رخنمون سطح گسل بر روی واحد کنگلومرایی (فرادیواره). خش خط‌ها و پله‌های گسلی حرکت امتدادلغز راست‌بر را برای گسل نشان می‌دهند.

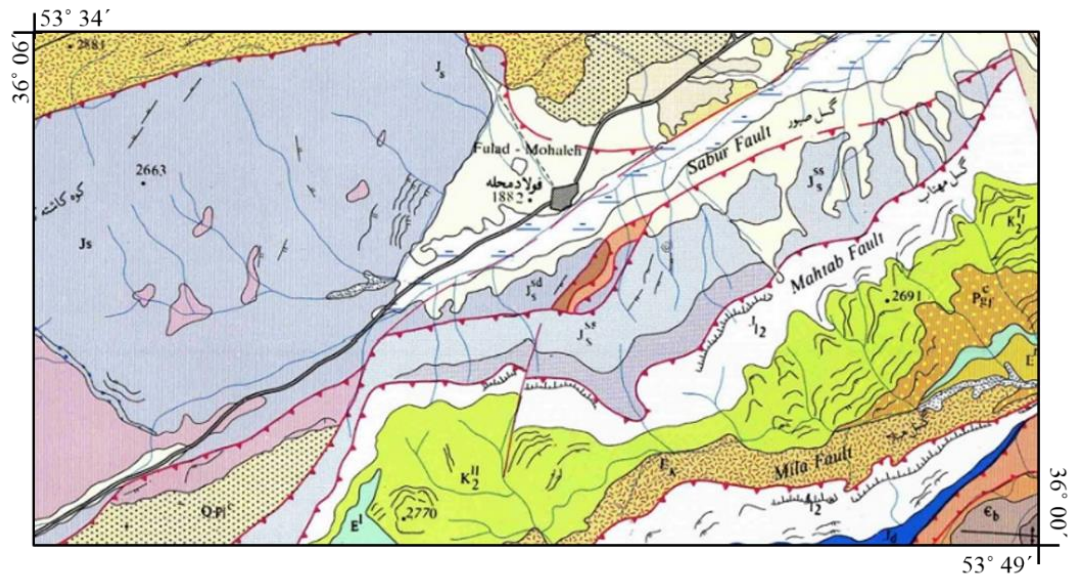
۳-۳-۱۲) گسل مهتاب:

گسل مهتاب با روند شمال خاوری-جنوب باختری با طول ۲۷ کیلومتر، مرز بین واحدهای آهکی لار و واحد شیل و ماسه سنگی شمشک مشاهده می‌شود. جایگیری این دو واحد در تصویر ماهواره‌ای قابل مشاهده است (شکل ۳-۷۰). راه دسترسی به این گسل جاده آسفالتی سه‌راهی فولادمحله به سمت دشت بو می‌باشد. در نقشه زمین‌شناسی کیاسر با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱)، این گسل به عنوان یک گسل معکوس معرفی شده است (۳-۷۱).



شکل ۳-۷۰) نمایی از موقعیت گسل مهتاب بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth 2017. موقعیت ایستگاه‌ها بر روی تصویر با مربع زرد رنگ مشخص شده است.

اگرچه از نظر توالی چین‌نگاری، استقرار سازند لار بر روی شمشک می‌تواند نشان دهنده مرز عادی بین این دو سازند نیست، همچنین شواهد صحرایی از جمله وجود برش گسلی بر روی سازند لار در مجاورت سطح تماس، خش خطها و پله‌های گسلی بر روی سازند لار، حاکی از گسلی بودن این مرز است. ایستگاه‌های برداشت داده از گسل مهتاب در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth در شکل (۳-۷۰) نشان داده شده است.

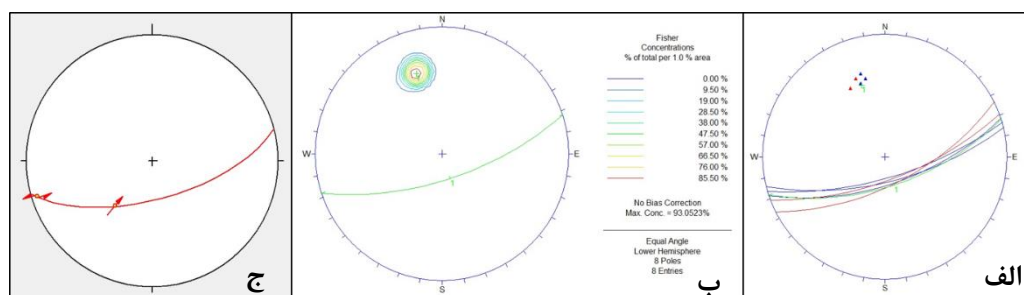


شکل ۳-۷۱) گسل مهتاب در نقشه زمین شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱).

داده‌های برداشت شده از ایستگاه‌ها، تصویر سیکلوگرافیک این داده‌ها و نمودار کنتری قطب آن‌ها در استریوگرام‌های شکل (۳-۷۲) آمده است. این استریوگرام‌ها روند چیره ۶۵/۱۶۵ را برای این گسل نشان می‌دهند (جدول ۳-۱۵). این موقعیت، با روند چیره خطواره گسل در تصاویر ماهواره‌ای (N65°E) سازگار است.

جدول ۳-۱۵) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل مهتاب

Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip	Dir	Azimuth	Plunge	Sense*
165	65	253	05	امتدادلغز چپ بر
165	65	220	52	معکوس چپ بر



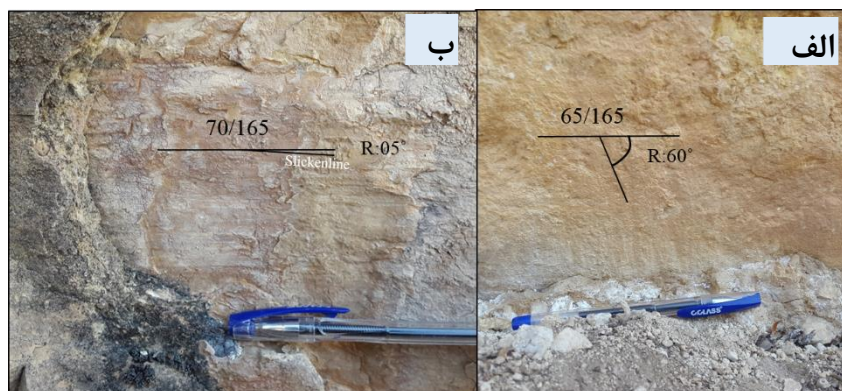
شکل ۳-۷۲) استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل مهتاب. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها. ب) نمودار همتراز قطب صفحات گسلی. میانگین سطح گسل ۶۵/۱۶۵. ج) استریوگرام گسل به همراه سازوکار.

مشاهدات صحرائی نشان داد که سازند لار در بلوک فرادیواره و شمشک در بلوک فرودیواره قرار دارد (۷۳-۳). بر روی سطح گسلی دو نسل خش خط با زاویه ریک ۶۰ درجه و نزدیک به افقی دیده شده است (۳-۷۴). با توجه به قاعده برش، از آنجا که خش خط‌های با زاویه کمتر، خراش‌های با ریک بالاتر را قطع نموده‌اند لذا سازوکار کنونی برای این گسل از نوع راست‌الغز می‌باشد. با توجه به خراش‌های سطح گسلی با ریک ۶۰ درجه بر روی سطح گسل، می‌توان گسل را برای نسل اول خراش‌های گسلی، گسلی معکوس راست‌بر دانست. خراش‌های گسلی با ریک کم و پله گسلی حاکی از چپ‌بر بودن حرکت امتدادلغز گسل برای خش خط‌های نسل دوم با ریک نزدیک به افقی دارد.

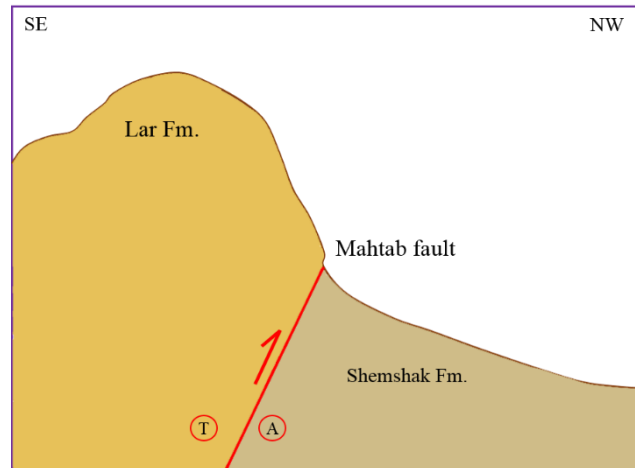


شکل ۳-۷۳) رانده شدن سازند لار (فرادیواره) بر روی سازند شمشک توسط گسل مهتاب.

نمای کلی از سطح گسل به همراه خش خط‌های گسلی و مقطع نمادین از واحدهای دو طرف گسل در شکل (۳-۷۴-ج) نشان داده شده است.



شکل ۳-۷۴) نشانگرهای جنبشی سطح گسل مهتاب. الف) خش خط‌های نسل ۱ با ریک ۶۰ درجه، پله گسلی و نیز لمس دست بر روی واحد لار (فرادیواره)، حرکت راست‌بر مربوط به فاز قدیمی معکوس را نشان می‌دهد. ب) خش خط‌های نزدیک به افقی و پله گسلی، حرکت امتدادلغز چپ‌بر را نشان می‌دهد.

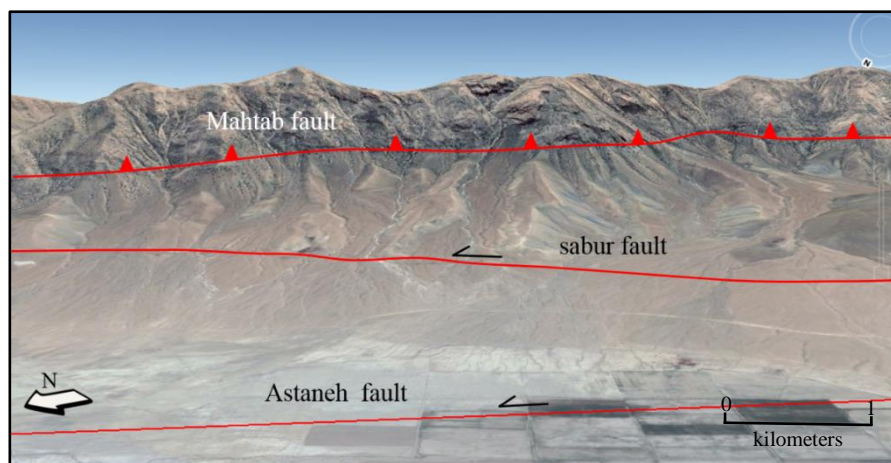


ج) برش نمادین از گسل مهتاب به همراه فازهای حرکتی گسل. فاز قدیمی به صورت سازوکار معکوس می باشد که سبب رانده شدن سازند لار بر روی شمشک شده است. فاز دوم جنبش امتدادلغز چپ بر به فاز قدیمی معکوس اضافه شده است. شواهد چینه‌نگاری و جنبشی سطح گسل، این دو فاز را تأیید می‌کند.

گسل مهتاب به دلیل عملکرد معکوس خود، باعث رانده شدن سازند لار بر روی سازند شمشک گشته و سیمای برخاستگی بیشتر این سازند شده است و نقش مهمی را در تشکیل ارتفاعات این منطقه ایفا کرده است. حداکثر ارتفاع در فرادیواره ۲۴۸۰ متر و حداقل ارتفاع در فرودیواره ۱۸۱۸ متر می‌باشد. با توجه به خراش‌های گسلی افقی بر روی سطح گسل و جنبش کوتاه‌تری راستالغز چپ بر در پهنه مورد مطالعه، سازوکار کنونی این گسل راستالغز چپ بر می‌باشد.

