

صلى الله عليه وسلم



دانشکده علوم زمین

گروه تکتونیک

عنوان

تحلیل جنبشی و دینامیکی شکستگی‌ها در واحدهای سنگی مزوزوئیک شمال شاهرود.

نگارنده

سیده محبوبه حسینی

استاد راهنما

دکتر پرویز امیدی

استاد مشاور

دکتر عزیزالله طاهری

پایان‌نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

شهریور ۱۳۹۳



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۶)

باسمه تعالی

شماره:
تاریخ:
وبرایش:

فرم صورت جلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) نتیجه ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سیده محبوبه حسینی رشته زمین شناسی گرایش تکتونیک تحت عنوان تحلیل جنبشی و دینامیکی شکستگی‌ها در واحدهای سنگی مزوزوئیک شمال شاهرود که در تاریخ ۱۳۹۳/۰۶/۲۶ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

<input type="checkbox"/> مردود	<input type="checkbox"/> دفاع مجدد	<input checked="" type="checkbox"/> قبول (با درجه: امتیاز ۱۹ عالی)
--------------------------------	------------------------------------	--------------------------------------------------------------------

۲- بسیار خوب (۱۸ - ۱۸/۹۹)

۱- عالی (۱۹ - ۲۰)

۴- قابل قبول (۱۴ - ۱۵/۹۹)

۳- خوب (۱۶ - ۱۷/۹۹)

۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

امضاء	مرتبه علمی	نام و نام خانوادگی	عضو هیأت داوران
	استادیار	دکتر پرویز امید	۱- استاد راهنما
	استاد	دکتر عزیزالله طاهری	۲- استاد مشاور
	استادیار	دکتر افشین قشلاقی	۳- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی
	استادیار	دکتر سعید اسلامی	۴- استاد ممتحن
	استادیار	دکتر رمضان رضائی اومالی	۵- استاد ممتحن

رئیس دانشکده:

امضاء:



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده: علوم زمین

گروه: زمین شناسی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سیده محبوبه حسینی
تحت عنوان: تحلیل جنبشی و دینامیکی شکستگی ها در واحدهای سنگی مزوزوئیک شمال شاهرود

در تاریخ ۱۳۹۳/۰۶/۲۶ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد
مورد ارزیابی و با درجه ... عالی ... مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	استاد مشاور	امضاء	استاد راهنما
	دکتر عزیزالله طاهری		دکتر پرویز امیدی

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	دکتر افشین ششلاق		دکتر سعید اسلامی
			دکتر رمضان رضائی اومالی

ماحصل آموخته هایم را تقدیم می کنم به

آمان که مهر آسمانی شان آرام بخش آلام زمینی ام است

تقدیم به دستان زحمکش پدر و مادرم

امیدوارم قادر به درک زیبایی های وجودشان باشم.

قدردانی و سپاس:

سپاس خدای را که سخوران، در ستودن او بماند و شمارندگان، شمردن نعمت های او ندانند و کوشندگان، حق او را گزاردن نتوانند. از آنجایی که تجلیل از معلم، سپاس از انسانی است که هدف و غایت آفرینش را تا این می کند و سلامت امانت باری را که به دستش سپرده اند، صمیمانه ترین سپاس خود را به استاد ارجمندم جناب آقای دکتر امید تقسیم می کنم که در کمال سعه صدر، با حسن خلق و فروتنی، از بیچ کلمی در این عرصه بر من دریغ نمودند و زحمت راهمایی این پایان نامه را بر عهده گرفتند. از استاد گرانقدرم جناب آقای دکتر طاهری که زحمت مشاوره این پایان نامه را بر عهده داشتند سپاسگزارم. از اساتید گرامی جناب آقای دکتر رضائی و جناب آقای دکتر اسلامی که زحمت داوری این پایان نامه را متقبل شدند کمال تشکر و قدردانی را دارم. همچنین تشکر می کنم از اساتید و پرسنل محترم دانشکده علوم زمین بخصوص دکتر رضائی، دکتر قتلانی، دکتر محمود صادقیان و خانم فارسی که بنده را از الطاف بی دریغشان محروم نداشتند. نهایت سپاس و قدردانی خود را به محضر خانواده عزیزم عرضه میدارم که همواره پشتیبان من بودند، باشد که این خردترین، بخشی از زحمات آنان را سپاس گوید.

بر خود لازم می دانم از دوستان عزیزم بیات، ششود، خویان، طائفی، زیادی، آتش سودا، خراسانی، غربی، فتحی، هفتجانی، طاهری، تندیس، کرمی، رضازاده، ساکی، بابایی، خلیلی، حیدرپور، حیات الغیب و کلیه عزیزانی که به هر نحوی در اجرای این پژوهش مرا یاری دادند تقدیر نمایم.

تعهد نامه

اینجانب سیده محبوبه حسینی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته تکتونیک دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه تحلیل جنبشی و دینامیکی شکستگی ها در واحدهای سنگی مزوزوئیک شمال شاهرود تحت راهنمایی 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 بافتهای آنها) 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 .

تاریخ ۹۳/۰۷/۱۶



امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد .

چکیده

بلندی‌های شمال شاهرود (منطقه مطالعاتی)، بخشی از نیمه جنوبی البرز خاوری است. مطالعات چینه‌نگاری در این منطقه، وجود واحدهای سنگی مزوزوئیک را با راستای چیره شمال خاور- جنوب باختر نشان می‌دهد. دامنه جنوبی این بلندی‌ها تحت پوشش نهشته‌های کواترنری است که شهر شاهرود بر روی آن‌ها بنا شده است. در این پژوهش شکستگی‌های موجود در این واحدهای سنگی مورد بررسی قرار گرفتند. علاوه بر راندگی شاهرود که نتیجه فرآیندهای زمین ساختی قدیمی است، گسل‌های نوزمین‌ساختی دیگری همچون گسل کواترنری شاهرود با سازوکار راستالغز چپ بر، گسل‌های شرق آبشار و غرب آبشار به ترتیب با سازوکار امتدادلغز راست بر و چپ بر شناسایی شدند. امتداد این گسل‌ها به ترتیب شمال خاوری- جنوب باختری، شمال باختری- جنوب خاوری و شرقی- غربی است. مهم‌ترین رویداد گسلش شناسایی شده در این پژوهش، گسل کواترنری شاهرود با سازوکار راستالغز چپ‌بر و درازایی در حدود ۶۰ کیلومتر از شاهرود تا دامغان است. وجود گسل راندگی شاهرود همراه با گسل‌های نزدیک به قائم دارای خش خط‌های متقاطع نشان دهنده چندین فاز گسلش است که جدیدترین آن‌ها مؤلفه امتدادلغز غالب دارد. رخداد گسلش با سازوکارهای متفاوت نشانگر تغییرات میدان تنش در طول زمان است. محاسبات تنش دیرین بر مبنای تحلیل لغزش گسل‌ها با تکیه بر داده‌های نوزمین‌ساختی، موقعیت تنش‌های اصلی σ_1 ، σ_2 و σ_3 را به ترتیب $0.01/0.5$ ، $238/80$ و $0.92/0.8$ نشان داد. به نظر می‌آید این میدان تنش که همراه با جنبش گسل کواترنری شاهرود بوده است شکستگی‌های به نسبت کوچکتری را از نوع برشی‌های ریدل همراه داشته و همچنین گسل‌های از پیش ساخته را به جنبش مجدد کشانده است. گسل‌های پیش ساخته مطابق وضعیت هندسی خود نسبت به میدان تنش جدید واکنش‌های جنبشی متفاوت داشته‌اند.

واژه‌های کلیدی: البرز خاوری، شاهرود، گسل کواترنری شاهرود، گسل‌های نوزمین‌ساختی.

مقالات مستخرج از پایان نامه

- شناسایی مقدماتی گسل کواترنری شاهرود، سی و دومین گردهمایی علوم زمین، تبریز، بهمن

.۱۳۹۲

فهرست مطالب

صفحه

عنوان

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی..... ۲
- ۱-۲- آب‌وهوا..... ۳
- ۱-۳- موقعیت زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه..... ۴
- ۱-۴- ریخت‌شناسی شاهرود..... ۵
- ۱-۵- تاریخچه مطالعات پیشین..... ۶
- ۱-۶- تعریف مسئله و اهداف تحقیق..... ۷
- ۱-۷- روش انجام تحقیق..... ۸

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی

- ۲-۱- واحد زمین‌ساخت - رسوبی البرز..... ۱۲
- ۲-۲- چینه‌شناسی..... ۱۶
- ۲-۲-۱- سازند شمشک..... ۱۶
- ۲-۲-۲- سازند دلیچای..... ۱۶
- ۲-۲-۳- سازند لار..... ۱۷
- ۲-۲-۴- نهشته‌های کواترنری..... ۱۹

فصل سوم: تاریخچه مطالعات روی شکستگی‌ها

- ۳-۱- مروری بر مطالعات روی شکستگی‌ها..... ۲۴
- ۳-۲- مراحل دگرشکلی در سنگ‌ها..... ۲۶
- ۳-۳- فراوانی شکستگی‌ها..... ۲۸
- ۳-۴- منشأ شکستگی‌ها..... ۲۹
- ۳-۵- نحوه شناسایی و تفکیک شکستگی‌ها از یکدیگر..... ۳۲
- ۳-۶- ارتباط شکستگی‌ها با پدیده‌های ساختمانی..... ۳۲
- ۳-۶-۱- سیستم شکستگی‌های وابسته به چین خوردگی..... ۳۳
- ۳-۶-۲- سیستم شکستگی‌های وابسته به گسل خوردگی..... ۳۴
- ۳-۷- انواع روش‌های مطالعه شکستگی‌ها..... ۳۹
- ۳-۷-۱- مطالعات زیرسطحی..... ۳۹
- ۳-۷-۲- مطالعات سطحی..... ۴۰

- ۳-۸- نمایش ترسیمی داده‌ها..... ۴۰
- ۳-۹- سازوکار و مدل حرکتی شکستگی‌ها..... ۴۱

فصل چهارم: بررسی شکستگی‌ها در منطقه مطالعاتی

- ۴-۱- گسل راندگی شاهرود..... ۴۸
- ۴-۲- گسل کواترنری شاهرود..... ۵۴
- ۴-۳- گسل F1..... ۶۶
- ۴-۴- گسل شرق آبشار..... ۷۱
- ۴-۵- گسل غرب آبشار..... ۷۸
- ۴-۶- بررسی شکستگی‌ها..... ۸۳
- ۴-۶-۱- ایستگاه S1..... ۸۴
- ۴-۶-۲- ایستگاه S2..... ۸۷
- ۴-۶-۳- ایستگاه S3..... ۹۰
- ۴-۶-۴- ایستگاه S4 و S5..... ۹۳
- ۴-۶-۵- ایستگاه S6 و S7..... ۹۸
- ۴-۷- جمع‌بندی..... ۱۰۲

فصل پنجم: تعیین تنش دیرین

- ۵-۱- روش‌های تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش..... ۱۰۵
- ۵-۱-۱- روش اندرسون (Andeasonian Method)..... ۱۰۵
- ۵-۱-۲- روش برگشتی (Stress Inversion Method)..... ۱۰۷
- ۵-۱-۳- روش دووجهی مستقیم (Right Dihedral Method)..... ۱۰۹
- ۵-۲- تنش دیرین در منطقه مطالعاتی..... ۱۱۱

فصل ششم: بحث و نتیجه‌گیری

- ۶-۱- ساختارهای همراه با گسل‌های امتدادلغز..... ۱۱۸
- ۶-۲- الگوی هندسی و حرکتی (سینماتیک) گسل‌ها..... ۱۱۹
- ۶-۲-۱- گسل راندگی شاهرود..... ۱۱۹
- ۶-۲-۲- گسل کواترنری شاهرود..... ۱۲۰
- ۶-۲-۳- گسل F1..... ۱۲۰
- ۶-۲-۴- گسل شرق آبشار..... ۱۲۱
- ۶-۲-۵- گسل غرب آبشار..... ۱۲۳
- ۶-۳- ارتباط هندسی و جنبشی گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه..... ۱۲۳

۱۲۷.....	۴-۶- ارزیابی الگوی دگرریختی‌ها.....
۱۳۱.....	۵-۶- پیشنهادات.....
۱۳۳.....	پیوست.....
۱۳۹.....	منابع.....

فهرست اشکال

صفحه	عنوان
۳	شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مطالعاتی.....
۵	شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شده از پیرامون شهر شاهرود.....
۶	شکل ۱-۳- تصویری سه بعدی از ریخت زمین ساخت شهر شاهرود و پیرامون آن.....
۱۲	شکل ۱-۲- تصویری از رشته‌کوه البرز در شمال ایران.....
۱۵	شکل ۲-۲- شکل نمادین و ساده‌ای از توالی رسوبی و زمین‌ساخت البرز.....
۱۸	شکل ۲-۳- رخنمونی از سازند شمشک در منطقه مطالعاتی.....
۱۸	شکل ۲-۴- رخنمونی از سازند دلیچای در منطقه مطالعاتی.....
۱۸	شکل ۲-۵- رخنمونی از سازند لار در منطقه مطالعاتی.....
۱۹	شکل ۲-۶- تصویری از فسیل آمونیت و ندول‌های چرت.....
۲۰	شکل ۲-۷- تصویری از نهشته‌های کواترنری.....
۲۰	شکل ۲-۸- ستون چینه‌شناسی مربوط به سازندهای دوران مزوزوئیک.....
۲۱	شکل ۲-۹- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.....
۲۶	شکل ۳-۱- نمایش پوش مقاومت مور، کولمب و گریفیت.....
۲۷	شکل ۳-۲- نمودار تنش-واتنش عمومی.....
۲۹	شکل ۳-۳- پروفیلی از منحنی نیرو- عمق برای پوسته قاره‌ای و پوسته اقیانوسی.....
۳۰	شکل ۳-۴- جهت‌گیری انواع مختلف شکستگی‌ها نسبت به استرس‌های اصلی.....
۳۱	شکل ۳-۵- نمایش سه نوع شکستگی.....
۳۱	شکل ۳-۶- شکستگی‌های مد ۱، مد ۲، مد ۳ و مد ۴.....
۳۴	شکل ۳-۷- محورهای تقارن در ارتباط با چین‌خوردگی.....
۳۴	شکل ۳-۸- توسعه انواع مختلف شکستگی‌ها در ارتباط با چین‌خوردگی.....
۳۶	شکل ۳-۹- موقعیت شکستگی‌های برشی نسبت به گسل اصلی.....