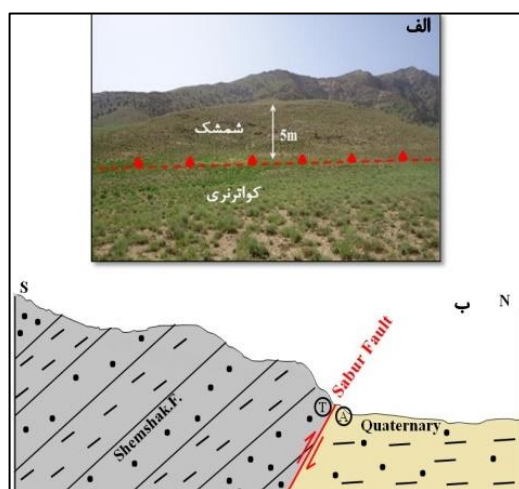
۱۳-۳-۳) گسل صبور

در دامنه ارتفاعات بخش جنوبی فولادمحله، گسلی با روند شمال خاوری- جنوب باختری در فاصله نسبتاً نزدیک به موازات گسل آستانه در شمال و گسل مهتاب در جنوب قرار دارد (شکل ۳-۷۵). موقعیت جغرافیایی انتهای شمال خاوری دارای عرض شمالی $36^{\circ} 04' 55/53''$ و $53^{\circ} 47' 48/95''$ طول خاوری و انتهای جنوب باختری آن دارای عرض شمالی $36^{\circ} 03' 23/10''$ و طول خاوری $53^{\circ} 43' 30/49''$ است. این گسل در نقشه زمین‌شناسی کیاسر (اکبرپور و سعیدی، ۱۳۷۱) با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ به عنوان یک گسل معکوس معرفی شده است (شکل ۳-۷۱).



شکل ۳-۷۵) نمایی از موقعیت گسل صبور بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth 2017.

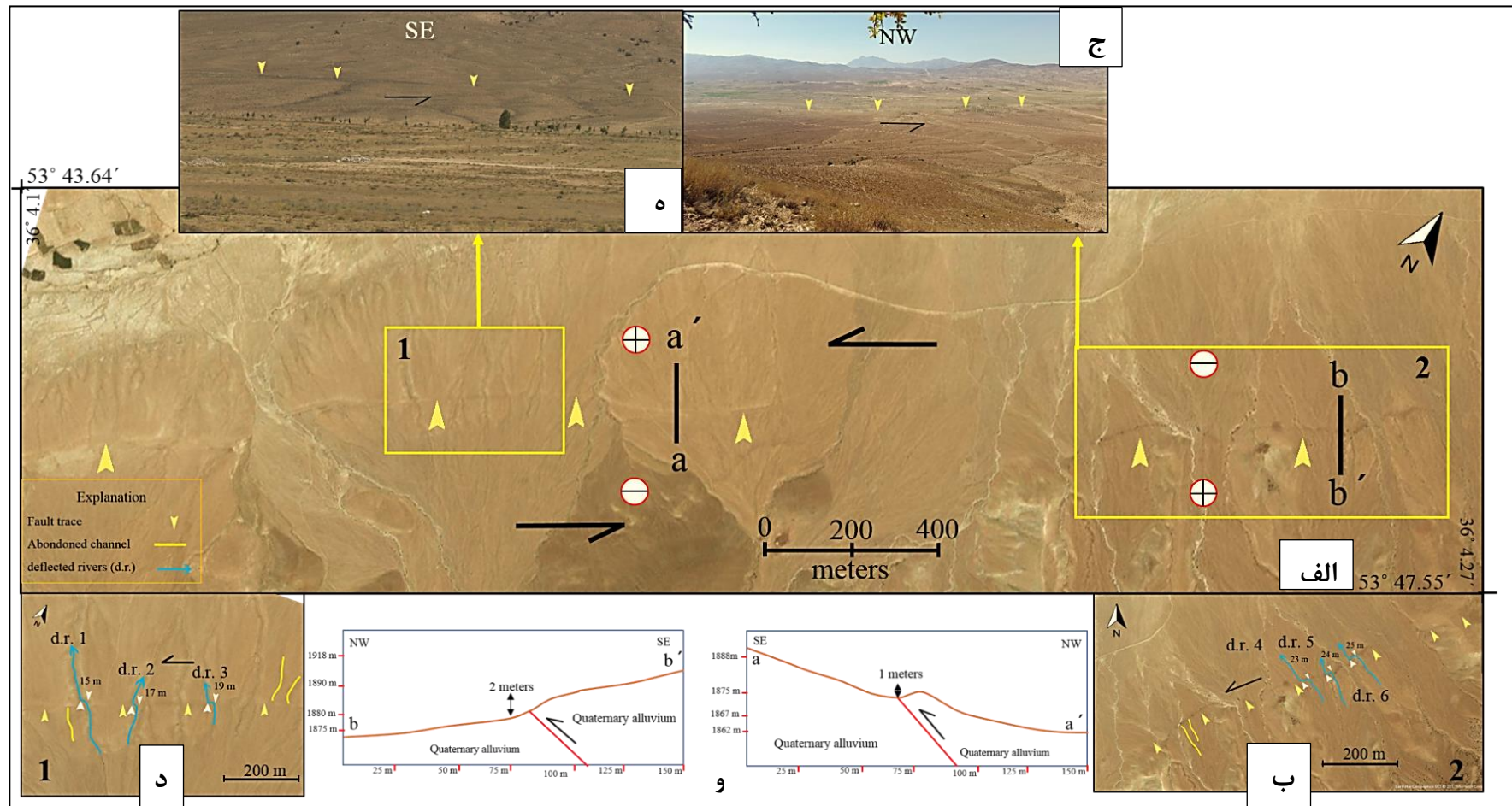
بنا بر نظر طاهری و همکاران (۱۳۹۴)، گسل صبور در شرق روستای فولادمحله با روند شمال خاوری- جنوب باختری شناسایی شد ولی با توجه به اینکه اثر آن بر روی سازندهای سخت دیده نشده است، جهت شیب آن با توجه به نشانه‌های زمین‌ریختی و رانده شدن سازند شمشک بر روی رسوبات کواترنری و افت شاغولی بلوک شمالی آن و رژیم تکتونیکی رایج فشاری با راستای کلی شمالی-جنوبی، به سمت جنوب شناسایی شده است. رانده شدن واحدهای شیل و ماسه‌سنگی سازند شمشک در بلوک جنوبی (فرادیواره)، بر روی نهشته‌های کواترنری بلوک شمالی (فرادیواره) در راستای این گسل، نشان دهنده سازوکار معکوس برای مؤلفه شیب‌لغز این گسل است (۷۶-۳). از طرفی رخداد جابجایی آبراهه‌ها در نهشته‌های کواترنری در راستای گسل به صورت چپ‌بر حاکی از مؤلفه راستالغز چپ‌بر برای گسل مورد نظر می‌باشد.



شکل ۳-۷۶) افراز گسلی ناشی از بالا آمدن بلوک فرادیواره و رانده شدن سازند شمشک بر روی واحدهای کواترنری. (ب) برشی نمادین از گسل صبور (طاهری و همکاران، ۱۳۹۲)

اثر این گسل را در سطح زمین در محدوده‌ای با طول تقریبی ۹ کیلومتر می‌توان مشاهده کرد. راستای کلی این گسل $N60^{\circ}E$ می‌باشد اما به دلیل عدم وجود رخنمون سطحی گسل بر روی واحدهای کواترنری جهت شیب آن دقیق مشخص نیست. در این پهنه با توجه به نشانه‌های زمین‌ریختی در نیمه خاوری، این گسل افت شاغولی بلوک شمالی به میزان ۲ متر شناسایی شد. در نیمه باختری؛ بلوک جنوبی نسبت به بلوک شمالی به میزان ۱ متر به سمت بلوک شمالی افراز شده است. افت و خیزهای ایجاد شده در مسیر گسلش به دلیل اثر گسل امتدادلغز بر روی نهشته‌های جوان می‌باشد که سبب شده در بخشی از طول گسل بلوک شمالی و در بخش دیگر بلوک جنوبی افت شاغولی داشته باشند. از طرفی جابجایی آبراهه‌ها در نهشته‌های کواترنری در راستای گسل به صورت چپ‌بر مشاهده می‌شود می‌تواند ناشی از حرکت چپ بر گسل مورد بحث باشد (۳-۷۷). همان‌طور که در تصویر ماهواره‌ای مشاهده می‌شود شیب آبراهه‌ها به تبعیت از شیب توپوگرافی به سمت پایین دست (شمال خاوری) می‌باشد. آبراهه‌ها در ادامه مسیر خود به سمت پایین دست، در برخورد با خط گسل به صورت چپ‌بر جابجا شده‌اند. میزان جابجایی آبراهه‌ها در طول گسل تقریباً مشابه (5 ± 20 متر) است که این تشابه جابجایی‌ها می‌تواند نشان دهنده جابجایی‌ها تحت تأثیر یک مرحله جنبشی باشد.

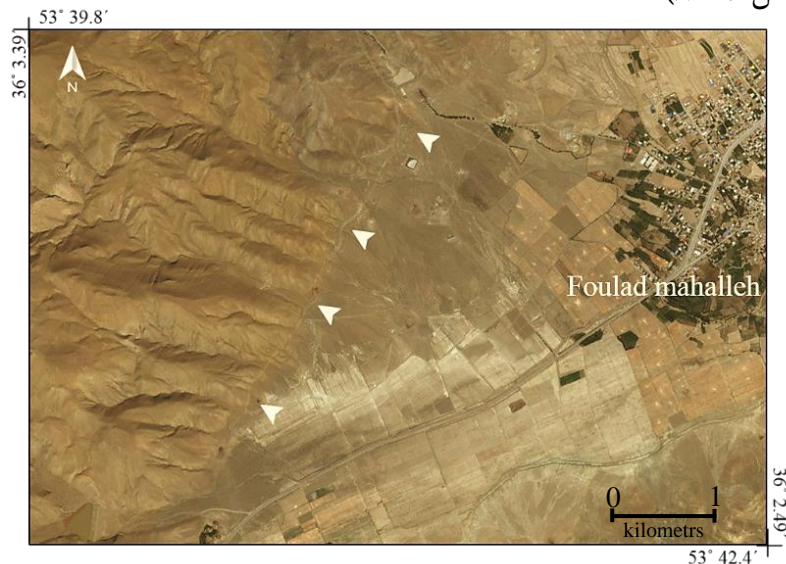
بنابراین با توجه به شواهد زمین‌ریختی و جابجایی آبراهه‌ها سازوکار امتدادلغز چپ‌بر برای گسل صبور تعیین شد.



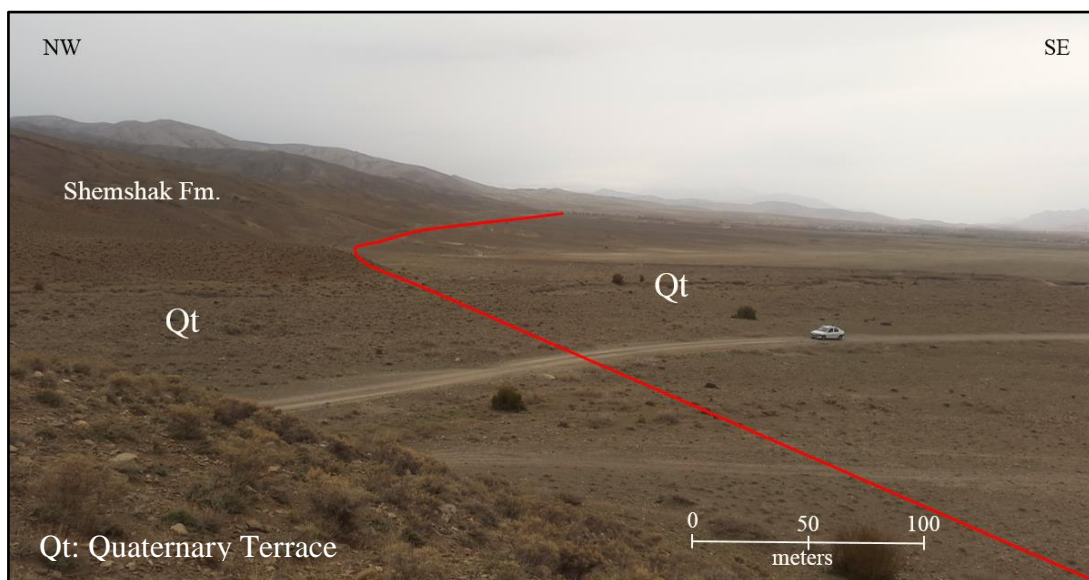
شکل ۳-۷۷) الف) تصویر ماهواره‌ای GeoEye2017 از گسل صبور. اثر گسلش امتدادلغز چپ‌بر با راستای شمال خاوری-جنوب باختری ($N60^{\circ}E$) بر روی نهشته‌های کواترنری در منطقه به وضوح دیده می‌شود. ب) نمایی از اثر گسلش امتدادلغز چپ‌بر گسل صبور و ایجاد جابجایی چپ بر آبراهه‌ها به میزان متوسط 5 ± 22 متر مشاهده می‌شود. ج) تصویر صحرایی از محدوده ۱. د) تصویر ماهواره‌ای GeoEye2017 از جابجایی چپ‌بر آبراهه‌ها در طول گسل صبور. جابجایی چپ‌بر آبراهه‌ها به میزان متوسط 5 ± 17 متر مشاهده می‌شود. ه) تصویر صحرایی از محدوده ۲. و) برش نمادینی از اثر گسل صبور بر نهشته‌های آبرفتی در دو مقطع aa' و bb' . برش نمادین بال‌آمدگی بلوک جنوبی به میزان ۱ متر در مقطع aa' و به میزان ۲ متر در بلوک شمالی در مقطع bb' را نشان می‌دهد.

۳-۳-۱۴) گسل شمال فولادمحله

در دامنه ارتفاعات بخش باختری روستای فولادمحله به موقعیت جغرافیایی عرض $36^{\circ} 03' 30.79''$ شمالی و طول $53^{\circ} 42' 20.59''$ خاوری، خطواره‌ای با روند شمال خاوری- جنوب باختری در دامنه‌های شمالی این روستا قرار دارد که در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth این خطواره را با روند چیره $N35^{\circ}E$ می‌توان مشاهده نمود (شکل ۳-۷۸). این خطواره با طول تقریبی ۵ کیلومتر بین واحدهای شیلی و ماسه‌سنگی شمشک در ارتفاعات شمالی و نهشته‌های کواترنری در پایین دست ارتفاعات رخنمون دارد (شکل ۳-۸۰).

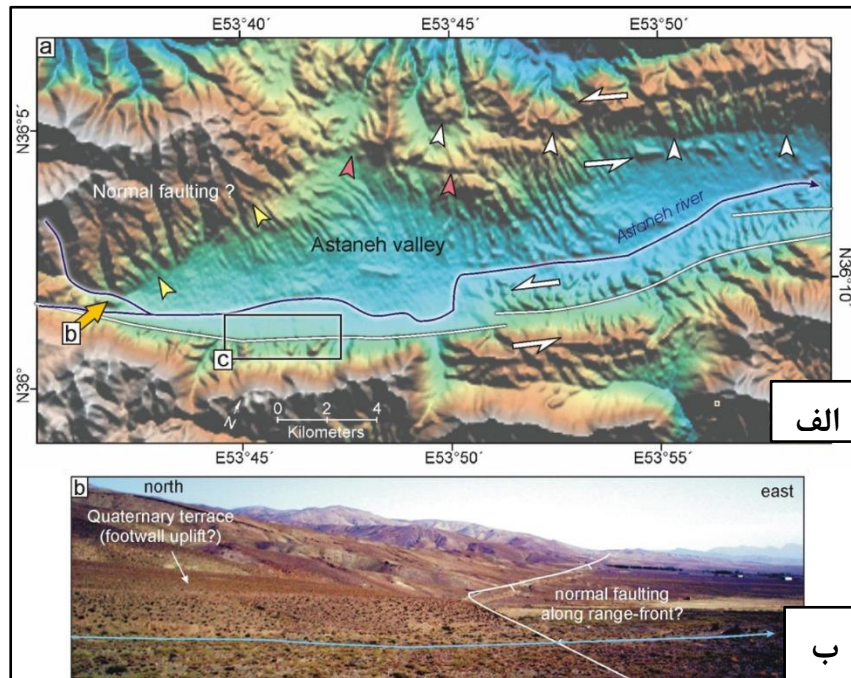


شکل ۳-۷۸) موقعیت گسل شمال فولادمحله بر روی تصویر ماهواره‌ای GeoEye 2017.



شکل ۳-۷۹) تصویر صحرایی از واحدهای شمشک و نهشته‌های کواترنری در شمال باختری روستای فولادمحله.

Hollingsworth, (2007) در پژوهش خود در دره آستانه، خطواره مورد بحث را یک گسل نرمال با شیب به سمت جنوب خاوری معرفی کرده ولی با قطعیت نرمال بودن آن را تأیید نکرده است. وی در ادامه، این خطواره را به عنوان گسل نرمال بخش انتهایی دره آستانه دانسته و در تأیید حوضه کششی-انتقالی (pull-apart basin) دره آستانه به آن اشاره می‌کند (شکل ۳-۸۰).



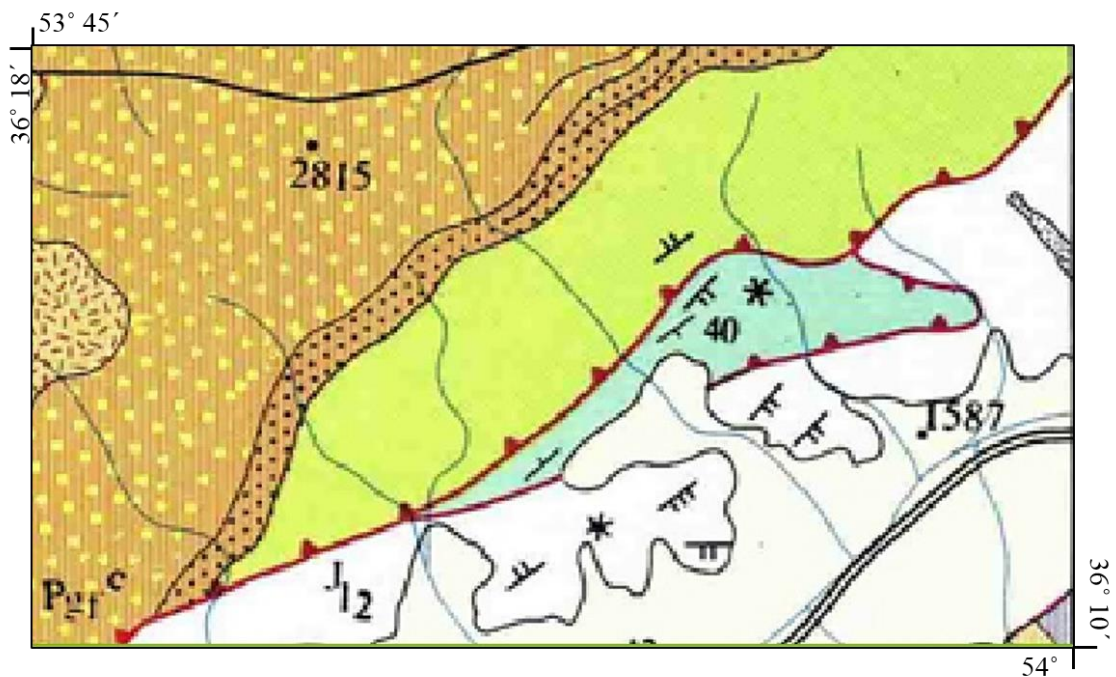
شکل ۳-۸۰) تصویر توپوگرافی باختر دره آستانه. الف) خطوط سفید و آبی به ترتیب گسل و رودخانه اصلی آستانه را نشان می‌دهد. نشانگرهای قرمز و سفید رنگ، برش‌های خطی‌اند که توسط شاخه‌های گسلی در شمال دره آستانه ایجاد شده‌اند. نشانگرهای زرد رنگ، گسل نرمال احتمالی را در بخش باختری دره نشان می‌دهد. ب) تصویر صحرایی از امتداد گسل نرمال. بالا آمدگی در تراس‌های کواترنری در دامنه شمالی دیده می‌شود (Hollingsworth, 2007).

در بازدید میدانی از این منطقه، با توجه به اینکه اثر سطحی گسل بر روی واحدهای سخت دیده نشده است در مورد سازوکار این خطواره اظهار نظر قطعی صورت نمی‌گیرد. لذا آنچه را که می‌توان راجع به این برش در واحدهای شمشک مطرح نمود این است که با توجه به جنبش کواترنری حاکم بر منطقه هیچ‌گونه شواهدی مبنی بر حرکت امتداد لغز این خطواره دیده نشده است و همین طور مؤلفه شاغولی این خطواره نامعلوم است. به لحاظ چینه‌شناسی نیز توالی واحدهای شمشک و کواترنری عادی نیست و

می‌توان آن را به عنوان ناپیوستگی در نظر گرفت. بنابراین اظهار نظر قطعی در مورد این خطواره به بررسی دقیق شیب لایه‌ها در حفاری ترانشه بر روی خطواره مورد بحث نیاز دارد.

۳-۳-۱۵) گسل شمال خاوری سرخده

در دامنه شمالی منطقه مورد مطالعه گسلی با طول ۷ کیلومتر و با روند شمال خاوری-جنوب باختری رخنمون دارد. این گسل در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر به عنوان یک گسل معکوس معرفی شده است (۳-۸۱). ارتفاع نسبتاً زیاد و توپوگرافی خشن در این منطقه، میزان دسترسی به داده‌های صحرایی مورد نیاز برای تحلیل را محدود کرده است.

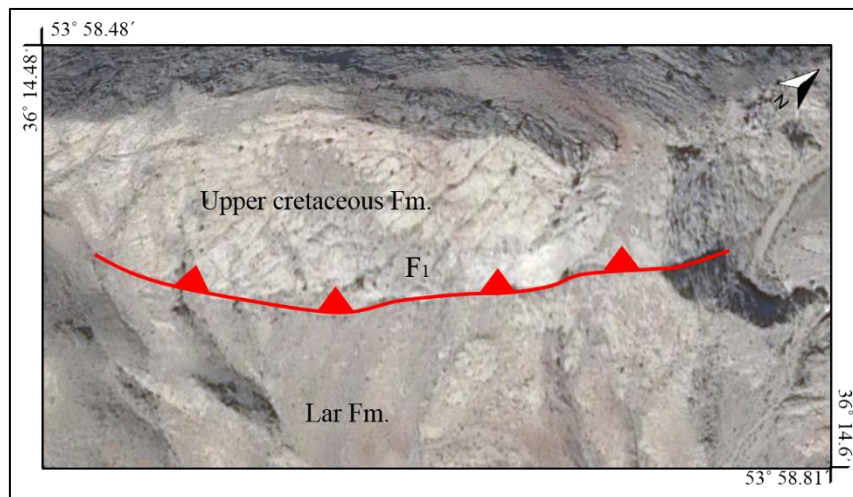


شکل ۳-۸۱) گسل شمال خاوری سرخده در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر (سعیدی و اکبرپور، ۱۳۷۱).