- شکل ۳-۱۰- نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های برشی نوع R و تصویر صحرایی از آن ۳۸
- شکل ۳-۱۱- نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های برشی نوع R' و تصویر صحرایی از آن ۳۸
- شکل ۳-۱۲- بلوک دیاگرام شکستگی‌های کششی و تصویر صحرایی از آن ۳۹
- شکل ۳-۱۳- نمایش بلوک دیاگرام پله‌های گسلی و تصویر صحرایی از آن ۴۳
- شکل ۳-۱۴- نمایش بلوک دیاگرام ساختارهای V شکل و تصویر صحرایی از آن ۴۴
- شکل ۳-۱۵- بلوک دیاگرام اثرات خرده سنگ و تصویر صحرایی از آن ۴۵
- شکل ۳-۱۶- بلوک دیاگرام مناظر نامتقارن و تصویر صحرایی از آن ۴۵
- شکل ۴-۱- نمایش گسل راندگی شاهرود در نقشه زمین شناسی شاهرود ۵۰
- شکل ۴-۲- نمایش اثر گسل راندگی شاهرود در تصویر ماهواره‌ای ۵۱
- شکل ۴-۳- رانده شدن سازند لار بر روی سازند شمشک توسط گسل راندگی شاهرود ۵۲
- شکل ۴-۴- تصویری از خراش‌های مورب‌لغز بر روی سطح گسل راندگی شاهرود ۵۲
- شکل ۴-۵- تصویر صحرایی از ادامه باختری گسل راندگی شاهرود در آهک‌های لار ۵۳
- شکل ۴-۶- استریوگرام‌های داده‌های سطح گسل راندگی شاهرود ۵۴
- شکل ۴-۷- نمایش گسل کواترنری شاهرود در تصویر ماهواره‌ای Google earth ۵۵
- شکل ۴-۸- نمایش گسل کواترنری شاهرود در نقشه زمین شناسی شاهرود ۵۵
- شکل ۴-۹- بخش شمال خاوری گسل کواترنری شاهرود در تصویر ماهواره‌ای Google earth ۵۶
- شکل ۴-۱۰- بخش جنوب باختری گسل کواترنری شاهرود در تصویر ماهواره‌ای Google earth ۵۷
- شکل ۴-۱۱- تصویر صحرایی از بخش شمال خاوری گسل کواترنری شاهرود ۵۸
- شکل ۴-۱۲- استریوگرام‌های داده‌های سطح گسل کواترنری شاهرود ۵۹
- شکل ۴-۱۳- نمایش دودسته خراش بر روی سطح گسل کواترنری شاهرود ۶۰
- شکل ۴-۱۴- شکستگی‌های برشی نوع R' بر روی سطح گسل کواترنری شاهرود ۶۱
- شکل ۴-۱۵- تصویر صحرایی از مناظر نامتقارن بر روی سطح گسل کواترنری شاهرود ۶۲
- شکل ۴-۱۶- استریوگرام‌های داده‌های شکستگی از سطح گسل کواترنری شاهرود ۶۲

- شکل ۴-۱۷- نمایش گسل کواترنری شاهرود در نهشته‌های کواترنری باختر دانشگاه آزاد اسلامی ۶۳
- شکل ۴-۱۸- تصویر صحرایی از تأثیر گسل در نهشته‌های کواترنری در باختر دانشگاه آزاد اسلامی ۶۳
- شکل ۴-۱۹- انحراف و جابجایی آبراهه‌ها بر اثر عملکرد یک گسل راست‌الغز چپ بر ۶۴
- شکل ۴-۲۰- چگونگی جابجایی آبراهه‌ها توسط گسل‌های نرمال، معکوس و امتداد لغز ۶۵
- شکل ۴-۲۱- نمایش اثر گسل کواترنری شاهرود در عکس هوایی ۶۵
- شکل ۴-۲۲- نمایش آبراهه‌های پایین دست و بالادست گسل کواترنری شاهرود ۶۶
- شکل ۴-۲۳- نمایش گسل F1 در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth ۶۷
- شکل ۴-۲۴- تصویر صحرایی از گسل F1 در حد بین کوه و دشت ۶۷
- شکل ۴-۲۵- نمایی از سطح گسل F1 در مرز بین واحدهای مزوزوئیک و دشت جلالی ۶۸
- شکل ۴-۲۶- تصویری از ادامه گسل F1 در واحدهای آهکی لار ۶۸
- شکل ۴-۲۷- استریوگرام‌های داده‌های سطح گسل F1 ۶۹
- شکل ۴-۲۸- نمایش دو نسل خراش گسلی بر روی سطح گسل F1 ۷۰
- شکل ۴-۲۹- حضور پله‌های گسلی بر روی سطح گسل F1 ۷۰
- شکل ۴-۳۰- اشکال هویجی شکل روی سطح گسل F1 ۷۱
- شکل ۴-۳۱- نمایش گسل شرق آبشار در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth ۷۲
- شکل ۴-۳۲- تصویر صحرایی از سطح گسل شرق آبشار ۷۲
- شکل ۴-۳۳- استریوگرام‌های داده‌های سطح گسل شرق آبشار ۷۳
- شکل ۴-۳۴- نمایش دو نسل خراش گسلی بر روی سطح گسل شرق آبشار ۷۴
- شکل ۴-۳۵- تصویر صحرایی از جابجایی چپ بر شکستگی‌ها بر روی سطح گسل شرق آبشار ۷۵
- شکل ۴-۳۶- حالت دندان‌های ایجاد شده بر روی سطح گسل شرق آبشار ۷۶
- شکل ۴-۳۷- استریوگرام‌های داده‌های شکستگی از سطح گسل شرق آبشار ۷۶
- شکل ۴-۳۸- تصویر صحرایی از دره گسلی ایجاد شده توسط گسل شرق آبشار ۷۷
- شکل ۴-۳۹- گسل غرب آبشار بر روی تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth ۷۸

- شکل ۴-۴۰- نمایی صحرایی از گسل غرب آبشار ۷۹
- شکل ۴-۴۱- نمایی صحرایی از پرتگاه و منطقه گسلی ایجاد شده توسط گسل غرب آبشار ۷۹
- شکل ۴-۴۲- نمایش خراش‌های گسلی افقی بر روی سطح گسل غرب آبشار ۸۰
- شکل ۴-۴۳- استریوگرام‌های داده‌های سطح گسل غرب آبشار ۸۱
- شکل ۴-۴۴- حضور شکستگی‌های برشی R' بر روی سطح گسل غرب آبشار ۸۱
- شکل ۴-۴۵- جابجایی راست بر شکستگی‌ها بر روی سطح گسل غرب آبشار ۸۱
- شکل ۴-۴۶- استریوگرام‌های داده‌های شکستگی از سطح گسل غرب آبشار ۸۲
- شکل ۴-۴۷- ایستگاه‌های برداشت شکستگی در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth ۸۳
- شکل ۴-۴۸- استریوگرام‌های داده‌های ایستگاه S1 ۸۵
- شکل ۴-۴۹- موقعیت شکستگی‌های برشی نسبت به گسل غرب آبشار ۸۶
- شکل ۴-۵۰- تصویر صحرایی از شکستگی‌های هم روند با گسل غرب آبشار ۸۶
- شکل ۴-۵۱- حضور شکستگی‌های برشی نوع R' با روند شمال خاور- جنوب باختر ۸۶
- شکل ۴-۵۲- شکستگی‌های برشی نوع R' و نمایش جابجایی راست بر این شکستگی‌ها ۸۶
- شکل ۴-۵۳- حضور رگه‌های پر شده با کلسیت در ایستگاه S1 ۸۷
- شکل ۴-۵۴- استریوگرام‌های داده‌های ایستگاه S2 ۸۹
- شکل ۴-۵۵- تصویر صحرایی از شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر در ایستگاه S2 ۸۹
- شکل ۴-۵۶- نمایش دودسته خراش بر روی سطح شکستگی در سازند لار ۸۹
- شکل ۴-۵۷- تصویری از مناظر نامتقارن بر روی شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر ۸۹
- شکل ۴-۵۸- شکستگی کششی بر روی سطح شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر ۹۰
- شکل ۴-۵۹- استریوگرام‌های داده‌های ایستگاه S3 ۹۲
- شکل ۴-۶۰- موقعیت شکستگی‌های برشی نسبت به گسل شرق آبشار ۹۲
- شکل ۴-۶۱- نمونه‌ای از شکستگی‌های شمال خاور- جنوب باختر در محدوده ایستگاه S3 ۹۳
- شکل ۴-۶۲- استریوگرام‌های داده‌های ایستگاه S4 ۹۴

- شکل ۴-۶۳- استریوگرام‌های داده‌های ایستگاه S5..... ۹۵
- شکل ۴-۶۴- شکستگی با روند شمال باختر- جنوب خاور بر روی سطح گسل کواترنری شاهرود..... ۹۶
- شکل ۴-۶۵- شکستگی کششی بر روی سطح شکستگی‌های هم روند با گسل کواترنری شاهرود..... ۹۷
- شکل ۴-۶۶- پله‌های گسلی بر روی سطح شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر..... ۹۷
- شکل ۴-۶۷- موقعیت شکستگی‌های برشی نسبت به گسل کواترنری شاهرود..... ۹۸
- شکل ۴-۶۸- استریوگرام‌های داده‌های ایستگاه S6..... ۹۹
- شکل ۴-۶۹- استریوگرام‌های داده‌های ایستگاه S7..... ۱۰۰
- شکل ۴-۷۰- نمونه‌ای از شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر در ایستگاه S6 و S7..... ۱۰۱
- شکل ۴-۷۱- تصویر صحرایی از شکستگی با روند شرقی- غربی..... ۱۰۱
- شکل ۴-۷۲- تصویر صحرایی از شکستگی با روند شمال باختر- جنوب خاور..... ۱۰۲
- شکل ۵-۱- رژیم استرس در ارتباط با حالت‌های مختلف لغزش گسل در مدل اندرسون..... ۱۰۷
- شکل ۵-۲- شکل هندسی بیضوی استرین..... ۱۰۹
- شکل ۵-۳- تصویر شماتیکی از سطح گسل و سطح حرکتی..... ۱۱۰
- شکل ۵-۴- مثال ساده‌ای از دو گسل و نتیجه اشتراک ربع P و T این گسل‌ها..... ۱۱۰
- شکل ۵-۵- چگونگی محدود کردن دو وجهی‌های کشش و فشارش..... ۱۱۱
- شکل ۵-۶- تعیین جهت محورهای اصلی تنش در بازه نو زمین ساختی در منطقه مطالعاتی..... ۱۱۳
- شکل ۵-۷- نمایش موقعیت محورهای σ_1 ، σ_2 و σ_3 در منطقه مطالعاتی..... ۱۱۳
- شکل ۶-۱- تصویر استریوگرافیک گسل کواترنری شاهرود و گسل F1..... ۱۲۱
- شکل ۶-۲- مقطع عرضی از گسل کواترنری شاهرود و گسل F1..... ۱۲۱
- شکل ۶-۳- نمایش مستهلک شدن گسل شرق آبشار شرقی در رسیدن به گسل F1..... ۱۲۲
- شکل ۶-۴- تصویر استریوگرافیک گسل کواترنری شاهرود و گسل شرق آبشار..... ۱۲۲
- شکل ۶-۵- طرح شماتیکی از گسل‌های محدوده مطالعاتی نسبت به گسل کواترنری شاهرود..... ۱۲۳
- شکل ۶-۶- نمودار گل سرخی کل شکستگی‌های برداشت شده از منطقه مطالعاتی..... ۱۲۴

- شکل ۶-۷- الگوی نمادین از موقعیت شکستگی‌های برشی نسبت به گسل کواترنری شاهرود..... ۱۲۶
- شکل ۶-۸- استریوگرام گسل کواترنری شاهرود و شکستگی‌های ریدل مرتبط با آن..... ۱۲۷
- شکل ۶-۹- نقشه ساختاری محدوده مورد مطالعه..... ۱۲۸
- شکل ۶-۱۰- تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک..... ۱۲۹
- شکل ۶-۱۱- نمایش نتایج بررسی‌های ورنانت و همکاران..... ۱۲۹
- شکل ۶-۱۲- نقشه تنش ایران تهیه شده توسط WSM..... ۱۳۰

عنوان	صفحه
جدول ۴-۱- داده‌های برداشت شده از سطح گسل راندگی شاهرود.....	۵۳
جدول ۴-۲- داده‌های برداشت شده از سطح گسل کواترنری شاهرود.....	۵۹
جدول ۴-۳- شکستگی‌های برشی برداشت شده از سطح گسل کواترنری شاهرود.....	۶۲
جدول ۴-۴- داده‌های برداشت شده از سطح گسل F1.....	۶۹
جدول ۴-۵- داده‌های برداشت شده از سطح گسل شرق آبشار.....	۷۳
جدول ۴-۶- شکستگی‌های برشی برداشت شده از سطح گسل شرق آبشار.....	۷۷
جدول ۴-۷- داده‌های برداشت شده از سطح گسل غرب آبشار.....	۸۰
جدول ۴-۸- شکستگی‌های برداشت شده از سطح گسل غرب آبشار.....	۸۲
جدول ۴-۹- مشخصات برداشت شده برای گسل‌های اصلی و فرعی در منطقه.....	۸۲
جدول ۴-۱۰- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S1.....	۸۵
جدول ۴-۱۱- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S2.....	۸۸
جدول ۴-۱۲- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S3.....	۹۱
جدول ۴-۱۳- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S4.....	۹۵
جدول ۴-۱۴- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S5.....	۹۶
جدول ۴-۱۵- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S6.....	۹۹
جدول ۴-۱۶- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S7.....	۱۰۰
جدول ۵-۲- موقعیت محورهای σ_1 ، σ_2 و σ_3	۱۱۵
جدول ۵-۱- داده‌های استفاده شده در تعیین تنش دیرین.....	۱۱۴
جدول ۶-۱- نمایش زاویه اصطکاک داخلی برای سنگ‌های با لیتولوژی‌های متفاوت.....	۱۲۵
جدول ۶-۲- تعیین زاویه بین شکستگی‌های برشی ثانوی و گسل کواترنری شاهرود.....	۱۲۵
جدول ۶-۳- موقعیت سطوح شکستگی نسبت به گسل اصلی منطقه.....	۱۲۶
جدول ۶-۴- مقایسه‌ی زاویه‌ی به‌دست‌آمده به دو روش صحرایی و تئوریک.....	۱۲۶

فصل اول

کلیات

پوسته زمین تحت تأثیر نیروهای مختلف از جمله وزن لایه‌ها، نیروی مغناطیسی، زمین‌ساختی و ... قرار دارد که در جهات مختلف بر آن وارد می‌شوند. در اثر اختلاف تنش حاصل از نیروها در جهات مختلف و متناسب با خصوصیات فیزیکی- مکانیکی، سنگ‌ها تغییر شکل داده و شکل جدیدی از توزیع تنش را به خود می‌گیرد (Goodman, 1989). در اثر این نیروها، ساختارهای مختلفی با مقیاس متفاوت ایجاد می‌گردد تا وضعیت تنش- کرنش به پایداری لازم برسد. اگر تنش‌های وارد بر لایه‌ها فراتر از حد مقاومت سنگ باشد شکستگی در سنگ‌ها ایجاد خواهد شد (Nelson, 1985).