در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth نیز خطواره گسلی را با روند $N10^{\circ}E$ می‌توان مشاهده کرد (شکل ۳-۸۲).

آثار روی زمین گسل را می‌توان در حریم گسل و بر روی سازند کرتاسه بالایی مشاهده نمود. داده‌های اندازه‌گیری شده از سطح گسل در جدول (۳-۱۶) و در شکل (۳-۸۲)، نمودار سیکلوگرافیک، کنتور

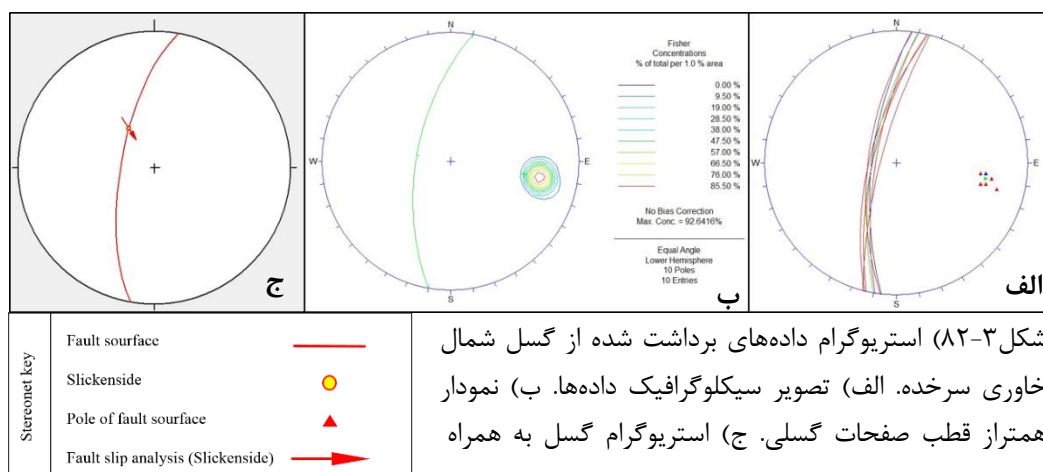
قطب سطوح و خش خطها آمده است. براساس این نمودارها، میانگین موقعیت گسل ۷۰/۲۸۰ به دست آمده است.



شکل ۳-۸۱) نمایی از موقعیت گسل شمال خاوری سرخده بر روی تصویر ماهواره‌ای Google Earth 2017.

جدول ۳-۱۶) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل شمال خاوری سرخده.

Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
280	70	233	63	معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست‌بر



از نظر توالی چینه نگاری، استقرار واحدهای کرتاسه بالایی و سازند لار به صورت ناپیوستگی می‌باشد این ناپیوستگی در این بخش به صورت مرزی گسلی است که به صورت راندگی، واحدهای کرتاسه بالایی

را بر روی لار جای داده است. همچنین شواهد صحرایی از جمله خراش‌های گسلی موجود در سطح گسل حاکی از گسلی بودن مرز می‌باشد (۸۳-۳). خراش‌های گسلی به همراه پله‌های گسلی، مؤید سازوکار گسل به صورت معکوس همراه با مؤلفه راستالغز راست‌بر می‌باشد.



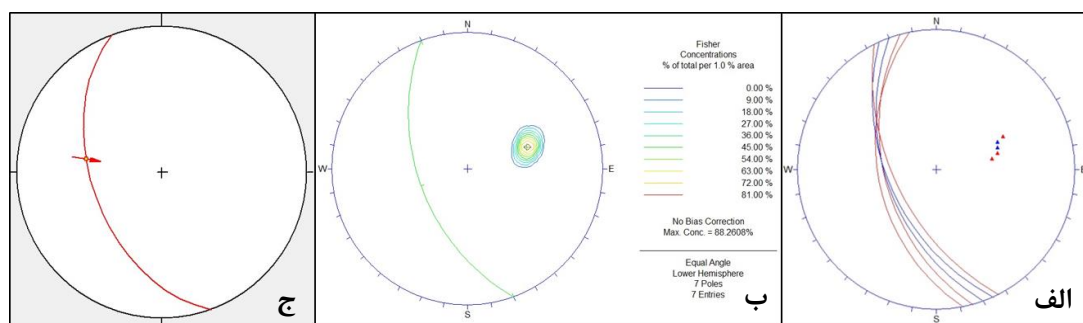
جدول ۳-۸۳) رخنمونی از گسل شمال خاوری سرخده. الف) رانده شدن واحدهای آهک کرتاسه بالایی (فرادیواره) بر روی سازند لار توسط گسل شمال خاوری سرخده. ب) رخنمونی از سطح گسل شمال خاوری سرخده بر روی واحد کرتاسه بالایی. (برداشت داده از روی فرادیواره گسل انجام شده است).

۳-۳-۱۶) گسل باختر چشمه‌علی

این گسل با طول تقریبی ۶۰۰ متر و روند شمال خاوری- جنوب باختری در باختر چشمه‌علی رخنمون دارد. گسل مورد بحث در این پژوهش مورد بررسی و معرفی قرار گرفته و به نام گسل باختر چشمه‌علی معرفی شده است. داده‌های اندازه‌گیری شده از سطح گسل در جدول (۳-۱۷) و در شکل (۳-۸۴)، نمودار سیکلوگرافیک، کنتور قطب سطوح و خش خط‌ها آمده است. براساس این نمودارها، میانگین موقعیت گسل ۵۰/۲۵۰ به دست آمده است.

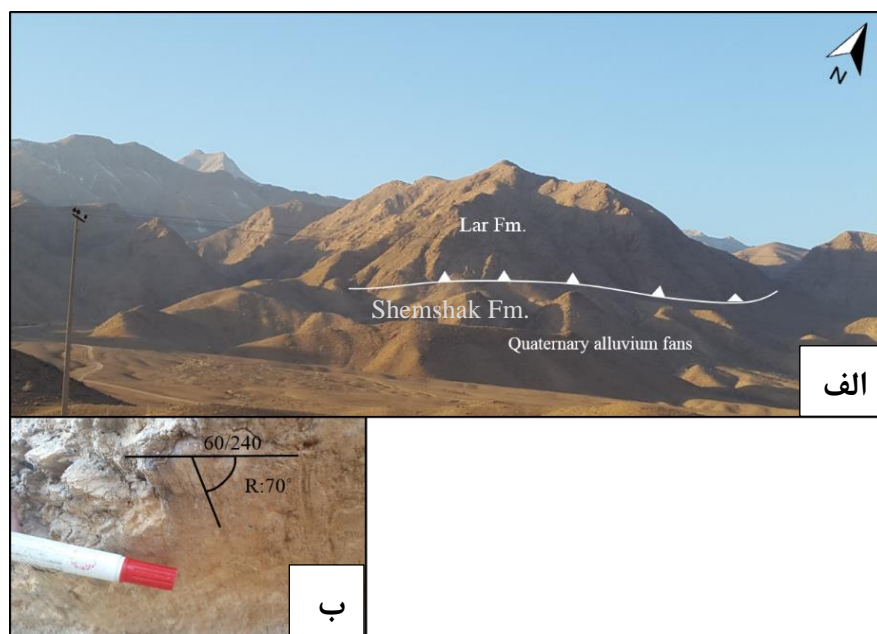
جدول ۳-۱۷) خصوصیات هندسی-جنبشی گسل باختر چشمه‌علی

Mean Fault Plane		Slicken Line		
Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
250	50	280	46	معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر

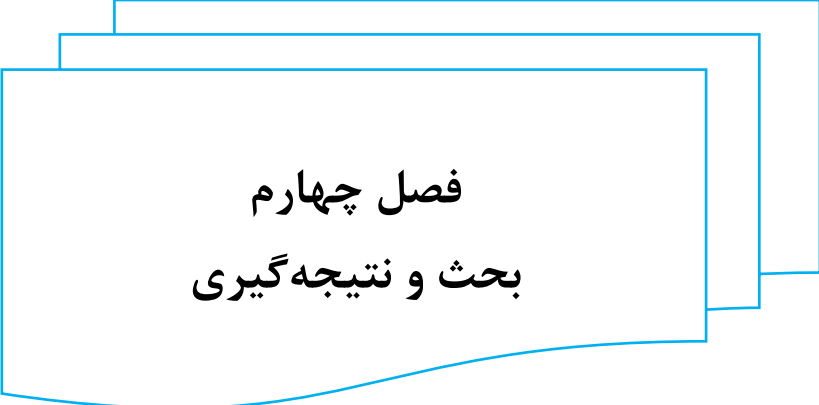


شکل ۳-۸۴) استریوگرام داده‌های برداشت شده از گسل باختر چشمه‌علی. الف) تصویر سیکلوگرافیک داده‌ها. ب) نمودار همتراز قطب صفحات گسلی. ج) استریوگرام گسل به همراه سازوکار.

رخنمون گسل بین واحدهای سازند لار (فرادیواره) و شمشک (فرودیواره) مشاهده می‌شود (۳-۸۵). با توجه به شواهد چینه‌نگاری، رانده شدن واحدهای آهکی سازند لار، بر روی شمشک در راستای این گسل، نشان دهنده سازوکار معکوس برای مؤلفه شیب‌لغز این گسل است. شواهد صحرائی از جمله خراش‌های گسلی موجود در سطح گسل حاکی از گسلی بودن مرز می‌باشد (۳-۸۵-ب). خراش‌های گسلی به همراه پله‌های گسلی، مؤید سازوکار گسل به صورت معکوس همراه با مؤلفه راستالغز چپ‌بر می‌باشد. بنابراین با توجه به شواهد چینه‌نگاری و خراش‌های گسلی، سازوکار گسل باختر چشمه‌علی، معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر تشخیص داده شد.



شکل ۳-۸۵) رخنمونی از گسل باختر چشمه‌علی (دید به سمت شمال باختر). ب) رخنمونی از سطح گسل بر روی سازند لار (برداشت داده از روی فرادیواره گسل انجام شده است).



فصل چهارم
بحث و نتیجه گیری

عناصر ساختاری ابزار ضروری جهت شناخت دگرریختی و دستیابی به الگوی دگرریختی در هر ناحیه محسوب می‌شوند. در هر منطقه ساختاری علاوه بر گسل‌های اصلی تعدادی شکستگی‌های فرعی به صورت دسته گسل‌های سری دوم، سوم و یا چهارم نیز در منطقه دیده می‌شود. گسل‌های فرعی عموماً با گسل‌های اصلی موازی بوده اما گاهی نیز شکستگی‌های اصلی را با زوایای متفاوت قطع می‌کنند. گستره مورد پژوهش با روند عمومی شمال خاوری- جنوب باختری بخشی از دامنه جنوبی البرز خاوری می‌باشد. این محدوده با طول ۴۶ کیلومتر در حدفاصل دو روستای آستانه و فولادمحله، به صورت یک فروافتادگی میان کوهستانی دیده می‌شود.