شکستگی‌ها از رایج‌ترین ساختارها در پوسته بالایی زمین هستند که اکثراً توسط نیروهای زمین‌ساختی کنترل می‌شوند. امروزه تردیدی نیست که شکستگی، آشکارکننده تغییر شکل شکننده موجود در سنگ‌هاست که بررسی و مطالعه دقیق آن‌ها نه تنها در زمین‌شناسی ساختاری به منظور تعیین ماهیت شکستگی‌ها و ارتباط آن‌ها با تنش‌های ایجادکننده اهمیت دارد و تاریخچه‌ی ساختاری یک ناحیه را به نمایش می‌گذارد، بلکه در رشته‌های دیگر علوم و فنون مثل آب‌شناسی، معدن، نفت، عمران و... از مهم‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی می‌باشند. روابط میان شکستگی‌ها و عوامل ایجادکننده‌ی آن‌ها، ابزار مهمی را در اختیار زمین‌شناسان ساختمانی قرار می‌دهد که با استفاده از آن‌ها می‌توانند به وضعیت استرس و رفتار مکانیکی سنگ پی ببرند.

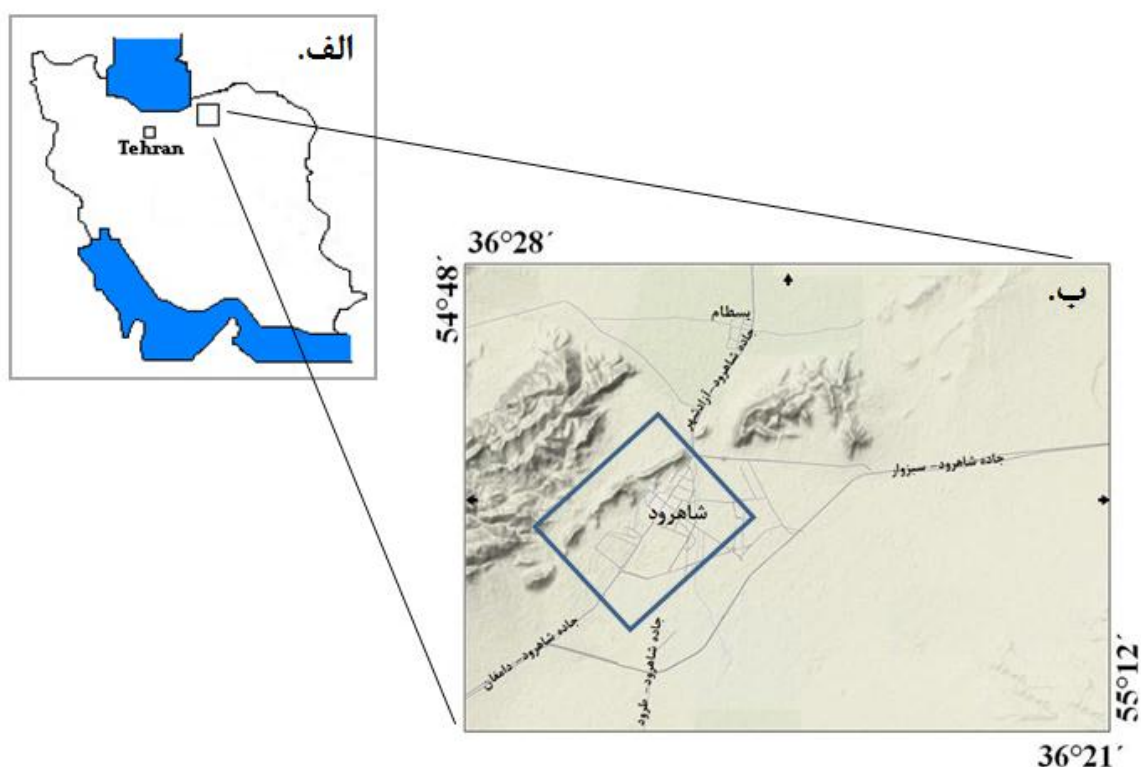
در این پژوهش نیز با انتخاب قسمتی از بخش جنوبی البرز خاوری سعی شده است تا با مطالعه، بررسی و جمع‌آوری دقیق‌تر گسل‌های موجود در واحدهای سنگی منطقه، نقش آن‌ها در تشکیل شکستگی‌ها و ارتباط هندسی آن‌ها با گسل‌های موجود ارائه شود و در نهایت با استفاده از این سطوح شکستگی، به بررسی وضعیت تنش در منطقه پردازیم.

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

محدوده مطالعاتی از نظر جغرافیایی، ارتفاعات مشرف به شهر شاهرود در خاور، شمال، شمال باختر و نیز جنوب باختری آن و محدود به طول‌های $54^{\circ}54'$ تا $55^{\circ}00'$ خاوری و عرض‌های $36^{\circ}22'$ تا $36^{\circ}26'$ شمالی می‌باشد. این محدوده از دیدگاه زمین‌شناسی، در نیمه جنوبی البرز خاوری که

بخشی از رشته کوه چین خورده- رانده البرز است قرار دارد. رشته کوه البرز به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا، مجموعه ارتفاعاتی به شکل خمیده به طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر را در شمال ایران تشکیل می دهد که با یک راستای عمومی خاوری- باختری از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد (Alavi, 1996).

خیابان های اصلی و فرعی شهر شاهرود چون خیابان شهید صدوقی- آبشار- مزار، خیابان رزمندگان اسلام، خیابان کاج، جاده سلامتی و ... از جمله راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه می باشند. راه های ارتباطی محدوده مطالعاتی در شکل ۱-۱ قابل مشاهده می باشد.



شکل ۱-۱- الف- نقشه ایران و نمایش موقعیت جغرافیایی شهر شاهرود ب- منطقه مطالعاتی که در مستطیل قرار گرفته است همراه با راه های ارتباطی آن (برگرفته از سایت اینترنتی www.chikojast.com).

۲-۱- آب و هوا

شاهرود در حدفاصل دو نوع آب و هوای خشک و کویری در جنوب و مرطوب و پرباران در شمال جای گرفته است که آب و هوایی مطبوع برای این شهر فراهم کرده و آن را در ردیف خوش آب و هواترین

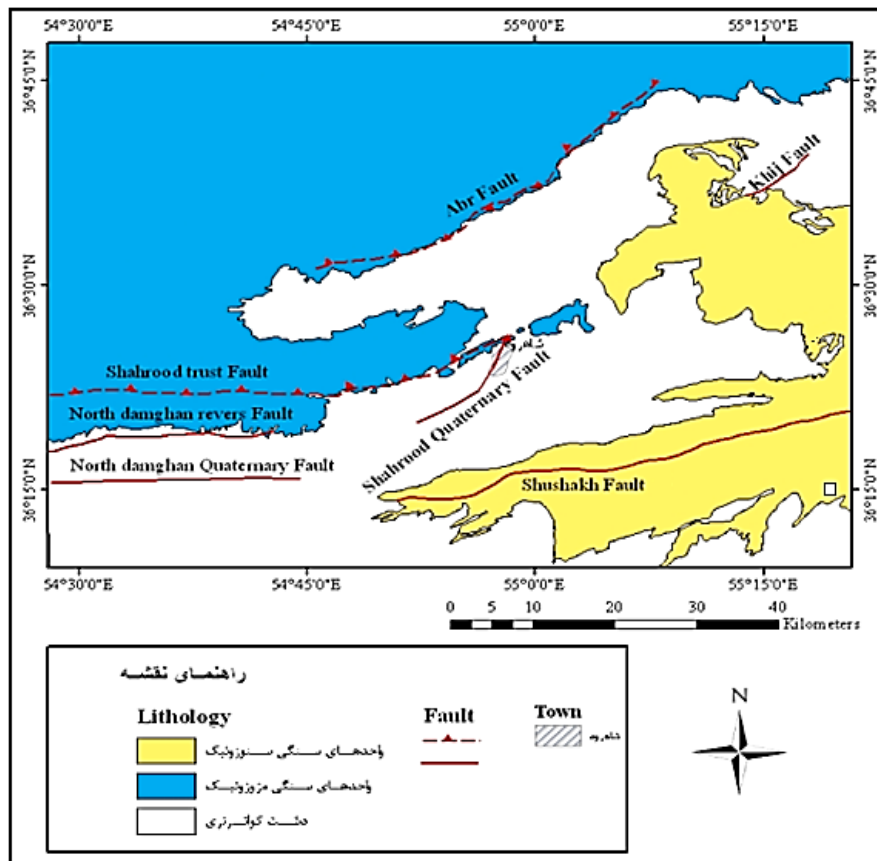
شهرهای ایران قراردادده است؛ بنابراین شاهرود آب‌وهوایی نیمه بیابانی با زمستان‌های سرد و خشک و تابستان‌های معتدل دارد. ریزش باران در آن کم و ناچیز بوده و از سالی به سال دیگر متغیر است. بخش اعظم بارندگی آن به صورت رگبارهای تند و موضعی در فصول زمستان و بهار است که باعث طغیان رودها شده و آب را به سرعت از دسترس خارج می‌کند و به‌سوی کویر مرکزی روانه می‌سازد. میانگین بارش سالانه شاهرود، ۱۶۶.۶ میلی‌متر و متوسط دمای سالیانه ۱۴.۸ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. باد غالب شاهرود، شمال شرقی است که از اسفندماه شروع شده و سرعت و شدت آن کم‌کم رو به افزایش گذاشته و در تابستان به حداکثر می‌رسد.

۱-۳- موقعیت زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

شهر شاهرود در دامنه جنوبی ارتفاعات البرز خاوری و بر روی نهشته‌های کواترنری بنا شده است. این نهشته‌ها، مخروط افکنه‌های مارنی و سیلتی-ماسه‌ای هستند که از دره‌های عرضی بالادست خود در ارتفاعات البرز تغذیه می‌شوند. نزدیک‌ترین واحدهای سنگی نسبت به شهر شاهرود، رخنمون‌های دوران دوم هستند که شامل سازندهای شمشک، دلیچای و لار در شمال، شمال باختر و شمال خاوری آن است. آبشار مصنوعی و جاده معروف به سلامتی در دامنه جنوبی این واحدها احداث شده است. نزدیک‌ترین گسل‌ها نسبت به شهر شاهرود که تاکنون شناخته شده‌اند، گسل‌هایی هستند که در نقشه‌های زمین‌شناسی چهارگوش گرگان (شهرابی و همکاران، ۱۳۶۹) و ورقه شاهرود (وزیری و مجیدی فر، ۱۳۸۰) نشان داده شده‌اند.

یکی از این گسل‌ها که آثار آن در آهک‌های مزوزوئیک شمال شهر دیده شده است، در ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ شاهرود، راندگی شاهرود نام‌گرفته است. این گسل در واقع ادامه خاوری گسل طزره است که خود ادامه خاوری گسل آستانه است.

گسل‌های شوشخ، خبیج و ادامه خاوری گسل کواترنری شمال دامغان و گسل کواترنری شاهرود که اولین بار در این پژوهش شناسایی و نام‌گذاری می‌شود، پس از راندگی شاهرود نزدیک‌ترین گسل‌هایی هستند که به ترتیب در جنوب، شمال و باختر شاهرود شناسایی شده‌اند (شکل ۱-۲).