از دیدگاه زمین شناسانی که در منطقه پژوهش داشته اند با نگاه به گسلش امتدادلغز آستانه، الگوی حوضه های انتقالی-کششی (Pull-apart basin) را مطرح نموده‌اند، البته بدون اینکه به الزامات طرح هندسی گسل‌های مرزی و به‌ویژه گسل‌های نرمال اریب نسبت به این گسل‌های امتدادلغز مرزی توجه نموده و شواهدی از آن‌ها ارائه کرده باشند. شواهدی از جمله وجود طرح هندسی چپ‌بر و چپ دست از گسل‌های مرزی امتدادلغز یا با طرح هندسی خمیده چپ دست در گسل‌های امتدادلغز مرزی را مستند نمایند. در راستای رمزگشایی از الگوی تشکیل این فروافتادگی شناخت دقیق هندسی و سینماتیک گسل‌های منطقه مورد توجه قرار گرفت و در این پژوهش ضمن بازبینی گسل‌های از قبل شناسایی شده، گسل‌های جدیدی مورد شناسایی قرار گرفت. گسل‌های آستانه، چشمه‌علی و صبور و مهتاب از جمله گسل‌هایی هستند که مورد بازبینی قرار گرفتند. شناسایی گسل‌های شرق چشمه‌علی، جنوب آستانه، پیشسار، شرق پیشسار، سرخده، جنوب سرخده، اگره، جنوب سیاه پره، سیاه پره، شمال فولادمحله، شمال خاوری سرخده و باختر چشمه‌علی، رهاورد این پژوهش هستند.

۱-۴) الگوی هندسی و سینماتیکی گسل‌ها

۱-۱-۴) گسل آستانه

گسل آستانه با طول تقریبی ۵۰ کیلومتر و با راستای کلی شمال خاوری- جنوب باختری و شیب به سمت شمال باختری (۷۵/۳۳۵) دارای سازوکار امتدادلغز چپ‌بر می‌باشد که بهترین رخنمون آن در

شمال روستای آستانه، در مرز سازندهای لار در فرادیواره و سازند شمشک در فرادیواره دیده می‌شود. این گسل توانسته شواهد جنبش کواترنری را در قطع و جابجایی نهشته‌های جوان و آبراهه‌ها در کف دره آستانه ایجاد کند.

۲-۱-۴) گسل شرق چشمه‌علی

در شرق چشمه‌علی (نزدیک استراحتگاه تفریحی چشمه‌علی) رخنمون بارزی از این گسل در ترانشه‌ای که به شکل مصنوعی (برای احداث جاده) ایجاد شده، مشاهده می‌شود. این گسل بر روی واحدهای آهکی لار و دلیچای رخنمون دارد. تحلیل هندسی - جنبشی این گسل با استفاده از صفحه گسلی و خطوط لغزشی و پله‌های گسلی موجود بر روی آن صورت گرفته که با توجه به این داده‌ها، گسل شرق چشمه‌علی یک گسل نرمال با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر، با میانگین وضعیت هندسی ۷۴/۲۸۲ می‌باشد.

۳-۱-۴) گسل جنوب آستانه

این گسل در جنوب روستای آستانه با طول ۱۱ کیلومتر بین واحدهای سنگی الیکا (فرادیواره) و سازند شمشک (فرادیواره) رخنمون دارد. راستای کلی گسل، شمال خاوری - جنوب باختری (۱۵۰/۷۵) می‌باشد. این گسل ضمن عبور از دامنه‌های شمالی کوه پیشسار و چرز کوه، جابجایی امتدادلغز چپ‌بر را بر نهشته‌های کواترنری بر جای گذاشته است. بر طبق شواهد چینه‌نگاری، استقرار سازند الیکا در فرادیواره گسل، بر روی واحدهای شمشک (فرادیواره)، نشانه فاز قدیمی معکوس در منطقه بوده است که سبب استقرار واحد قدیمی (الیکا) بر روی واحد جوانتر (شمشک) شده است. نشانه‌های امتدادلغز چپ‌بر، بر روی سطوح گسل، ناشی از اثر فاز حرکتی کواترنری در این پهنه می‌باشد که به فاز حرکتی با سازوکار معکوس اضافه شده است.

۴-۱-۴) گسل پیشسار

گسل پیشسار با طولی در حدود ۶ کیلومتر و راستای کلی شمال خاوری - جنوب باختری (۸۳/۳۳۰) می‌باشد. سازند شمشک در سوی شمالی و سازند الیکا در بخش جنوبی این گسل قرار دارد. در ادامه جنوب باختری عملکرد این گسل باعث گسلی با رخنمون سطحی به طول ۸۰۰ متر در سازند الیکا

شده است که به خوبی بر روی تصاویر ماهواره‌ای قابل مشاهده است. گسل پیشسار سبب ایجاد پرتگاه-های گسلی مرتفع و طویل با طول متوسط ۶۰ متر و ارتفاع ۱۱ متر بر روی واحدهای سنگی الیکا شده است. حضور خش خط‌های با ریک 10° و نشانگرهای جنبشی سطح گسل، حرکت امتدادلغز چپ‌بر گسل را نشان می‌دهند. پرتگاه‌های گسلی ایجاد شده توسط گسل پیشسار دارای شیب زیاد (۸۵ درجه) به سمت شمال باختری است. استقرار واحدهای الیکا (در بخش جنوبی) و سازند شمشک (در بخش شمالی) حاکی از فاز قدیمی معکوس در منطقه می‌باشد که سبب رانده شدن واحدهای الیکا بر روی واحد شمشک شده است. در فاز حرکتی جوان، بر روی سطوح گسلی آثار و شواهد سازوکار امتدادلغز چپ‌بر مشاهده می‌شود. این شواهد جنبشی سطح گسل، متأثر از فاز نو زمین‌ساختی می‌باشد که در این پهنه توانسته گسل‌های قدیمی‌تر را تحت تأثیر قرار دهد و به فاز قبلی اضافه شود.

۵-۱-۴) گسل شرق پیشسار

در جنوب روستای آستانه و در بخش شرقی کوه پیشسار رخنمونی از این گسل به طول ۱۵۰ متر قابل مشاهده است که با راستای کلی شمال باختری- جنوب خاوری سبب رانده شدن سازند آهکی الیکا (تریاس) بر روی واحد آذرین بازالتی (ژوراسیک) شده است. این گسل دارای روند چیره $50/240$ می‌باشد. بر طبق شواهد چینه‌نگاری این گسل دارای سازوکار معکوس برای مؤلفه شیب‌لغز آن است. علاوه بر شواهد چینه‌نگاری، بررسی‌های صحرایی، بر روی صفحه گسلی به‌وجود آمده توسط گسل شرق پیشسار بر روی سازند الیکا، دو دسته خش خط گسلی با ریک بالا (۷۵ درجه) و متوسط (۵۵ درجه) دیده می‌شود. رخنمون سطح گسل شرق پیشسار به همراه پله‌های گسلی در امتداد دو نسل خش خط با ریک ۷۵ و ۵۵ درجه بر روی آن، شکستگی‌های کششی و هلالی شکل، سازوکار معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست‌بر را آشکار می‌سازد.

۶-۱-۴) گسل چشمه علی

گسل چشمه‌علی با طول تقریبی ۴ کیلومتر و روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری در شمال استراحتگاه تفریحی چشمه‌علی واقع شده است. در تصویر ماهواره‌ای بر گرفته از Google Earth خطواره

گسلی را با روند $N55^{\circ}E$ می‌توان مشاهده نمود که توانسته برش‌های قابل توجهی را بر روی نهشته‌ها و آبراهه‌ها بر جای بگذارد با توجه به جابجایی‌های به‌دست آمده از گسل بر روی نهشته‌های کواترنری، میزان جابجایی‌ها در طول این گسل به طور متوسط 10 ± 50 متر می‌باشد.

۴-۱-۷) گسل سرخده

در شمال روستای سرخده گسلی با روند شمال خاوری-جنوب باختری ($66/165$) دیده می‌شود. این گسل با طول تقریبی ۵ کیلومتر در شمال روستای سرخده، بر روی واحدهای کنگلومرای قرمز رنگ فجن (پالئوسن) با سازند شمشک دیده می‌شود. با توجه به نشانگرهای سطح گسل و خش خط‌هایی با ریک کم، سازوکار گسل امتدادلغز چپ‌بر می‌باشد.

۴-۱-۸) گسل جنوب سرخده

این گسل با طول تقریبی $2/9$ کیلومتر در جنوب روستای سرخده واقع شده است. رخنمون‌های برداشت شده از سطح گسل در چندین ایستگاه بین واحدهای الیکا (فرادیواره) و شمشک (فرودیواره) می‌باشد. بررسی‌های صحرایی در دو ایستگاه، حضور خش خط‌های با ریک ۲۰ درجه و ۱۰ درجه را نشان می‌دهد. از نظر ریخت‌شناسی گسل جنوب سرخده با راستای شمال خاوری- جنوب باختری ($78/330$) باعث برخواستگی سازند الیکا (تریاس) بر روی سازند شمشک (ژواسیک) شده است. بنابراین، بر اساس شواهد چین‌نگاری سازوکار معکوس برای فاز قدیمی این گسل تشخیص داده شد. نشانه‌های حرکتی سطح گسل از جمله خش خط‌های گسلی و پله‌های سطح گسل فاز حرکتی نو زمینی‌ساختی با سازوکار امتدادلغز چپ‌بر را نشان می‌دهند. بنابراین حداقل دو فاز حرکتی برای این گسل معرفی می‌شود. با توجه به خراش‌های افقی روی سطح گسل، سازوکار کنونی گسل از نوع امتدادلغز چپ‌بر است.

۴-۱-۹) گسل اگره

گسل اگره با طولی در حدود $1/5$ کیلومتر در خاور روستای اگره واقع شده است. در تصویر ماهواره‌ای روند خطواره آن با روند کلی شمال باختری- جنوب خاوری دیده می‌شود. این گسل در مرز واحدهای کنگلومرای قرمز رنگ فجن (پالئوسن) رخنمون بارزی دارد. گسل اگره سبب جابجایی امتدادلغز راست‌بر

به میزان ۳۰۰ متر در واحدهای کرج (ائوسن میانی) و فجن (پالئوسن) شده است. رخنمون صحرائی این گسل خش خط‌های با ریک کم (0.8°) امتدادلغز راست بر را نشان می‌دهد.

۱۰-۱-۴) گسل جنوب سیاه پره

این گسل در جنوب روستای سیاه پره، با طول تقریبی ۳ کیلومتر با راستای کلی شمال خاوری- جنوب باختری ($N50^\circ E$) رخنمون دارد. در امتداد این گسل، جابجایی کانال آبراهه و مخروط افکنه دیده می‌شود. گسلش سبب جابجایی واحدهای شمشک به میزان ۱۳۰ متر به صورت چپ بر شده است. گسل جنوب سیاه پره با گسل آستانه زاویه ۱۵ درجه پادساعت گرد می‌سازد که می‌تواند برشی نوع R مربوط به منطقه گسلی آستانه باشد.

۱۱-۱-۴) گسل سیاه پره

گسل سیاه پره، با طول تقریبی ۲/۲ کیلومتر و روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری ($80/0.10$)، در خاور روستای سیاه پره دیده می‌شود. در بازدید صحرائی از رخنمون واحدهای کنگلومرایی فجن سطوح گسلی با شیب ۸۰ درجه به سمت جنوب باختری برداشت شد. سطوح گسلی در این منطقه رخنمون خوبی دارند و چندین نسل خراش‌های گسلی بر روی آن‌ها ثبت شده است. خراش‌های گسلی با ریک کم (15°) و نزدیک به افقی، مربوط به حرکت امتدادلغز چپ بر در بازه نو زمین ساخت می‌باشد.