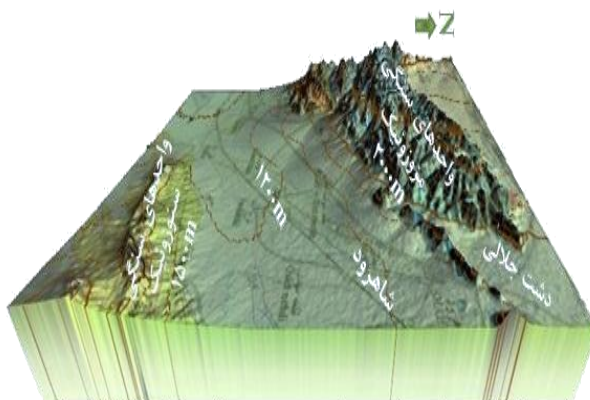


شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شده از رخنمون واحدهای سنگی- رسوبی در پیرامون شهر شاهروود و نزدیک‌ترین گسل‌های شناخته‌شده در اطراف این شهر با اقتباس از نقشه زمین‌شناسی چهارگوش گرگان (شهرابی و همکاران، ۱۳۶۹)

۴-۱- ریخت‌شناسی شاهروود

شهر شاهروود میان دو ایالت زمین‌ساختی مختلف (البرز و ایران مرکزی) قرار گرفته است. این محدوده از نگاه ریخت‌شناسی، شامل نواحی مرتفع و بخش‌های پست می‌باشد، بطوریکه واحدهای سنگی مزوزوئیک شامل سازندهای شمشک، دلیچای و لار ارتفاعات شمالی را تشکیل داده‌اند. این واحدهای سنگی که بخشی از ارتفاعات جنوبی البرز خاوری بوده و در شمال و شمال باختر شهر شاهروود رخنمون دارند، نزدیک‌ترین واحدهای سنگی نسبت به شهر شاهروود هستند. ارتفاعات جنوبی آن که بخشی از ایالت زمین‌ساختی ایران مرکزی است، نسبت به مرکز شهر، حدود ۱۳ کیلومتر فاصله دارند و متشکل از لایه‌های رسوبی غالباً تخریبی سازند قرمز بالایی و هزاردره است. دشت جلالی که در

بخش شمالی محدوده مطالعاتی قرار دارد و نیز بخش‌های جنوبی محدوده مطالعاتی که شهر شاهرود بر روی آن بنا شده است نواحی پست را تشکیل می‌دهند که عمدتاً توسط نهشته‌های کواترنری پوشیده شده‌اند. ریخت‌شناسی پیرامون شاهرود به صورت سه بعدی از تلفیق نقشه زمین‌شناسی و داده‌های ماهواره‌ای از نوع SRTM در نرم افزار Global Mapper شبیه سازی شده و در شکل ۱-۳ نشان داده شده است.



شکل ۱-۳- تصویری سه بعدی از شهر شاهرود و پیرامون آن به منظور نمایش ریخت زمین ساخت منطقه، ترکیبی از نقشه زمین‌شناسی گرگان با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ و داده‌های SRTM به همراه نقشه توپوگرافی منطقه.

۱-۵- تاریخچه مطالعات پیشین

در این ناحیه بررسی‌های زمین‌شناسی به صورت کلی بوده و به جزئیات ساختاری پرداخته نشده است. از جمله مطالعات انجام شده در این منطقه می‌توان به نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ شاهرود (وزیری و مجیدی فر، ۱۳۸۰) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ گرگان (شهرابی و همکاران، ۱۳۶۹) اشاره کرد که در آن اطلاعات زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه نشان داده شده است. مطالعات دیگری نیز در منطقه صورت گرفته که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

- شفیع‌زاده و همکاران (۱۳۸۵)، در پژوهش خود بر روی سازند دلیچای در باختر شاهرود بر اساس مطالعه‌ی آمونیت‌ها سن باژوسین- آکسفوردین را برای این سازند پیشنهاد داده و محیط ته‌نشست سازند دلیچای را به بخش‌های ژرف‌دریای باز نسبت داده‌اند.

- حیدری و همکاران (۱۳۸۸)، در پژوهش خود خطر ریزش سنگی در ارتفاعات مشرف بر مناطق مسکونی و محل‌های تفریحی شمال شهر شاهرود را مورد بررسی قرار دادند و نهایتاً با برون‌یابی مسافت‌های حرکت بلوک‌های ریزشی در هر مقطع، نقشه پهنه خطر منطقه را تهیه کردند.
- اعراب و همکاران (۱۳۸۸)، در پژوهش خود آثار دگرریختی کواترنری در باختر شاهرود را مورد بررسی قرار دادند. ناگفته نماند که گسل راندگی شاهرود که در نقشه نام‌گذاری شده است ادامه شمال خاوری گسلی است که اعراب و همکاران (۱۳۸۸) جنبش کواترنری آن را به اثبات رسانده‌اند.
- راد فر و همکاران (۱۳۹۰)، در برداشت‌های صحرائی خود در حاشیه جنوبی البرز خاوری- شاهرود، به تحلیل هندسی چین‌خوردگی تپال پرداختند و در مطالعات خود بیان داشتند که این ساختار در اثر کوتاه‌شدگی البرز خاوری با فشارش شمالی- جنوبی و همچنین عملکرد گسل‌های اصلی سامانه گسلی شاهرود ایجاد شده است. همچنین بیان داشتند که چین‌های با روند خاوری- باختری در این منطقه مرتبط با گسلش می‌باشند.

۱-۶- تعریف مسئله و اهداف تحقیق

البرز، ناحیه‌ای با دگرریختی فعال در پهنه برخورد عربی- اوراسیا می‌باشد که به سه بخش اصلی البرز خاوری، البرز مرکزی و البرز باختری تقسیم شده است. البرز خاوری نواحی کوهستانی از حوالی شمال خاوری شهر سمنان تا ابتدای کوه‌های کپه‌داغ را به وسعتی حدود ۴۰۰ کیلومتر در برمی‌گیرد. با توجه به اینکه نوار شمال- شمال باختری شاهرود بر روی دامنه جنوبی ارتفاعات البرز شرقی قرار دارد، مطالعه شکستگی‌های این واحدها اعم از درزه‌ها و گسل‌ها ضروری به نظر می‌رسد، به‌علاوه ارزیابی گسل‌ها در این منطقه می‌تواند خطرات لرزه‌خیزی این گسل‌ها را بر روی شهر شاهرود مشخص نماید. ساختارهای منطقه مورد مطالعه، همانند اکثر بخش‌های البرز خاوری، از روند شمال خاوری- جنوب باختری پیروی می‌کنند. واحدهای سنگی مزوزوئیک شامل سازندهای شمشک، دلیچای و لار در ارتفاعات شمال- شمال باختری شاهرود رخنمون دارند. این واحدهای چین‌خورده دارای شکستگی‌هایی با روندهای متفاوت می‌باشند. از بارزترین روندهای شکستگی که در مطالعات قبلی

شناسایی شده و در مطالعه کنونی نیز به آن اشاره شده است، عبور گسلی با روند تقریباً شرقی- غربی است که در ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ شاهرود راندگی شاهرود نام گرفته است. این گسل در واقع ادامه خاوری گسل طزره است که خود ادامه خاوری گسل آستانه است. علاوه بر آثار راندگی شاهرود، گسله‌ی دیگری در مطالعات صحرایی مشاهده شد که در بهترین رخنمون، سطح گسل موقعیت $N38^{\circ}E, 81^{\circ}NW$ را دارد. این گسل که گسل کواترنری شاهرود نام‌گذاری شده است، برای اولین بار در این پژوهش شناسایی و معرفی می‌شود. مطالعات قبلی بر روی منطقه، عبور گسل‌هایی را با روند شمال خاوری - جنوب باختری تأیید می‌کند اما بررسی تفصیلی بر روی این گروه از شکستگی‌ها در منطقه انجام نشده است. لذا هدف از این تحقیق، ارزیابی دقیق گسل‌های موجود در این واحدها و نقش آن‌ها در تشکیل شکستگی‌ها، مدل کردن شکستگی‌های منطقه و بررسی ارتباط هندسی آن‌ها با گسل‌های موجود و نیز بررسی میدان تنش با استفاده از آثار لغزشی موجود بر روی سطوح شکستگی است.

۱-۷- روش انجام تحقیق

روش کار در این پژوهش، شامل موارد زیر می‌باشد:

- ۱- جمع‌آوری و بررسی مطالعات انجام‌شده قبلی در منطقه مطالعاتی.
- ۲- مطالعه منابع مرتبط با موضوع پایان‌نامه؛ اعم از مقالات، کتاب‌ها، پایان‌نامه‌ها.
- ۳- بررسی داده‌های دورسنجی منطقه؛ شامل تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی ۱:۲۰,۰۰۰ و ۱:۵۰,۰۰۰ مربوط به منطقه مطالعاتی جهت شناسایی و تشخیص ساختارهای منطقه مورد مطالعه.
- ۴- انجام مطالعات صحرایی به منظور اندازه‌گیری‌های ساختاری شامل برداشت شکستگی‌ها در محدوده مطالعاتی به منظور شناسایی آثار گسلش سطحی و تعیین سمت حرکت گسل‌ها بر اساس شواهد ریخت‌شناسی سطح گسل، لازم به ذکر است که نحوه بیان موقعیت عناصر ساختاری صفحه‌ای به صورت شیب و جهت شیب (Dip, Dip Direction) و عناصر خطی به صورت میل و جهت میل (Plunge, Plunge Direction) می‌باشد.

۵- تحلیل داده‌های ساختاری بدست آمده از برداشتهای صحرایی از جنبه هندسی و جنبشی گام بعدی بوده است. این داده‌ها در تعیین تنش دیرین به روش دووجهی، به کار گرفته شده است. در این بخش از نرم افزارهایی مانند: T-Tecto, Win-Tensor, Dips, Tectonics FP و... استفاده شده است.

۶- تدوین پایان نامه و تهیه نقشه ساختاری از منطقه مورد مطالعه. در تهیه نقشه، از نقشه‌های زمین‌شناسی موجود مانند نقشه زمین‌شناسی شاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ (وزیری و مجیدی فر، ۱۳۸۰) و چهارگوش گرگان با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ (شهرابی و همکاران، ۱۳۶۹) به عنوان نقشه پایه استفاده شده و یافته‌های جدید ساختاری بر روی آن اضافه شده است. در این بخش از نرم‌افزارهای مرتبط مانند: Arc GIS, Global Mapper و ... استفاده شده است.

فصل دوم

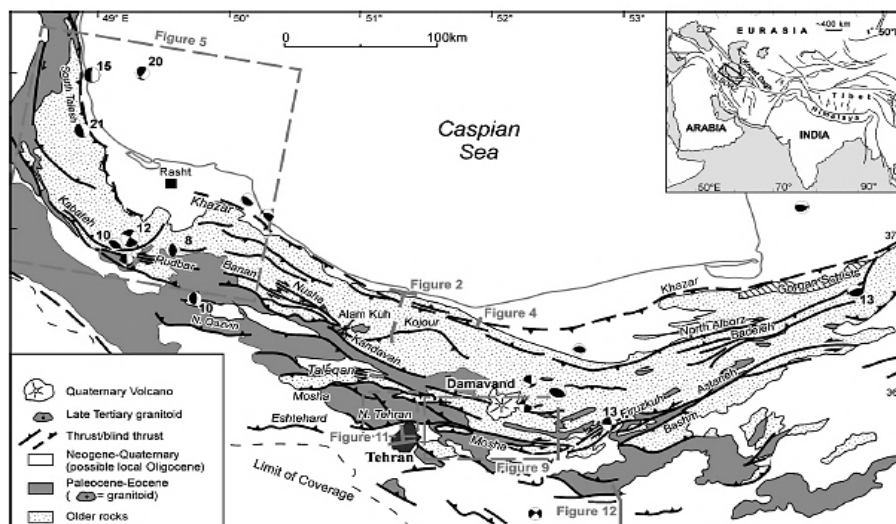
زمین شناسی عمومی

با توجه به اینکه ناحیه مورد مطالعه در واحد رسوبی - ساختاری البرز و در حاشیه جنوبی البرز خاوری قرار دارد بر این اساس در این فصل ابتدا کلیاتی در مورد البرز به شرح زیر خواهیم داشت و سپس چینه‌شناسی منطقه مطالعاتی مورد بحث قرار می‌گیرد.

۱-۲- واحد زمین‌ساخت - رسوبی البرز

پهنه رسوبی - ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال ایران، ناحیه‌ای با دگرشکلی فعال در زون برخوردی اوراسیا - عربی می‌باشد که به صورت رشته‌کوه‌هایی به شکل V باز در حاشیه جنوبی حوضه خزر، در یک راستای عمومی خاوری - باختری و نسبتاً پیچ و خم‌دار (شکل ۱-۲)، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد (آقناباتی، ۱۳۸۳).

این رشته‌کوه نمونه بسیار خوبی از همزمانی دگرشکلی‌های فشارشی و امتداد لغز می‌باشد. همچنین می‌توان آن را به عنوان یک کمربند یا نوار راندگی به همراه چین‌خوردگی‌های غیرفعال دانست که از تأثیر مؤلفه کوتاه شدگی مایل ایجاد شده است (Allen et al, 2003).



شکل ۱-۲ - تصویری از رشته‌کوه البرز در شمال ایران (برگرفته از Allen et al, 2003).

گانسر (Ganser, 1962) کوه‌های البرز را جزئی از بخش شمالی کوهزایی آلپ - هیمالیا در آسیای غربی می‌داند که از شمال به حوضه فرورفته خزر و از جنوب به فلات مرکزی ایران محدود می‌شود.

اشتوکلین (Stocklin, 1974) مرز شمالی البرز را محدود به زمین‌درز تتیس کهن می‌داند که از

برخورد سنگ کره قاره‌ای البرز با سنگ کره توران در تریاس پسین به وجود آمده است. حد جنوبی البرز چندان روشن نیست، گسل تبریز (علوی، ۱۹۹۱)، آنتی البرز (ریویه، ۱۹۴۱)، گسل گرمسار (بربریان، ۱۳۷۵)، گسل سمنان (نبوی، ۱۳۵۵) و گسل عطاری (علوی نائینی، ۱۹۷۲) مرز جنوبی البرز دانسته شده‌اند. ولی چنین به نظر می‌رسد که گذر از پهنه ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی باشد (آقابات، ۱۳۷۷). از نظر کوه نگاری، مرز باختری البرز تا قفقاز کوچک و مرز خاوری آن تا کوه‌های پاراپامیسوس افغانستان گسترش دارد (علوی، ۱۹۹۱).

علوی بر اساس مشاهدات خود در سال ۱۹۹۶ ساختار البرز را در قالب ساختارهای دوپلکس از نوع Antiformal Stack در نظر گرفته است. اما دیگر زمین‌شناسان همچون (Stocklin, 1974) (Allen et al, 2003)، (Nazari, 2006)، (Shahidi, 2008) و... برای این پهنه ساختاری در شمال ایران، معتقد به مدلی چون ساختارهای گل ساخت هستند و بر همین اساس، تاکنون برش‌های ساختاری گوناگونی با اندکی تغییرات نسبت به مدل اولیه (Stockline, 1974) بازسازی و ارائه شده است. براین اساس، رشته کوه البرز متشکل از چین‌ها و گسل‌های راندگی با دو سوی حرکتی است (به سوی حوضه خزر جنوبی در شمال و به سوی بلوک ایران مرکزی در جنوب). گسل‌های راندگی موجود در بخش شمالی به سوی جنوب شیب دارند و برعکس، گسل‌های موجود در بخش جنوبی دارای شیب به سوی شمال هستند که بیانگر یک ساختمان گل مثبت است.

گسل‌های راست‌الغز و راندگی در کوه‌های البرز به فراوانی دیده می‌شوند. این گسل‌ها اکثراً به موازات کوه‌ها هستند و بیشتر چین‌ها نیز با فعالیت دوباره این گسل‌ها شکل گرفته‌اند. گسل‌های اصلی راندگی و امتداد لغز روند خاوری- باختری تا شمال خاوری- جنوب باختری دارند که به ترتیب در بخش‌های باختری- مرکزی و خاوری البرز قرار گرفته‌اند. این گسل‌های موازی با رشته کوه شیب تندی دارند. این شیب زیاد، بیانگر آن است که بیشتر گسل‌های راندگی، همان گسل‌های عادی کهن هستند که در زمان نئوژن و کواترنری دوباره فعال شده‌اند (شهیدی و همکاران، ۱۳۸۸). به ظاهر، سرگذشت ساختاری و چین‌های البرز در همه جا یکسان نیست و بر این اساس از نظر ساختمانی رشته کوه البرز از شرق به

غرب به سه بخش اصلی تقسیم می‌شود که عبارت‌اند از:

۱- زون البرز شرقی، این زون از گسل سمنان تا نواحی شمالی مشهد را شامل می‌شود و ادامه آن به هندوکش غربی در افغانستان می‌پیوندد. کپه داغ و بینالود جزء این بخش هستند.

۲- زون البرز مرکزی، این زون از سمنان تا قزوین امتداد دارد.

۳- زون البرز غربی از قزوین به طرف غرب ایران ادامه می‌یابد.

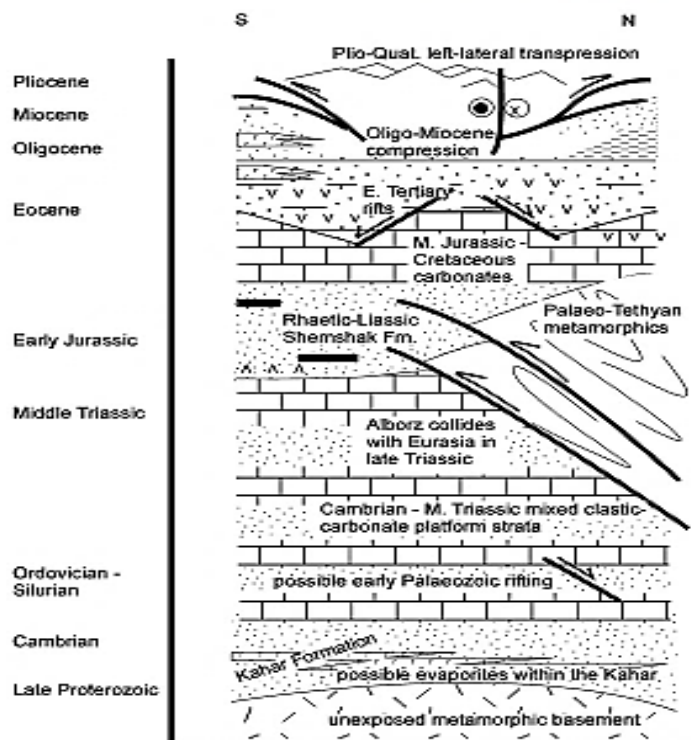
در زون البرز شرقی محور ساختمان‌ها دارای امتداد NE-SW و موازی با گسل بزرگ کویر است. در حالی که در زون البرز غربی، محور ساختمان‌ها دارای امتداد SE-NW بوده که کاملاً موازی با بخش شمالی راندگی اصلی زاگرس، گسل زنجان و امتدادهای ساختمانی قفقاز کوچک و بزرگ است. این دو روند متفاوت ساختاری در البرز مرکزی به هم می‌رسند که یک محل بحرانی را در رشته‌کوه البرز به وجود آورده است. جالب توجه آن است که دقیقاً در محل تلاقی همین دو امتداد است که آتش‌فشان بزرگ دماوند برپاشده است. علاوه بر این در مطالعات بر روی البرز مشخص شد که حاشیه شمالی البرز با دامنه‌های جنوبی آن اختلاف زیادی دارد، بر این اساس در طبقه‌بندی دیگر بر روی البرز، ساختارهای اصلی در البرز از شمال به سمت جنوب به صورت:

۱- البرز شمالی

۲- البرز جنوبی، توصیف می‌شوند.

خط تقسیم آب دامنه‌های شمالی و جنوبی البرز، مرز جدایش البرز شمالی و البرز جنوبی است. راندگی‌هایی که در بخش شمالی البرز قرار دارند به سمت جنوب شیب دارند و حرکت فرادیواره به سمت شمال است. در حالی که راندگی‌ها در دامنه جنوبی، شیبی به سمت شمال دارند و حرکت فرادیواره به سمت جنوب است (شکل ۲-۲). ساختارهای زمین‌شناختی البرز بیشتر از نوع چین‌های ملایم و ناهم‌هنگ با روند همگانی خاوری-باختری است. گفتنی است که در شکل‌گیری ساختارهای چین‌خورده‌ی البرز عواملی مانند برخورد صفحه ایران و توران، عملکرد گسلش‌های راندگی و سرانجام عملکرد گسل‌های امتدادلغز شمال باختری- جنوب خاوری در البرز باختری و شمال خاوری- جنوب

باختری در البرز خاوری، نقش دارند. بررسی دیرینه جغرافیای البرز نشان می‌دهد که رسوبات پالئوزوئیک دامنه شمالی ستبرترند و در پاره‌ای نقاط همچون آمل و کندوان ناپیوستگی رسوبی میان سنگ‌های پرمین و تریاس در کمترین اندازه است. در ضمن ستبرای رسوبات زغال دار تریاس بالا-ژوراسیک میانی در دامنه شمالی چندین برابر دامنه جنوبی است و سنگ‌های کرتاسه بالایی حجم قابل توجهی سنگ‌های آتشفشانی دارند. این نکته‌ها نشان می‌دهد که در زمان‌های پالئوزوئیک-مزوزوئیک حوضه رسوبی دامنه شمالی البرز عمیق‌تر از دامنه جنوبی بوده است (آقنابتی، ۱۳۸۳). درحالی‌که از سنوزوئیک به بعد شرایط دیرینه جغرافیا تغییر پیدا کرده و در اثر کوهزایی اواخر کرتاسه (لارامید)، برجستگی‌هایی در البرز شمالی به وجود آمد، بطوریکه البرز شمالی در ترشیری از آب بیرون بوده و فاقد رسوب است و درحالی‌که در دامنه شمالی گسلش، راندگی و فراخاست روی داده، در دامنه جنوبی البرز دریای پسرونده، کم‌ژرفا و در حال فرونشستی وجود داشته است که در آن چند هزار متر انباشته‌های آذرآواری-تخریبی همزمان با کوهزایی و توالی ستبری از رسوب‌های دریایی پالئوژن و نهشته‌های قاره‌ای نئوژن برجای نهاده شده است (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲- شکل نمادین و ساده‌ای از توالی رسوبی و زمین‌ساخت البرز (Allen et al, 2003).

۲-۲-۲- چینه‌شناسی

بر اساس نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته پیشین، به‌ویژه نقشه‌های زمین‌شناسی شاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ (وزیری و مجیدی‌فر، ۱۳۸۰) و چهارگوش گرگان با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ (شهرابی و همکاران، ۱۳۶۹) و همین‌طور مطالعات صحرایی نگارنده، می‌توان رخنمون‌هایی از سازندهای شمشک، دلیچای و لار متعلق به مزوزوئیک را در منطقه مورد مطالعه دید که در دامنه جنوبی و شمالی آن‌ها مخروط افکنه‌های کواترنری تشکیل شده‌اند.

۲-۲-۲-۱- سازند شمشک

سازند شمشک به سن ژوراسیک زیرین قدیمی‌ترین واحد سنگی در محدوده مطالعاتی است. آسترئو (Assereto, 1966) برش الگوی این سازند را در شمال تهران در بالادست دره روته، در شمال گردنه لازیم معرفی نمود. وی این سازند را به چهار بخش تقسیم کرد که به ترتیب از پایین به بالا شامل ماسه‌سنگ پایینی، سری ذغال‌دار پایینی، ماسه‌سنگ بالایی و سری ذغال‌دار بالایی می‌باشد. این سازند در نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ شاهرود بر اساس تنوع سنگ‌شناسی به چهار واحد تقسیم شده است. در منطقه مورد مطالعه، سازند شمشک متشکل از شیل سیاه‌رنگ زغال‌دار و ماسه‌سنگ سبزرنگ است که در زیر سازند لار با سطح تماس گسله قرار گرفته است. این رخنمون را در مجاورت مقبره شهدای گمنام با مختصات 40.73° $57'$ $54''$ درجه خاوری و 36° $26'$ $00.98''$ درجه شمالی می‌توان دید (شکل ۲-۳).

۲-۲-۲-۲- سازند دلیچای

در ژوراسیک میانی تا بالایی پیشروی گسترده دریا، سبب به وجود آمدن محیط غالباً دریایی و در نتیجه رسوب‌گذاری سازندهای کربناتی شده است. از جمله‌ی این سازندها می‌توان به سازند دلیچای اشاره کرد. نام این سازند از رودخانه دلیچای در خاور شهرستان دماوند گرفته شده است. ضخامت این سازند در مقطع تیپ ۱۰۷ متر است و شامل آهک مارنی تا ماسه‌ای نازک لایه به رنگ سبز خاکستری

با بین لایه‌هایی از شیل مارنی است. در بخش قاعده این سازند الیت‌های آهکی با قله‌های لیمونیتی و گاهی ترک‌های گلی را می‌توان مشاهده کرد (درویش زاده، ۱۳۷۰). مطالعات محیط رسوبی نشان می‌دهد که سازند دلیچای با یک رخساره ساحلی شروع شده و عمدتاً رخساره‌های آن مربوط به ناحیه نیمه عمیق دریا است.

سازند دلیچای در محدوده مطالعاتی (شکل ۲-۴) از تناوب مارن نازک لایه به رنگ سبز تا خاکستری روشن و سنگ‌آهک‌های سخت به رنگ خاکستری روشن و گاهی چرت‌دار تشکیل شده است. سازند لار (فاقد مارن) مرز بالایی این سازند را تشکیل می‌دهد. وجود مارن در سازند دلیچای سبب شده که این سازند نسبت به فرسایش مقاومت کمتری داشته باشد و توپوگرافی ملایم‌تری نسبت به سازند لار از خود نشان دهند. از فسیل‌های مشاهده شده در این سازند در محدوده مطالعاتی می‌توان به آمونیت‌ها که شاخص سنی ژوراسیک هستند اشاره کرد (شکل ۲-۶-الف).

۲-۳- سازند لار

سنگ‌آهک‌های ژوراسیک فوقانی در نواحی وسیعی از البرز، بر روی نهشته‌های زود فرسای ژوراسیک میانی (سازند دلیچای) و یا رسوبات ذغال‌دار شمشک قرار دارد. آسرتو (Assereto, 1966) با استفاده از نام دره لار در البرز مرکزی، نام سازند لار را بر روی این سنگ‌آهک‌ها نهاده است. متوسط ضخامت سازند لار حدود ۲۵۰ متر است ولیکن در دره لار (ناحیه الگو) ضخامت بیشتر از ۳۵۰ متر هم مشاهده شده است. این سازند در برش الگو شامل آهک‌های میکریتی تا توده‌ای به رنگ خاکستری روشن و نیز حاوی ندول‌های چرتی به رنگ سفید تا بنفش کم‌رنگ است. مطالعه محیط رسوبی سازند لار نشان می‌دهد که سازند لار در محیط سدی، لاگونی و پهنه جزرومدی تشکیل شده و یک رخساره کم‌عمق دریایی است (گیاهی یزدی، ۱۳۷۸). با بررسی تغییرات عمودی رخساره‌های سازندهای دلیچای و لار می‌توان نتیجه گرفت که از زمان ژوراسیک میانی تا ژوراسیک بالایی، پسروری دریا موجب شده تا رخساره‌های کم عمق سازند لار بر روی رخساره‌ی عمیق سازند دلیچای راسب شوند (گیاهی یزدی، ۱۳۷۸). این سازند در محدوده مطالعاتی (شکل ۲-۵) قله و بخش‌های مرتفع را به خود

اختصاص داده و از سنگ‌آهک‌های خاکستری روشن که در قسمت‌های فوقانی خود دارای ندول‌های چرت فراوان هستند تشکیل شده است (شکل ۲-۶-ب). این سنگ‌آهک‌ها ابتدا ضخیم لایه بوده که تدریجاً به سنگ‌آهک‌های توده‌ای و دیواره ساز تبدیل می‌شوند. همچنین این آهک‌ها در برابر فرسایش مقاوم‌اند و به همین دلیل صخره ساز بوده و توپوگرافی تند و ظاهر خشنی ایجاد نموده‌اند.