۱۲-۱-۴) گسل مهتاب

گسل مهتاب با روند شمال خاوری- جنوب باختری ($65/165$) با طول ۲۷ کیلومتر، مرز بین واحدهای آهکی لار و واحد شیل و ماسه‌سنگی شمشک مشاهده می‌شود. بر روی سطح گسلی دو نسل خش خط با زاویه ریک ۶۰ درجه و نزدیک به افقی دیده شده است. شواهد صحرائی از جمله وجود برش گسلی بر روی سازند لار در مجاورت سطح تماس، خش خط‌ها و پله‌های گسلی بر روی سازند لار، همگی حاکی از گسلی بودن این مرز است. اولین فاز حرکت بر روی گسل، جنبش قدیمی با سازوکار معکوس چپ بر (دسته خراش‌های با ریک ۶۰ درجه) تشخیص داده شد که سبب برخاستگی سازند آهکی لار بر

روی سازند شمشک شده است. دومین فاز حرکتی یا جدیدترین سازوکار برای دسته های با ریک کم از نوع امتدادلغز چپ بر می باشد که به فاز قبلی اضافه شده است.

۱۳-۱-۴) گسل صبور

در دامنه ارتفاعات بخش جنوبی فولادمحله، این گسل با روند شمال خاوری- جنوب باختری ($N60^{\circ}E$) در فاصله نسبتاً نزدیک به موازات گسل آستانه در شمال و گسل مهتاب در جنوب قرار دارد. اثر این گسل را در سطح زمین در محدوده های با طول تقریبی ۹ کیلومتر می توان مشاهده کرد. افت و خیزهای ایجاد شده در مسیر گسلش به دلیل اثر گسل امتدادلغز بر روی نهشته های کواترنری می باشد که سبب شده در بخشی از طول گسل بلوک شمالی و در بخش دیگر بلوک جنوبی افت شاغولی داشته باشند. از طرفی، جایجایی آبراهه ها در نهشته های کواترنری در راستای گسل به صورت چپ بر مشاهده می شود که نشان دهنده سازوکار امتدادلغز چپ بر برای این گسل است. بنابراین با توجه به شواهد زمین ریختی و جایجایی آبراهه ها سازوکار امتدادلغز چپ بر برای گسل صبور شناسایی شد.

۱۴-۱-۴) گسل شمال فولادمحله

در دامنه ارتفاعات بخش باختری روستای فولادمحله خطواره ای با روند شمال خاوری- جنوب باختری ($N70^{\circ}E$) مشاهده می شود. این خطواره به صورت برش قابل توجهی بین واحدهای شیلی و ماسه سنگی شمشک در ارتفاعات شمالی و نهشته های کواترنری در پایین دست ارتفاعات رخنمون دارد. در بازدید میدانی از این منطقه، با توجه به اینکه اثر سطحی گسلی همروند با خطواره مورد بحث دیده نشده است در مورد سازوکار این خطواره اظهار نظر قطعی صورت نمی گیرد.

۱۵-۱-۴) گسل شمال خاوری سرخده

این گسل در دامنه شمالی منطقه مورد مطالعه، با طول ۳۲۰ متر و روند شمال خاوری- جنوب باختری ($70/280$) رخنمون دارد. آثار روی زمین گسل را می توان در حریم گسل و بر روی سازند کرتاسه بالایی مشاهده نمود. از نظر توالی چینه نگاری، استقرار واحدهای کرتاسه بالایی و سازند لار به صورت ناپیوستگی می باشد این ناپیوستگی در این بخش به صورت مرزی گسلی است که به صورت راندگی، واحدهای

کرتاسه بالایی را بر روی لار جای داده است. خراش‌های گسلی با ریک ۵۰ درجه، به همراه پله‌های گسلی، مؤید سازوکار گسل به صورت معکوس با مؤلفه راست‌الغز راست‌بر می‌باشد.

۱۶-۱-۴) گسل باختر چشمه‌علی

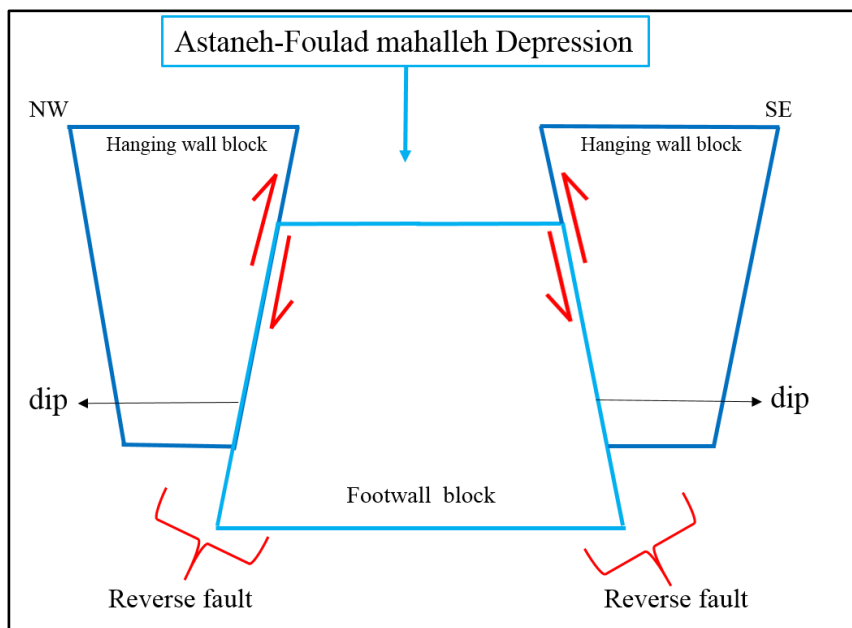
این گسل با طول تقریبی ۶۰۰ متر و روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری (۵۰/۲۵۰) در باختر چشمه‌علی رخنمون دارد. رخنمون گسل بین واحدهای سازند لار (فرادیواره) و نهشته‌های کواترنری (فرودیواره) مشاهده می‌شود. با توجه به شواهد چینه‌نگاری و خراش‌های گسلی ($R:70^\circ$)، سازوکار گسل باختر چشمه‌علی، معکوس با مؤلفه امتدادلغز چپ‌بر شناسایی شد.

۲-۴) الگوی فروافتادگی

با توجه به مطالعه صورت گرفته بر روی گسل‌های منطقه، می‌توان آن‌ها را به دو دسته تفکیک نمود. دسته اول گسل‌های اصلی دارای روند شمال‌خاوری-جنوب‌باختری می‌باشند. این گسل‌ها شامل گسل‌های آستانه، شرق چشمه‌علی، جنوب آستانه، پیشسار، چشمه‌علی، سرخده، جنوب سرخده، جنوب سیاه‌پره، مهتاب، صبور، شمال‌خاوری سرخده و باختر چشمه‌علی می‌باشند که از روند عمومی پهنه البرز خاوری پیروی می‌کنند. سازوکار این گروه از گسل‌ها براساس شواهد چینه‌نگاری و نشانگرهای جنبشی ثبت شده بر روی سطوح گسلی، شامل گسل‌های با سازوکار معکوس، امتدادلغز و نرمال می‌باشد. دسته دوم، گسل‌هایی با سازوکار امتدادلغز راست‌بر و معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست‌بر، با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری می‌باشند که با الگوی گسل‌های عرضی در پهنه البرز خاوری مطابقت دارد. فاز حرکتی کواترنری امتدادلغز چپ‌بر در منطقه مورد مطالعه، سبب ایجاد دگرشکلی جوان بر روی فازهای قدیمی در منطقه شده است. بررسی خراش‌های گسلی و با استفاده از قاعده برش (نسل‌های جدید خراش‌های گسلی، خراش‌های گسلی قدیمی را قطع می‌کنند) نیز، جوان‌ترین حرکت در راستای این گسل‌ها را امتدادلغز چپ‌بر معرفی می‌کند. شواهد جنبشی ثبت شده در امتداد این گسل‌ها نیز مؤید این مطلب می‌باشد.

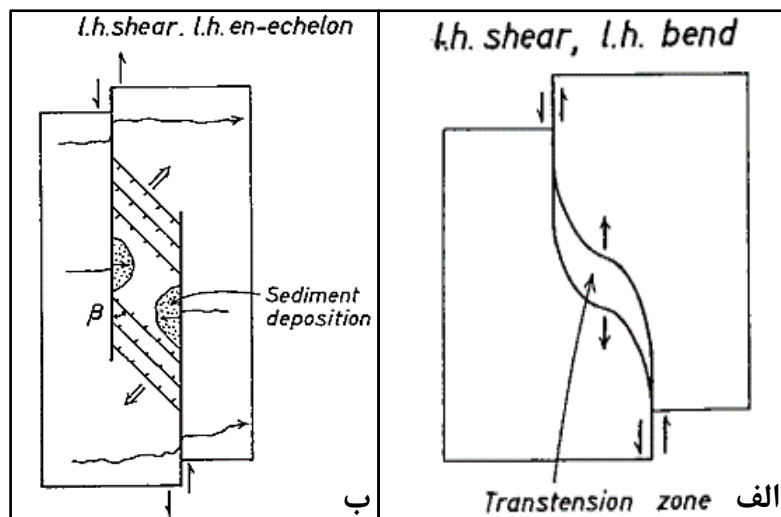
با توجه به توضیحات فوق و نقشه ساختاری تهیه شده از منطقه می توان اینگونه بیان نمود که منطقه مورد مطالعه، حاصل فازهای زمین ساختی قدیم و نو زمین ساختی می باشد. به طوری که جنبش های با سازوکار معکوس، مربوط به فاز قدیمی و جنبش های غالب امتداد لغز جوان تر می باشند.

Hollingworth (۲۰۰۷) در مطالعات خود فروافتادگی آستانه- فولادمحله را به عنوان یک حوضه کششی (Pull-apart basin) معرفی می کند. عناصر ساختاری چنین مدلی در منطقه، وجود گسل های امتداد لغز با طرح پلیکانی چپ دست به صورت امتداد لغز چپ بر می باشد؛ که در منطقه مشاهده نشده است. در منطقه مورد مطالعه گسل شرق چشمه علی در بخش خاوری منطقه به عنوان گسل نرمال معرفی شد اما در بخش باختری هیچ گونه آثاری از وجود گسل نرمال اریب نسبت به گسل های امتداد لغز چپ بر که لازمه شکل گیری الگوی Pull-apart basin است، در برداشت های صورت گرفته از منطقه دیده نشده است. همچنین برای گسل شرق چشمه علی نیز شاهدهی بر همزمان بودن این گسل با گسل های امتداد لغز چپ بر منطقه به دست نیامده است. بنابراین الگوی حوضه کششی (Pull-apart basin) برای این فروافتادگی تأیید نمی شود. در شکل (۳-۴) طرح شماتیکی از الگوی فروافتادگی آستانه- فولادمحله نشان داده شده است.



شکل ۴-۱) برش نمادینی از الگوی ساختاری فروافتادگی آستانه- فولادمحله. گسلس معکوس در برش نمادین در بخش شمال باختری به نمایندگی از گسل های شمال باختری چشمه علی و شمال خاوری سرخده می باشد و در بخش جنوب خاوری به گسل های جنوب آستانه، پیشسار، جنوب پیشسار و مهتاب اشاره دارد.

بنابراین لازمه توجیه مدل ساختاری حوضه کششی برای این فروافتادگی، حضور گسل های نرمالی که اولاً به صورت مورب نسبت به گسل اصلی (امتدادلغز) قرار داشته و همچنین به لحاظ زمان با گسل های امتدادلغز هم سن باشند، یا خم (Bend) در منطقه می باشد (شکل ۴-۴).



شکل ۴-۲) الف) زون تراکششی موجود در بین خم‌ها در گسل امتدادلغز چپ‌بر. ب) گسل‌های نرمال مورب با گسل امتدادلغز چپ‌بر و ایجاد حوضه کششی در بین گسل های امتدادلغز با طرح پلیکانی (En-echelone) (Ramsay, 1983)

برخی از گسل‌های جوان و کوچک در الگوی برشی‌های ریدل مرتبط با جنبش کواترنری امتدادلغز چپ‌بر قرار می‌گیرند و تعدادی از این گسل‌های بزرگ (اگره و سیاه پره) گسل‌های پیش ساخته‌ای هستند که طبق وضعیت هندسی خود نسبت به جنبش کواترنری حاکم بر منطقه، با سازوکاری متفاوت واکنش نشان داده‌اند.

با توجه به مطالعات صحرائی و اندازه‌گیری داده‌های سطح گسلی از منطقه مورد مطالعه، این عناصر ساختاری در دو روند غالب شمال خاوری- جنوب باختری و شمال باختری- جنوب خاوری به ترتیب تحت عنوان گسل‌های طولی و عرضی جای گرفته‌اند.

گسل‌های طولی به عنوان گسل‌های اصلی منطقه مورد مطالعه شامل حداقل دو فاز جنبشی با سازوکار معکوس و امتدادلغز چپ‌بر می‌باشند که با توجه به شواهد چینه نگاری و دو دسته خش خط بر روی برخی از این سطوح گسلی، نشان می‌دهد که حداقل دو فاز حرکتی بر روی این سطوح تأثیر گذاشته

است. با توجه به قطع شدگی خراش‌های گسلی با ریک بیشتر توسط خش خط‌های افقی، می‌توان آخرین حرکت این گسل‌ها را امتدادلغز چپ‌بر معرفی کرد.

گسل‌های عرضی نیز مانند دیگر گسل‌های عرضی موجود در نوار چین‌خورده- رانده البرز، محدود به گسل‌های طولی با راستای شمال خاوری-جنوب باختری بوده و به صورت مورب نسبت به آن‌ها قرار گرفته‌اند و طول آن‌ها در مقایسه با گسل‌های طولی کمتر است. طی بررسی و مشاهدات صورت گرفته بر روی سطوح گسل‌های عرضی در منطقه مورد مطالعه، حضور دو دسته گسل امتدادلغز راست‌بر (گسل‌های اگره و سیاه پره) و معکوس راست‌بر (شرق پیشسار) حاکی از تأثیر حداقل دو فاز حرکت بر روی این منطقه می‌باشد. با توجه به شکستگی‌های ایجاد شده توسط گسل شرق پیشسار بر روی واحدهای تراورتنی و جنبش نو زمین ساختی امتدادلغز در منطقه می‌توان این حرکات را به عنوان فازهای جوان ایجاد شده در منطقه معرفی کرد.

از آنجایی که منطقه مورد مطالعه بخش کوچکی از واحد رسوبی- ساختاری البرز خاوری می‌باشد، بدیهی است که شکل‌گیری زمین‌ساختی آن با الگوی ارائه شده برای دگرشکلی این قسمت از ایران همخوانی داشته باشد. با توجه به جهت تنش حاکم بر البرز، به‌ویژه در البرز خاوری، گسل‌های با راستای شمالی- جنوبی (گسل‌های اگره و سیاه پره)، سازوکار امتدادلغز راست‌بر را از خود نشان می‌دهند. بسیاری از گسل‌ها مشابهت هندسی و سازوکاری (در فاز جدید کواترنری) با گسل از پیش ساخته شده آستانه دارند و این پهنه به عنوان منطقه گسلی آستانه (Astaneh fault zone) معرفی می‌شود.

یکی از ابزارهای تفسیر ساختارها در علوم زمین استفاده از تحلیل ریخت زمین‌ساختی است که بر روی داده‌های توپوگرافی و اطلاعات دورسنجی و... صورت می‌پذیرد. این تحلیل‌ها به بررسی روابط فضایی بین عوارض (Landform) و حرکات زمین‌ساختی ایجادکننده آن‌ها می‌پردازد و استنباط‌های ریخت زمین‌ساختی در راستای تحلیل دینامیکی یا سینماتیکی این فرآیندهاست.

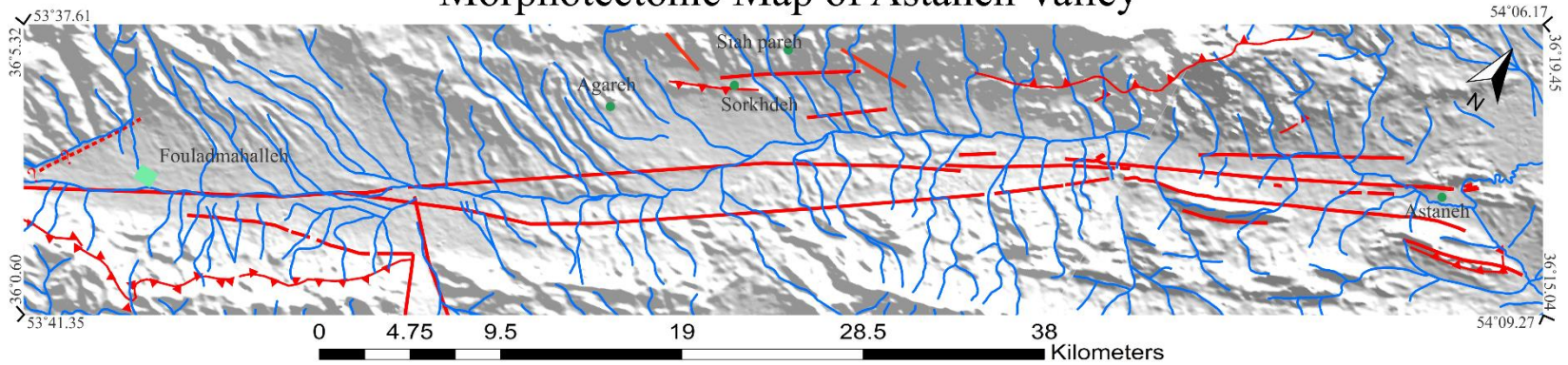
به عبارت دیگر ریخت زمین‌ساخت یا ریخت‌شناسی زمین‌ساختی به مطالعه روابط بین فرآیندهای زمین-ساختی که در جهت ایجاد توپوگرافی عمل می‌کنند و فرآیندهای سطحی که به حذف این پدیده‌ها

می‌پردازند گفته می‌شود (Burbank & Anderson., 2001). نقطه آغاز این مطالعات با بررسی کمی و کیفی واحدهای توپوگرافی اصلی یک منطقه مثل رشته‌کوه‌ها، حوضه‌ها، آبراهه‌ها و خطواره‌ها شروع می‌شود. ریخت‌شناسی منطقه مورد مطالعه به طور عمده متأثر از فعالیت گسل‌ها در طی فازهای حرکتی مختلف می‌باشد (نقشه مورفوتکتونیک منطقه در پایان فصل (شکل ۴-۵) آمده است).

۴-۴ پیشنهادها

- مطالعه جغرافیای دیرینه (Paleogeographic) در منطقه

Morphotectonic Map of Astaneh Valley



EXPLANATION

Fault classification

- Thrust Fault
- Strike-slip fault
- Normal fault
- Suspected Fault

Symbol



River



City



Village

Background of map: DEM 30m (<http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem-wist.asp>)

شکل ۴-۳) نقشه مورفوتکتونیک منطقه مورد مطالعه



۱. آقائاتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۴۰ صفحه.
۲. امیددی، پ.، ۱۳۸۰، "تحلیل ساختاری و دینامیکی تفصیلی زون‌های گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری"، رساله دکتری. گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس.
۳. امیددی، پ.، نوگل سادات، م. ع. ا.، قرشی، م.، ۱۳۸۰، "جایگاه نظام گسلی دامغان در پهنه همگرای آستانه - عطاری". فصلنامه علوم زمین، شماره ۳۹ - ۴۰. ص ۲-۲۵.
۴. امیددی، پ.، نوگل سادات، م. ع. ا.، قرشی، م.، ۱۳۸۱، "بازسازی تنش کواترنری بر اساس تحلیل لغزش گسل در نیمه جنوبی البرز خاوری"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۵ و ۴۶. ص ۴۸ - ۶۳.
۵. بربریان، م.، ۱۳۶۳- بررسی و پژوهش نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش سمنان
۶. بربریان، م.، قرشی، م.، ۱۳۶۷- بررسی‌های لرزه‌زمین‌ساختی و مهندسی زمین‌لرزه طرح سد مخزنی فجن شاهرود، سازمان آب منطقه‌ای تهران، امور منابع آب استان سمنان، دفتر مشاورین لار، ۲۳۹ ص.
۷. بربریان، م.، قرشی، م.، طالبیان، م.، شجاع طاهری (۱۳۷۵)، پژوهشی و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلس در گستره سمنان، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۶۳.
۸. جمشیدی خ، قاسمی ح، صادقیان م، طاهری ع، ا (۱۳۸۹) "مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۰ صفحه.
۹. خسروتهرانی، خ. (۱۳۷۷). "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات دانشگاه پیام نور.
۱۰. خسرو ته‌رانی خ.، (۱۳۸۲). "چینه‌شناسی و رخدادهای دوران زمین‌شناسی"، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ دوم.
۱۱. رحیمی ب، (۱۳۸۱)، پایان‌نامه دکتری، "مطالعات ساختاری رشته‌کوه البرز در شمال دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی.
۱۲. رحیم‌پور بناب ح. اسماعیلی د. (۱۳۸۶) "پتروگرافی و ژنز کانسار بوکسیت جاجرم" سی و سومین مجله علوم دانشگاه تهران، صفحات ۱۰۷-۱۲۳.
۱۳. سلیمانی، ش.، (۱۳۷۸) "رهنمودهایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه لرزه‌شناسی"، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۵۵۵ ص.

۱۴. سعیدی، ا. و اکبریور، م.ر.، (۱۳۷۱)، نقشه زمین‌شناسی کیاسر به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
۱۵. شکری، م.، قرشی، م.، نظری، ح.، سلامتی، ر.، طالبیان، م.، ریتز، ج. - ف.، محمدخانی، ح.، شاهپسندزاده، م.، (۱۳۸۸)، "نخستین نتایج حفر ترانشه دیرنه زمین‌لرزه شناسی روی گسل آستانه"، مجله علوم زمین، جلد ۱۸، شماره ۷۰.
۱۶. شهرابی، م.، (۱۳۷۸)، تریاس در ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۹ ص.
۱۷. طاهری، ا.، امید، پ.، طاهری، ع.، (۱۳۹۴)، "بررسی عملکرد کواترنری صبور در خاور فولادمحله و ارتباط سینماتیک آن با گسل چشمه قلقل (شمال باختر دامغان)"، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
۱۸. علوی، م.، صالحی راد، ر.، (۱۹۷۵)، نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
۱۹. عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰، (۱۹۵۵)، سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح جمهوری اسلامی ایران.
۲۰. قاسمی، م.ر.، (۱۳۸۷)، "پایه‌های زمین‌شناسی ساختمانی"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۳۲۰ صفحه.
۲۱. منوچهری، م.، (۱۳۶۹)، نقشه زمین‌شناسی گرگان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
۲۲. نبوی، (۱۳۶۶)، نقشه زمین‌شناسی سمنان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.
۲۳. نبوی، م.ح.، (۱۳۵۵) "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.
۲۴. نعمتی، م.، هتسفلد، د.، قیطانچی، م.، طالبیان، م.، سدیدخوی، ا.، میرزایی، ن. و مرادی، ع.، ۱۳۹۱ - لرزه زمین ساخت البرز میانی-خاوری و دامنه جنوبی آن با نگرشی بر زمین لرزه $MW = 5/7$ جنوب دامغان، مجله علوم زمین، شماره ۸۶.
۲۵. وحدتی دانشمند، ف. و سعیدی، ع.، (۱۳۶۹)، نقشه زمین‌شناسی ساری به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور.