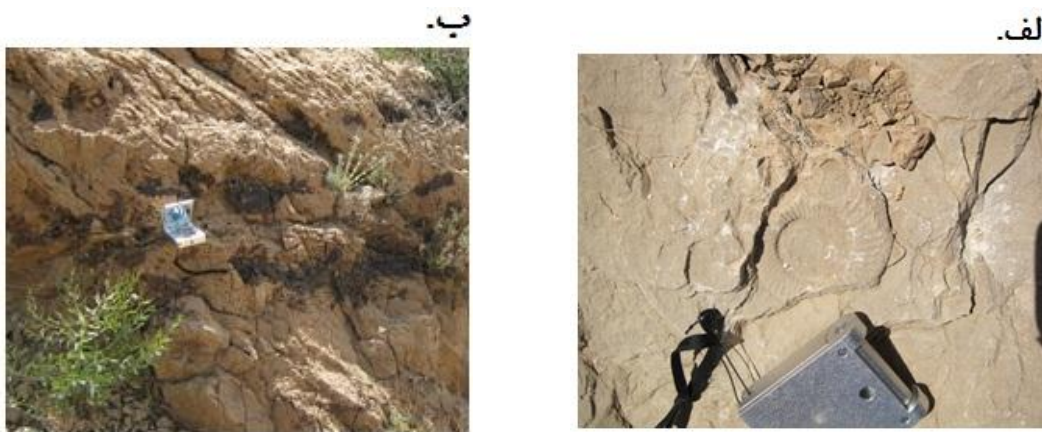
شکل ۲-۳- رخنمونی از واحد سنگی شمشک در کوه‌های شمال شاهرود، ارتفاعات مشرف به آرامگاه شهدای گمنام (دید عکس به سمت شمال).



شکل ۲-۴- رخنمونی از سازند دلیچای در کوه‌های شمال شاهرود (دید عکس به سمت شرق).



شکل ۲-۵- رخنمونی از واحد سنگی لار در کوه‌های شمال شاهرود (دید عکس به سمت شمال خاور).



شکل ۲-۶-الف- تصویری از فسیل آمونیت در سازند دلیچای، ب- حضور ندول‌های چرت در سازند لار.

۲-۲-۴- نهشته‌های کواترنری

رسوبات کواترنری، تنها واحدهای رسوبی سنوزوئیک این ناحیه را تشکیل می‌دهند. این نهشته‌ها که چین نخورده بوده و جوان‌ترین رسوبات در محدوده مطالعاتی هستند به شرح زیر می‌باشند:

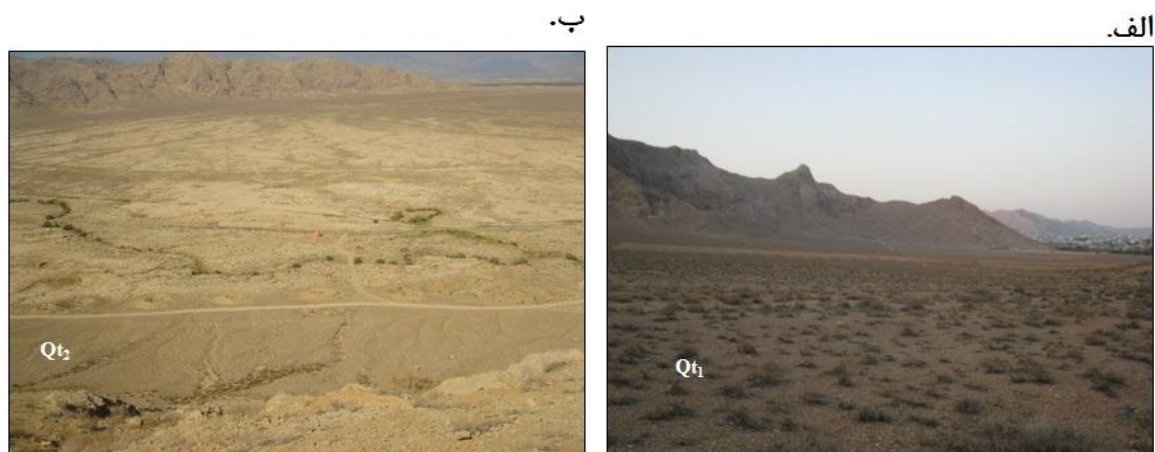
پادگانه‌های آبرفتی قدیمی

پادگانه‌های آبرفتی قدیمی از مارن‌های ماسه‌ای تشکیل شده‌اند. قسمتی از بخش شمالی و گستره وسیعی از بخش جنوبی منطقه مطالعاتی توسط این نهشته‌ها پوشیده شده است (شکل ۲-۷-الف). این نهشته‌ها در نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مطالعاتی در شکل ۲-۹ با کوتاه نوشت Qt_1 نشان داده شده‌اند.

پادگانه‌های آبرفتی جوان

در بخش شمالی منطقه مطالعاتی دشت مسطح و پستی به نام دشت جلالی قرار دارد، این واحد که شامل پادگانه‌های آبرفتی جوان و رسوبات رودخانه‌ای است در این دشت نهشته شده است (شکل ۲-۷-ب). این نهشته‌ها در نقشه زمین شناسی تهیه شده از منطقه مطالعاتی که در شکل ۲-۹ قابل مشاهده می‌باشد با کوتاه نوشت Qt_2 نشان داده شده‌اند.

ستون چینه نگاری سازندهای رخنمون یافته دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، در منطقه مورد مطالعه، در شکل ۲-۸ و نقشه زمین شناسی محدوده مطالعاتی در شکل ۲-۹ آورده شده است.



شکل ۲-۷- نهشته‌های آبرفتی کهن (Q_1) - نهشته‌های آبرفتی جوان (Q_2) در دشت جلالی

Eratem	System	Seri	Formation	Lithology	Description
Mesozoic	Jurassic	Upper	Lar		Light grey massive limestone.
		Middle	Dalichay		Light green marl with intercalation grey limestone.
		Lower	Shemshak		Alternation of black shale and green sandstone.

شکل ۲-۸- ستون چینه‌شناسی مربوط به سازندهای دوران مزوزوئیک (بدون مقیاس).

Geological Map of Northe's shahrood

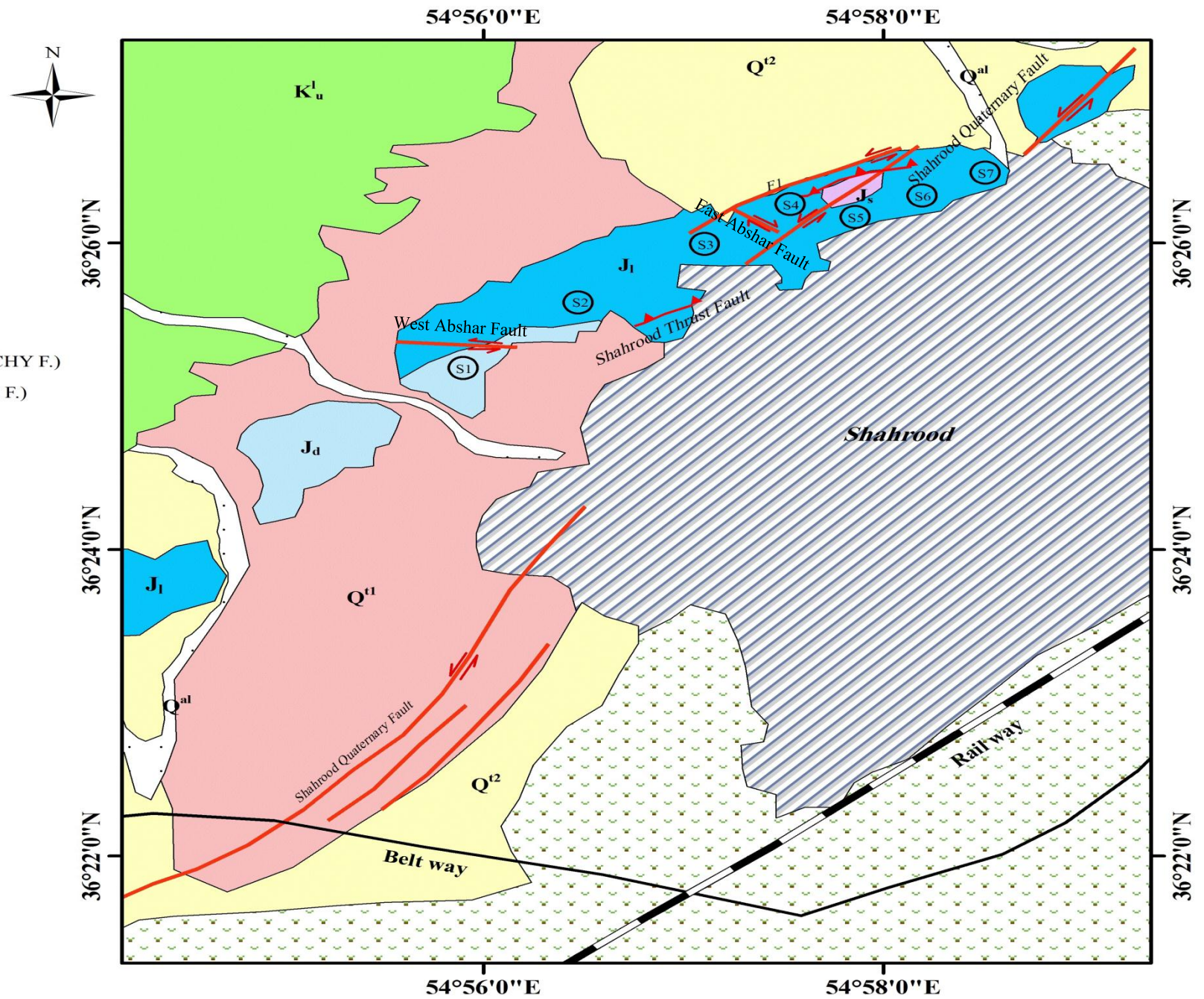
LEGEND

CENOZOIC	QUATERNARY	Q ^{al}	Recent alluvium and river beds.	
		Q ^{t1}	Young terraces and alluvial deposite.	
		Q ^{t2}	Old terraces and gravel marl.	
MESOZOIC	CRITACE	K ^{1u}	Alternation of light grey limestone and green marl.	
		J ₁	Light grey massive limestone(LAR F.)	
	JURASSIC	M	J _d	Light green marl with intercalation of grey limestone(DALICHY F.)
		L	J _s	Alternation of black shale and green sandstone(SHEMSHAK F.)
	TRIASSIC			

SYMBOLS

- Contact
- Thrust Fault
- Strike Slip Fault
- Belt way
- Railway
- Cultivated Land
- Town

Scale: Km



شکل ۲-۹- نقشه زمین‌شناسی محدوده شاهرود و منطقه مطالعاتی (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ وزیری و مجیدی فر ۱۳۸۰).

فصل سوم

تاریخچه مطالعات روی شکستگی ها

واژه شکستگی (Fracture) یک اصطلاح کلی است که همه سطوح انفصال ثانوی ایجاد شده در سنگ‌ها را در برمی‌گیرد و از اصطلاح لاتین Fractus به معنی شکسته شده (Broken)، اقتباس شده است (Twiss&Moore, 1992).

شکستگی‌ها از معمول‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی هستند که بر اثر گسیختگی شکننده در سنگ‌ها ایجاد می‌شوند. در امتداد سطوح شکستگی چسبندگی بین اجزاء تشکیل دهنده سنگ کاهش یافته یا از بین می‌رود (Twiss&Moore, 1992). این ساختارها از نظر اندازه، تغییرات وسیعی دارند و از خطواره‌های بسیار بزرگ به طول صدها یا هزاران کیلومتر تا درزه‌های بسیار کوچک به طول یک میلی‌متر، تغییر می‌کنند. آن‌ها با کنترل شکل سیستم آبراهه‌ها، دریاچه‌ها و خطواره‌های قاره‌ای به شدت بر مورفولوژی سطح زمین تأثیری گذارند. بررسی ماهیت این شکستگی‌ها و ارتباط آن‌ها با تنش‌های ایجادکننده، به منظور درک فعالیت‌های زمین‌ساختی گذشته و حال اهمیت دارد.

۳-۱- مروری بر مطالعات روی شکستگی‌ها

اولین تلاش‌ها در زمینه مطالعات روی شکستگی‌ها توسط Charles Augustin Coulomb، فیزیکدان فرانسوی در اواخر قرن هفدهم در سال ۱۷۷۶ شروع شد. وی با ارائه معیاری تحت عنوان معیار شکستگی کولمب بیان داشت که رابطه‌ی بین تنش برشی و تنش عمودی عمل‌کننده روی یک سطح شکستگی در لحظه‌ی شکست می‌تواند توسط ثابت $\tan\phi$ به صورت رابطه $\sigma_s = \sigma_n \tan\phi$ بیان گردد. ϕ زاویه اصطکاک داخلی نامیده می‌شود.

در دهه‌ی ۱۸۸۰ اتفاق نظر چندانی در مورد منشأ شکستگی‌ها وجود نداشت. تا اینکه مطالعات دقیق بر روی شکستگی‌ها توسط مهندس انگلیسی به نام Alan Arnold Griffith در سال ۱۹۲۱ آغاز شد. Griffith (1921) با مطالعه بر روی شکستگی‌ها در مقیاس ذره‌ای و استفاده از نیروی کششی تک‌محوره بیان داشت که ارتباط بین استرس‌های اصلی برای یک سنگ در حالت استرس بحرانی، به صورت غیرخطی است. این ارتباط غیرخطی معیار شکستگی گریفیت نامیده می‌شود (رابطه ۳-۱).

$$\sigma_s^2 + 4T\sigma_n - 4T^2 = 0$$

رابطه ۳-۱

در این رابطه T نیروی کششی است که دو برابر این نیرو برابر با نیروی چسبندگی (C) در سنگها است به عبارت دیگر: $C = 2T$

سه قرن بعد از کولمب، تئوری ارائه شده توسط کولمب، به وسیله ی یک مهندس آلمانی به نام Otto Mohr دنبال گردید و عمومیت پیدا کرد. وی با ارائه ی دایره ای که به نام خود او دایره تنش مور نامیده شد، به روش ترسیمی، تعیین مقادیر تنشها را آسان نمود.

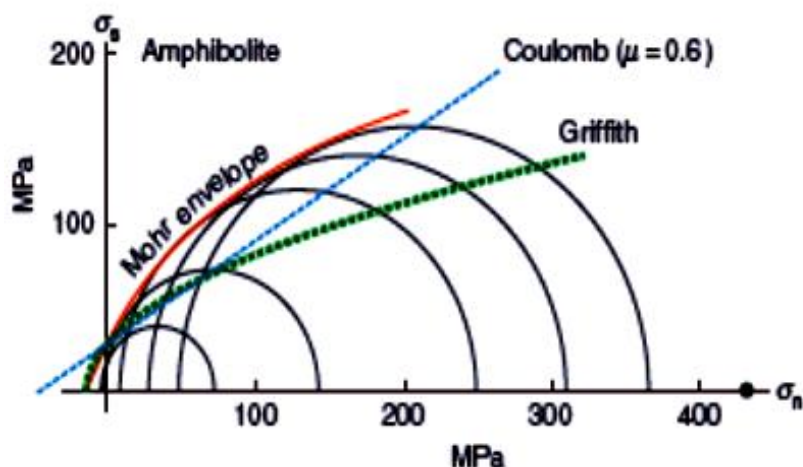
دایره مور از دو محور عمود بر هم σ_n و σ_s تشکیل شده که تنش عمودی را در برابر تنش برشی قرار می دهد و پوش مور یک منحنی در دیاگرام مور است که حالات تنش بحرانی را برای استرس های مختلف توصیف و مرز حالت پایدار و ناپایدار سنگها را از یکدیگر تفکیک می کند. شیب پوش گسیختگی مور ($\tan\phi$) برابر ضریب اصطکاک داخلی (μ) است. پوش مور می تواند خطی یا غیرخطی باشد؛ بنابراین اختلاف بین مفاهیم شرایط گسیختگی بیان شده توسط کولمب و آنچه به وسیله مور ارائه شده ساده می باشد.

در تئوری کولمب رابطه بین تنش های برشی و عمودی خطی در نظر گرفته می شود. در حالی که در تئوری مور این مطلب کلی که تنش برشی تابع تنش عمودی است مورد قبول می باشد، اما پوش مور می تواند خطی یا غیرخطی باشد در صورت خطی بودن با خط مقاومت کولمب انطباق دارد.

کولمب در ادامه ی تحقیقاتش به این نتیجه رسید که شکستگی در صورتی تشکیل می شود که نیروی برشی (σ_s) بر نیروی داخلی یا نیروی چسبندگی (C) سنگها غلبه کند. بنابراین معیار شکستگی کولمب کامل شد و تحت عنوان قانون Mohr-Coulomb یا Navier-Coulomb به صورت رابطه ۲-۳ بیان شد.

$$\sigma_s = c + \sigma_n \tan\phi = c + \sigma_n \mu \quad \text{رابطه ۲-۳}$$

شکل ۱-۳ ، خط پوش مقاومت مور، گریفیت و کولمب را نشان می دهد.



شکل ۳-۱- نمایش پوش مقاومت مور، کولمب و گریفیت برای داده‌های تجربی به دست آمده از آمفیبولیت (اقتباس از Fossen, 2010).

۳-۲- مراحل دگرشکلی در سنگ‌ها

در جسمی که تحت تأثیر تنش قرار دارد، با توجه به جنس آن و تداوم تنش، تغییر شکل‌های مختلفی به وجود می‌آید که می‌توان آن‌ها را به سه مرحله اساسی زیر تقسیم نمود.

الف- مرحله تغییر شکل برگشت پذیر (Elastic deformation)

در این مرحله از تغییر شکل، با برداشتن عامل تنش، جسم به حالت اولیه خود برمی‌گردد، پس می‌توان گفت که تغییر شکل در جسم برگشت‌پذیر و متناسب با تنش است. در این مرحله ارتباط بین تنش - کرنش خطی است و عامل زمان در آن دخالت ندارد.

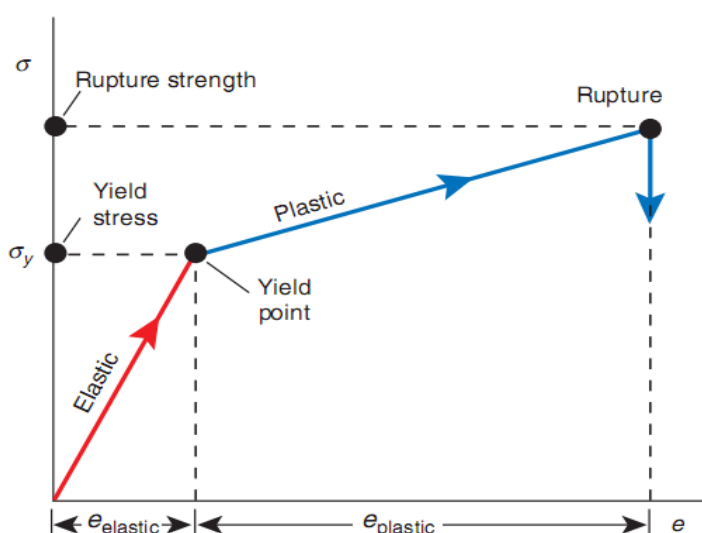
ب- مرحله تغییر شکل برگشت ناپذیر یا خمیری (Plastic deformation)

در صورتی که تنش اعمالی بر جسم از حد برگشت پذیر تجاوز نماید، تغییر شکل برگشت ناپذیر در جسم رخ می‌دهد. در نتیجه، تغییر شکل در اجسام شکل‌پذیر، دائمی است و اگر تنش حذف شود، تغییر شکل در جسم باقی می‌ماند.

ج- مرحله شکست (Rupture)

در صورت اضافه شدن تنش مؤثر بر جسم و با توجه به خواص اجسام، بعد از مرحله تغییر شکل

برگشت پذیر و یا بعد از تغییر شکل برگشت ناپذیر، چند شکستگی در سطح آن‌ها ظاهر می‌گردد و در پایان، جسم گسیخته می‌شود. معمولاً در آزمایش‌های دگرشکلی سنگ، پس‌ازاینکه سنگ تحت تأثیر تنش قرار گرفت، ابتدا در آن تغییر شکل برگشت پذیر ایجاد می‌شود و پس‌از آن می‌شکند و شکستگی‌ها در سنگ توسعه می‌یابند (در حالت معمولی سنگ‌ها حالت شکننده دارند)، ولی تحت فشارهای محصورکننده و حرارت بالا، بسیاری از سنگ‌ها پس از مرحله برگشت پذیر وارد مرحله تغییر شکل برگشت ناپذیر می‌شوند و نهایتاً در این شرایط سنگ خواهد شکست (شکل ۳-۲).



شکل ۳-۲- نمودار تنش- کرنش عمومی که در آن نمونه ابتدا به صورت الاستیک دگرشکل می‌شود، سپس تسلیم شده و قبل از خرد شدن به صورت پلاستیک دگرشکل می‌شود (Fossen, 2010).

زمانی که یک ماده در اثر دگرشکلی در محدوده برگشت پذیر خود می‌شکند، در واقع سنگ دگرشکلی شکننده از خود بروز داده است. در پدیده شکست در سنگ‌ها، تنش برشی (τ) به‌عنوان عاملی در جهت پیشرفت گسیختگی در امتداد سطح شکست عمل می‌کند و فشارهای محصورکننده و تنش عمودی (σ_n) گرایش به بستن ترک‌ها و ممانعت از گسیختگی دارند. هنگامی که تنش برشی از مقاومت برشی سنگ تجاوز کند، سنگ در آن جهت خواهد شکست و شکستگی برشی یا گسل به وجود می‌آید.

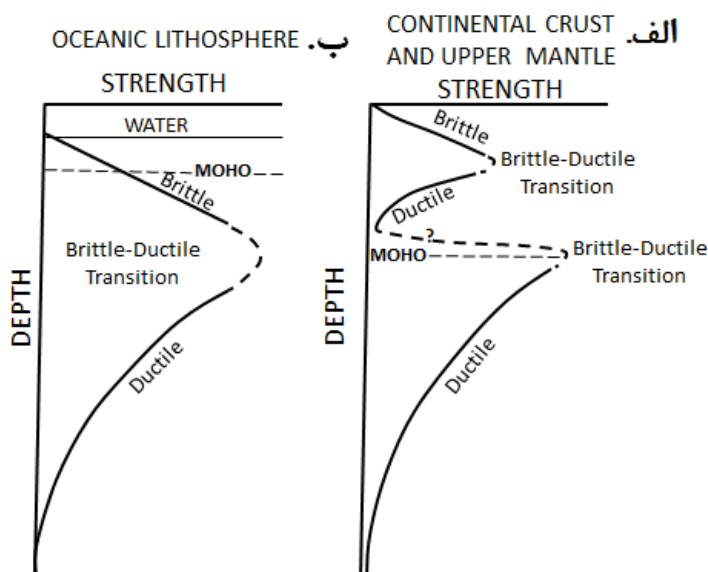
۳-۳- فراوانی شکستگی‌ها

شکستگی‌ها در انواع مختلفی از سنگ‌ها و محیط‌های تکتونیکی شکل می‌گیرند و معمولاً در ده کیلومتری بالایی پوسته زمین که در آن دما و فشارهای همه‌جانبه نسبتاً کم است (بین صفر تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد دما و صفر تا ۴ کیلو بار فشار)، بسیار فراوان می‌باشند.

- **دما و فشار:** فشار و حرارت بالا در سطوح پایینی کره زمین شرایطی را فراهم می‌کند که سنگ‌ها با دگرشکلی شکل پذیر همراه باشند و با نزدیک شدن به سطوح بالایی و سطحی کره زمین، از مقدار فشار و حرارت کاسته می‌شود. در چنین شرایطی واکنش سنگ‌ها در برابر تنش، به طور عمده به صورت دگرشکلی شکننده است و در قالب تشکیل گسل و درزه بروز می‌کند.

- **کانی‌ها:** سه کانی رایج در لیتوسفر وجود دارد. کوارتز و فلدسپات دو کانی فراوان پوسته هستند و الیوین رئولوژی گوشته بالایی را کنترل می‌کند. کوارتز در دمای ۳۰۰-۳۵۰ درجه سانتی‌گراد که این دما مربوط به عمق ۱۰ تا ۱۲ کیلومتری پوسته‌ی قاره‌ای است به صورت شکننده تغییر شکل پیدا می‌کند و در اعماق بیشتر مکانیزم خزش در آن اتفاق می‌افتد.

از طرف دیگر به دلیل توسعه‌ی خوب کلیواژ در فلدسپات‌ها، تشکیل شکستگی‌ها در آن‌ها به موازات کلیواژ به سهولت انجام می‌شود؛ بنابراین فلدسپات‌ها نیز تا دمای کمتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد و عمق ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری رفتار شکننده از خود نشان می‌دهند. این در حالی است که الیوین تا عمق حدود ۵۰ کیلومتری رفتار شکننده از خود نشان می‌دهد؛ بنابراین اگرچه پوسته زمین از یک کانی تشکیل نشده است ولی فرض بر آن است که کوارتز به تنهایی می‌تواند رئولوژی پوسته‌ی قاره‌ای را کنترل کند. شکل ۳-۳ مرزهای شکننده- شکل‌پذیر را برای پوسته‌ی قاره‌ای و اقیانوسی نشان می‌دهد، این نمودار توسط Kohlstedt و Brace در سال ۱۹۸۰ بر اساس مقایسه نتایج حاصل از مطالعات زمین‌شناسی و مقادیری که از آزمایشات تجربی بدست آورده بودند ارائه شد در این نمودار نیز همانگونه که قابل مشاهده می‌باشد، با افزایش عمق، دگرشکلی از حالت شکننده (Brittle) به شکل پذیر (Ductile) تغییر می‌کند.

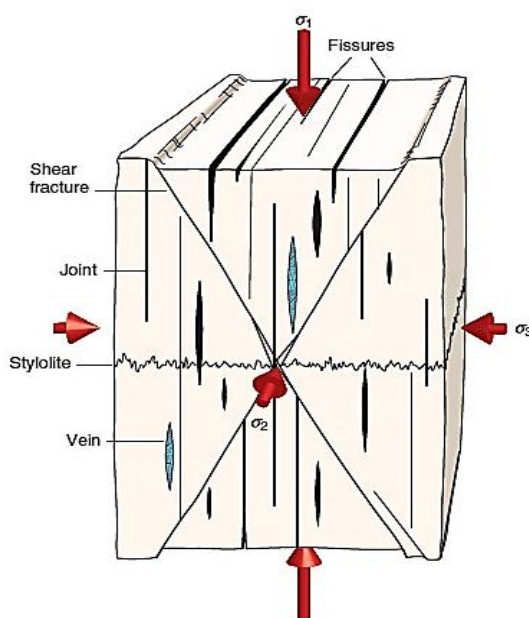


شکل ۳-۳- پروفیلی از منحنی نیرو- عمق برای پوسته قاره‌ای (الف) و پوسته اقیانوسی (ب) به منظور نمایش رفتار شکننده‌ی پوسته بالایی. در پوسته بالایی نیرو با افزایش عمق، افزایش پیدا می‌کند در حالی که در گوشته بالایی تغییر شکل پلاستیک اتفاق می‌افتد و نیرو با عمق کاهش پیدا می‌کند (Chen & Molnar, 1983)