References:

1. Alavi, M., 1996, "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran", *J.Geodynamic*, V.21, 1-33.
2. Allen, M. B, Ghassemi, M.R, Shahrabi, M, Qorashi, M., 2003- Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range ,northern Iran- *Journal of Structural Geology*, 14p.
3. Allmendinger R.W., With Contributions by Gepharth J.W., Marrett R.A (1989) Notes on fault slip analysis prepared for the geological society of America short course on » Quantitative interpretation of joints and faults«” Department of Geological Sciences, Cornell University, NewYork.
4. Ambraseys, N. N., Melville, C. P., 1982- "A history of Persian earthquakes." Cambridge Univetsity press, Cambridge.
5. Angelier J., (1994) " Fault slip analysis and paleostress reconstruction . Continental deformation" Edition by Hancock P. L., pergamon press, P 53-100.
6. Asserto R., 1966, "Geological map of upper Djajrud and Lar valleys (Central Elborz, Iran) " , 232,86, Inst. Geol. Univ. Milano, Milano.
7. Axen, G.-J., Lam, P.-J., Grove, M., Stockli, D.-F.and Hassanzadeh, J., 2001, "Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subcidence, and collision- related tectonics" , *Geology*, V.29, No.6.
8. Berberian, (1976). Contribution to the siesmotectonics of Iran, Geological survey of Iran, Report 39.
9. Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards the paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian jurnal of earth sciences* 18, 210-265.

10. Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Canad. J. Earth Sci.*, 20, 163–183.
11. Berberian, M. & Yeats, R. S., 1999- Patterns of Historical Earthquake Rupture in the Iranian Plateau, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89,120-139.
12. Borgi, A., Capezzuoli, E., Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy), *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 98:931-947
13. Burbank, D.M., Anderson, R.S., 2001, “Tectonic Geomorphology”, WileyBlackwell, 474p.
14. Coelho S., Passchier C., Marques F., (2006), “Riedel-shear control on development of pennant veins: field example and analogue modeling”, *Journal of structural geology*, Vol 28, PP 1658-1669.
15. Davoudzadeh, M., B. Lammerer, and K. WeberDiefenbach (1997), Paleogeography, stratigraphy, and tectonics of the Tertiary of Iran, *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abh.* , 205, 33 – 67.
16. Dellenbach, J. (1964). Contribution a` l’e`tude ge`ologique de la re`gion situe`e a` l’est de Te`he`ran (Iran). Faculty of Science, University of Strasbourg (France), 117 p.
17. Djamour Y., Vernant P., Bayer R. , Nankali H. , Ritz J.-F , Hinderer J., Hatam Y., Luck B., Le Moigne N., Sedighi M., Khorrami F., 2010, “GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran” , *Geophysical Journal International*, V.183, 1287-1301.
18. Dobbals, M., 1998, Slickenside kinematic indicators, *Tectonophysics*, V.295, 187-197.

19. Fossen, H., (2010), "Structural Geology", Cambridge University Press, New York.
20. Glaus, M. (1965). Die geologie des gebietes nordlich des Kandeivan passes (Zentral Elburz). Mitt. Geol., Inst. E.T.H. V. 48, 165 p. Zurich.
21. Guest B., Axen G.-J., Lam P.-S., Hassanzadeh J., 2006, "Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation" , Geosphere, V.2 (1), 35–52.
22. Guest, B., Guest, A., Axen, G., 2007, "Late Tertiary tectonic evolution of northern Iran: A case for simple crustal folding" , Global and Planetary Change, V.58, 435–45.128.
23. Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E., Çakir, Z. (1999). Travertines: using travertines in active fault studies. Journal of Structural Geology 21, 903-916.
24. Hassanzadeh, J., G. Axen, B. Guest, D. F. Stock-li, and A. M. Ghazi, 2004. The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: Rifted parts of a single an-cestral arc., Geological Society of Ame-rica Abstract with Programs, 36, 434.
25. Hessami, K., Jamali, F. & Tabassi, H., 2003- Map of Major Active Faults of Iran, Tech. rep., International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Iran.
26. Hollingsworth, J., J. Jackson, R. Walker, M. Gheitanchi, and M. Bolourchi (2006), Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dag mountains, NE Iran, Geophys. J. Int., 166, 1161–1177.
27. Hollingsworth, J., 2007. Active tectonic of NE Iran. PhD thesis, University of Cambridge, England.

28. Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. & Nazari, H., 2008- Extrusion tectonic and subduction in eastern South Caspian Region since 10 Ma, *Geology*, Vol. 36; no. 10; p. 763-766.
29. Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R., Rizza, M. (2010). Active tectonics of the east Alborz mountains, NE Iran: Rupture of the leftlateral Astaneh fault system during the great 856 A.D. Qumis earthquake. *Journal of geophysical research*. VOL.115.B12313.doi: 10.1029 2009JB007185. 2010.
30. Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, 148, 214–245.
31. Keller, E.A., and Pinter, N., 1996, “Active Tectonic Earthquake, Uplift and Landscape: Prentice Hall”, London, 362p.
32. Kreemer, C., W. E. Holt, and A. J. Haines (2003), “An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation”, *Geophys. J. Int.*, 154(1), 8–34,
33. Marshak, S., Mitra, G .,1988. *Basic Methods of Structural Geology*.Prentice-Hall Publications, 503 p.
34. McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. & Tealeb, A., 2003. GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motion, *Geophys. J. Int.*, 155, 126–138.
35. Nazari, H. and Ritz, J.-F., 2008, “Neotectonics in Central Alborz”, *Geosciences, Special Issue*, Vol. 17, N. 1. GSI, Tehran, Iran.

36. Nogol-e-sadat, M. A. A., (1978). Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran. Consequences des resultants de l'analyse structurale de la region de Qom. These Univ. Scientifique et Medicate de Grenoble; 201p.
37. Petit J.P., (1987), "Criteria for the sense of movment on fault surfaces in brittle rocks", *Journal of structural geology*, 9, No.5/6, PP 597-608.
38. Radjaee, A., Rham, D., Mokhtari, M., Tatar, M., Priestley, K., Hatzfeld, D., 2010, "Variation ofMoho depth in the central part of the Alborz Mountains, northern Iran", *Geophys. J. Int*, V. 181, 173–184.
39. Ramsay, J. G. and Huber, M. I., 1983, "The Techniques of Modern Structural Geology". Vol. 1: Strain Analysis. London: Academic Press.
40. Riedel W., (1929), "Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen", *Zentralblatt fur Mineralogier Abteilung B*, PP 354-368
41. Ritz J.-F., Nazari H., Ghassemi A., Salamati R., Shafei A., Solaymani S., Vernant P., 2006, "Active transtention inside Central Alborz: A new insight into the Northern Iran-Southern Caspian geodynamics" , *Geology*, 34 (6), 477-480.
42. Ritz, J.-F., 2009, "Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma: Comment", *Geology*, doi: 10.1130/G25627C.1.
43. Roering, C. and Smit, C. A. (1987) Bedding- parallel shear, thrusting and quartz vein formation in Witwatersand Quartzites. *Journal of Structural Geology* v.9, 4. 419-427.
44. G. F. Sella, T. H. Dixon, and A. L. Mao (2002): REVEL: A model for recent plate velocities from space geodesy, *J. Geophys. Res.*, 107, 2081.
45. Sengor, A. M. C., and W. S. F. Kidd, Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian Plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361–376, 1979.

46. Sengor A. M. C., Altiner D., Cin A., Ustamoar T., and Hsu K. J., (1988), "Origin and Assembly of the Teyhyside Orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in: Gondwana and Tethys", (ed. By M.G. Audley charls and A. Hahham), *Society Geology London*, Spicial paper 37, PP 119-181.
47. Sengor, A.M.C., 1990, "A new model for the late Paleozoic- Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in Searle, M.P., and Ries, A.C., eds., *The geology and tectonics of the Oman region: London, Geological Society [London]*, p. 797–831.
48. Stahl, A. F., 1897, *Zur Geology Von persien. Geognostische Beschreibung von Nordund Zentral Persian: Petermans Geogr. Mitt., Ergänzungsheft 122, 77p.*
49. Stocklin, J., 1968, *Structural history and tectonics of Iran: a review: American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229-1258.
50. Stocklin, J and Nabavi, M. H. (1973) *Tectonic Map of Iran 1:2500000 Geological Survey of Iran.*
51. Stocklin J., 1974, "Northern Iran: Alborz Mountains", *Geological Society of London, Special publication*, V.4, 213-234.
52. Tatar, M., 2001, "Etude Seismotectonique de deux Zones de collision Continentale: Le Zagros Central et l'Alborz (Iran)", *These Phd, Joseph Fourier.*
53. Twiss, R. J. and Moores, E. M. (1992). *Structural Geology. W. H. Freeman and Company, New York.444p.*
54. Vernant, P., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.-F., Sedighi, M., Tavakoli, F., 2004. *Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. Earth and Planetary Science Letters 223, 177-185.*

55. Wesson, R. L., E. J. Helley, K. R. Lajoie, and C. M. Wentworth (1975). Faults and future earthquakes, Studies for Seismic Zonation of the San Francisco Bay Region, U. S. Geological Survey Professional Paper 941A, 5-30.
56. Yassaghi, A. (2005). The effect of deep-seated transverse faults on structural evolution of west-central Alborz mountains. Geophysical Research Abstracts, V. 7.
57. Zanchi A., Berra F., Mattei M., Ghassemi M., Sabouri J., 2006, "Inversion tectonics in central Alborz, Iran", Journal of Structural Geology 28, 2023-2037.

Abstract:

Astaneh-Foulad Mahalleh intermountain depression with a length of 46 km and NE-SW trend, is located in eastern Alborz (northwest of Damghan). The width of this depression in the northeast and southwest sections, is 2.98 and 9.40 kilometers, respectively. Stratigraphic studies in this area confirm the existence of Mesozoic and Cenozoic rock units with the northeast-southwest trend.

The faults in the depression and its surrounding with the northeast-southwest trend and steep dips to the northwest and southeast have contributed to creation of this depression. Including Astaneh, Southern Astaneh, Pishsar, Cheshmeh Ali, Sorkh Deh, Southern Siah Pareh and Sabour.

These faults in the point of geometry and kinematics are similar to the Astane fault. So, all faults can be identified as the "Astaneh Fault Zone."

Stratigraphic evidences these and fault plane morphology of some of these faults shows that the physiographic pattern of this zone is result of two old compressive tectonic regime in the first stage and a young strike-slip neotectonics phase in the second stage.

The old Compressional tectonic regime caused folding and reverse faulting with dips to the northwest (in the north of the depression) and southeast (in the south of the depression), and as a result, the Astaneh-Foolad mahaleh Compressional depression (footwall) between these boundary faults.

The most important stratigraphic marker of this event is the establishment of the Triassic Elika Formation on Jurassic Shemshak Formation by the South Astana Fault. In the South Astana Fault in the south Astaneh village the Compressional phase, following the left-lateral strike-slip tectonic regime (in the Neotectonic-Quaternary time) has been printed on the pre-existing reverse faults.

The effects of the new movement of these faults can be seen by the cutting of young sediments and the creating of very clear slickenlines with a little Rake (close to zero) on the fault surfaces.

Keywords: Intermountain depression, East Alborz, Astaneh Fault, Compressional phase, Left-lateral strike slip, Neotectonic, Quaternary sediments.



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences

M.Sc. Thesis in Tectonic

**Deciphering Creation model of Astaneh-Foulad Mahalleh
Depression (west of Damghan)**

By:
Seyedeh Marziyeh Hosseini

Supervisor
Dr. Parviz Omid

Advisor
Dr. Azizolah Taheri

September 2017