۳-۴- منشأ شکستگی‌ها

بر اساس مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی که بر روی سنگ‌ها و فرآیندهای تکامل آن‌ها صورت گرفته است، شکستگی‌ها به دودسته‌ی شکستگی‌های ناشی از فرآیندهای زمین‌ساختی و شکستگی‌های غیر زمین‌ساختی تقسیم می‌شوند. از فرآیندهای غیرزمین‌ساختی ایجاد شکستگی‌ها می‌توان به عواملی مانند انقباض ناشی از سرد شدن یا خشک شدن اجسام، حرکات سطحی زمین، هوازدگی و اثر متقابل جنس لایه‌ها اشاره کرد که در گسترش این نوع از شکستگی‌ها مؤثر می‌باشند. شکستگی‌های زمین‌ساختی معمولاً در اثر تنش‌های زمین‌ساختی به وجود می‌آیند. روند کلی این دسته شکستگی‌ها به کمک جهت تنش‌های زمین‌ساختی محلی تعیین می‌شوند. بنابراین شکستگی‌های زمین‌ساختی را می‌توان به شکستگی‌های برشی یا سطح لغزشی، شکستگی‌های کششی یا بازشدگی (درزه‌ها، شکاف‌ها و رگه‌ها) و شکستگی‌های فشارشی یا انقباضی تفکیک کرد (Fossen, 2010). شکستگی برشی یا سطح لغزشی، شکستگی‌هایی هستند که حرکت نسبی، موازی شکستگی است. واژه شکستگی برشی برای شکستگی‌هایی بکار برده می‌شود که جابجایی اندکی در حدود میلی‌متر یا کسری از میلی‌متر در

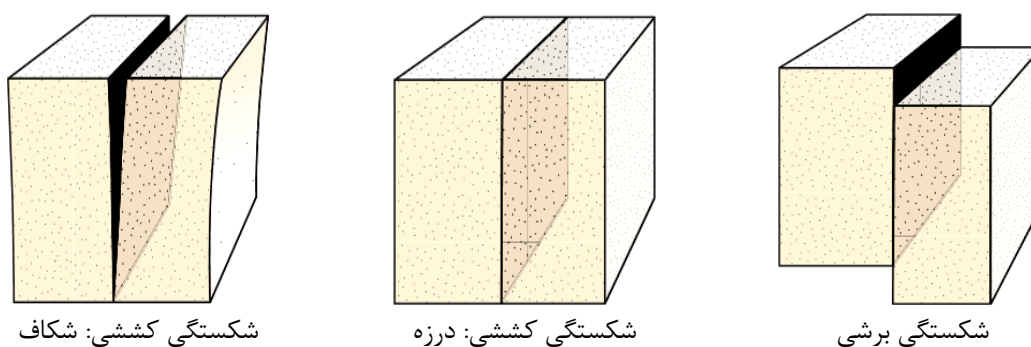
راستای آن‌ها انجام‌شده باشد. درحالی‌که اگر طول شکستگی زیاد باشد و روی سطح شکستگی جابجایی و لغزش قابل‌ملاحظه‌ای صورت گرفته باشد از واژه گسل برای شکستگی برشی استفاده می‌کنیم. فصل مشترک این دسته از شکستگی‌ها معمولاً در امتداد محور σ_2 به وجود می‌آیند. این شکستگی‌ها نسبت به محور σ_1 (حداکثر تنش) زاویه حاده (معمولاً ۳۰ درجه) می‌سازند و به عبارت دیگر محور σ_1 ، نیمساز زاویه حاده بین شکستگی‌های برشی است. نسبت به محور σ_3 (حداقل تنش) دارای زاویه منفرجه (معمولاً ۱۲۰ درجه) هستند. زاویه بین شکستگی‌های برشی حدود ۶۰ درجه است و زاویه مزدوج خوانده می‌شود (شکل ۳-۴).



شکل ۳-۴- جهت گیری انواع مختلف شکستگی‌ها نسبت به استرس‌های اصلی (Fossen, 2010).

شکستگی‌های کششی، شکستگی‌هایی هستند که کشش عمود بر دیواره‌ها را نشان می‌دهند. درزه‌ها، شکستگی‌های کششی ایده‌آل به شمار می‌روند که جابجایی در راستای آن‌ها اندک بوده و این جابجایی به صورت ماکروسکوپی قابل‌شناسایی نباشد. شکاف، شکستگی‌های کششی هستند که توسط هوا یا سیالات پر می‌شوند و شکستگی‌های کششی که توسط کانی پر می‌شوند، رگه نامیده می‌شوند (Fossen, 2010). شکستگی‌های کششی به موازات تنش افقی حداکثر (σ_1) ایجاد می‌شوند. تصاویر این شکستگی‌ها در شکل ۳-۵ قابل‌مشاهده می‌باشد. در حوزه مکانیک شکستگی، شکستگی‌های

زمین‌ساختی را بر اساس نحوه جابجایی در سه مد مختلف طبقه‌بندی می‌کنند (شکل ۳-۶). مد ۱، مد بازشدگی (کششی) است که در این نوع از شکستگی‌ها، جابجایی عمود بر دیواره‌های ترک صورت می‌گیرد. مد ۲ (مد لغزشی)، لغزش عمود بر لبه را نشان می‌دهد و مد ۳ (مد گسیختگی)، لغزش موازی با لبه‌ی ترک را نشان می‌دهد. ترکیبی از شکستگی‌های برشی (مد ۱ یا مد ۲) و شکستگی‌های کششی تحت عنوان شکستگی‌های دورگه یا هیبریدی نام‌گذاری می‌شوند. گاهی اوقات اصطلاح مد ۴ برای شکستگی‌های تراکمی همچون استیلولیت‌ها به کار می‌رود (Fossen, 2010). از لحاظ مکانیک شکستگی، درزه‌ها شکستگی‌های مد ۱ هستند و شکستگی‌های مد ۲ و ۳، گسل نامیده می‌شوند.

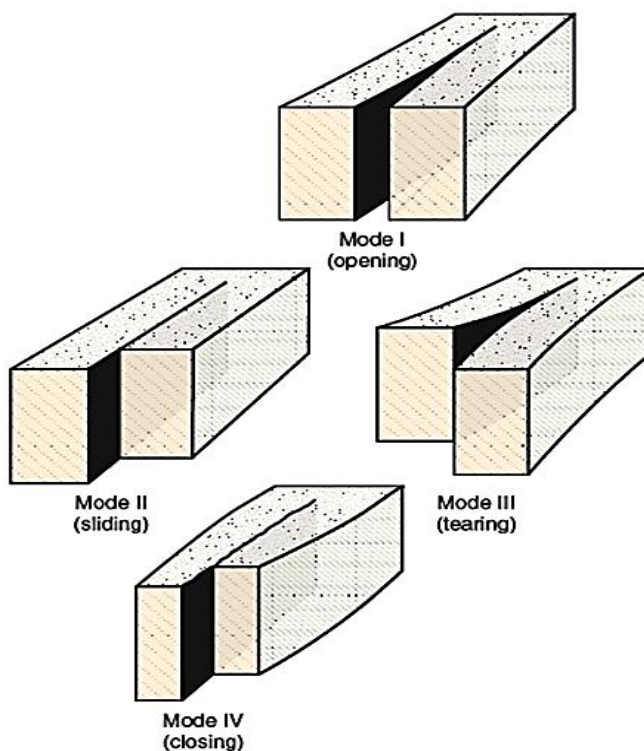


شکستگی کششی: شکاف

شکستگی کششی: درزه

شکستگی برشی

شکل ۳-۵- نمایش سه نوع شکستگی (Fossen, 2010).



شکل ۳-۶- شکستگی‌های مد ۱، مد ۲، مد ۳ و مد ۴ (Fossen, 2010).

۳-۵- نحوه شناسایی و تفکیک شکستگی‌ها از یکدیگر

شناسایی شکستگی‌های برشی از گسیختگی‌های کششی امری ضروری و مهم به شمار می‌آید. اگرچه تشخیص بین این دودسته به‌خصوص در مناطقی که تاریخچه‌ی تغییر شکل پیچیده‌ای دارند کار دشواری است؛ اما مواردی که در ذیل به آن‌ها اشاره می‌شود، می‌تواند به ما در تشخیص و تفکیک درزه‌های کششی و شکستگی‌های برشی از یکدیگر کمک کند (Singhal&Gupta,2010):

۱- شکستگی‌های برشی ممکن است جابجایی اندکی به موازات سطح شکستگی از خود نشان دهد که این جابجایی در گسیختگی‌های کششی وجود ندارد.

۲- شکستگی‌های برشی عمدتاً در سیستم‌های مزدوج (Conjugate) که توسط تحلیل‌های آماری مشخص می‌شوند اتفاق می‌افتند.

۳- معمولاً شکستگی‌های کششی بازشدگی از خود نشان می‌دهند و این در حالی است که شکستگی‌های برشی فاقد بازشدگی‌اند.

۴- در مطالعات صحرائی، خراش‌ها و دیگر شاخص‌های حرکتی ممکن است روی سطح شکستگی‌های برشی مشاهده شوند.

۵- عموماً شکستگی‌های برشی به‌صورت دسته‌های مزدوج مورب و گسیختگی‌های کششی به‌صورت دسته‌های عمود بر هم و متقاطع قابل مشاهده‌اند.

۶- همیشه جهت بزرگ‌ترین استرس فشاری اصلی نیمساز زاویه‌ی دووجهی بین شکستگی‌های برشی و به موازات شکستگی‌های کششی است.

۳-۶- ارتباط شکستگی‌ها با پدیده‌های ساختمانی

اصولاً شکستگی‌ها همراه با ساختارهای دیگر ایجاد می‌شوند و در صورتی که این ارتباط مستند شود، شکستگی‌ها می‌توانند اطلاعات با ارزشی در مورد ساختارهای مرتبط ارائه دهند. با توجه به اینکه نیروهای عمل‌کننده بر سنگ‌ها و لایه‌های زمین موجب شکل‌گیری شکستگی‌ها می‌شوند، بنابراین

می‌توان نحوه ارتباط شکستگی‌ها را با دیگر ساختارهای زمین در طی فرآیند دگرشکلی توده سنگ یا لایه، تعیین کرد و بر اساس روند، گسترش، مورفولوژی و رژیم زمین‌ساختی محلی آن را به دودسته زیر تقسیم کرد:

- شکستگی‌های وابسته به چین خوردگی

- شکستگی‌های وابسته به گسل خوردگی

۳-۶-۱- سیستم شکستگی‌های وابسته به چین خوردگی

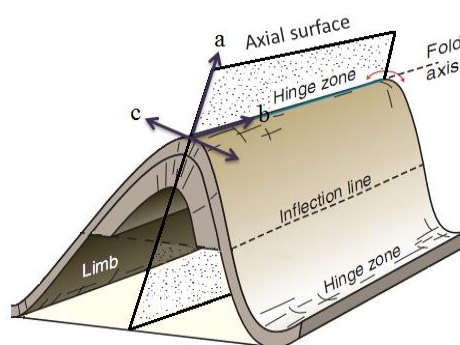
تاریخچه تنش- کرنش در طی ایجاد و رشد یک چین و سپس توسعه شکستگی‌ها در آن بسیار پیچیده است؛ اما الگوهای ساختاری حاکم بر هر منطقه و روابط حاکم بر این الگوها در شناخت و درک این عوامل بسیار سودمند هستند؛ بنابراین مادامی‌که وضعیت و شدت شکستگی‌ها با شکل و روند چین همخوانی داشته باشد می‌توان آن‌ها را در رده شکستگی‌های مرتبط با چین قرار داد. در بسیاری از حالات شکستگی‌های متعددی در حوالی چین‌ها مشاهده می‌شوند. این شکستگی‌ها بر اثر نیروهایی که لایه‌ها را چین داده‌اند، به وجود آمده‌اند. Hancock در سال ۱۹۸۸ با روشی مشابه با تعیین اندیس میلر برای بلورها، شکستگی‌های موجود در چین‌ها را بر اساس محورهای تقارن تعریف نمود. سه جهت عمود بر هم a ، b ، c جهات محوری بر اساس مفاهیم تقارن است که معمولاً مرتبط با شکل‌های لایه‌بندی در چین‌ها است. محور a خطی است که بر هر نقطه از سطح لایه چین خورده عمود است. محور b منطبق بر سطح لایه چین خورده و موازی محور چین خوردگی است. محور c نیز خطی است که بر هر دو محور a و b عمود است. محل و موقعیت محورهای a و c برخلاف محور b بر اساس شکل چین خوردگی در مکان‌های مختلف متفاوت است (شکل ۳-۷). بنابراین می‌توان شکستگی‌های ایجادشده در طی فرآیند چین خوردگی را که از آغاز دگرشکلی تشکیل و تا آخرین مراحل دگرشکلی با آن همراه هستند را به سه گروه عمده تقسیم نمود:

الف- شکستگی‌های مزدوج یا مایل که نسبت به حداکثر کوتاه شدگی زاویه کمتر از ۴۵ درجه و معمولاً در حد ۳۰ درجه می‌سازند و غالباً به صورت دودسته شکستگی مزدوج تشکیل می‌شوند که به

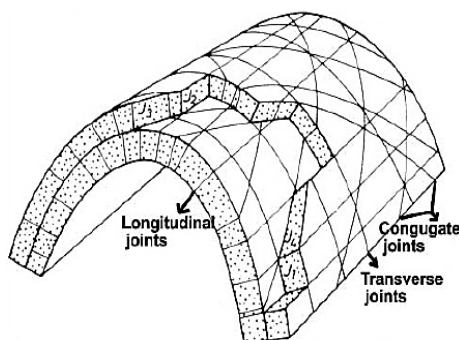
صورت قرینه نسبت به محور چین خوردگی قرار می‌گیرند.

ب- شکستگی‌های کششی یا طولی که روند آن‌ها به موازات محور چین و عمود بر روند کوتاه شدگی است.

ج- شکستگی‌های عرضی که روند آن‌ها عمود بر محور چین و به موازات روند حداکثر کوتاه شدگی است. این شکستگی‌ها را می‌توان به عنوان شکستگی‌های کششی در نظر گرفت. زیرا هنگامی که طبقات، در امتداد عمود بر محور چین تحت فشار قرار گرفته و چین‌ها را به وجود می‌آورند، در امتداد محور چین تحت کشش واقع می‌شوند، بنابراین در امتداد عمود بر محور چین، شکستگی‌های کششی به وجود می‌آید. شکل ۳-۸ انواع شکستگی‌های مرتبط با چین را نشان می‌دهد.



شکل ۳-۷- محورهای تقارن در ارتباط با چین خوردگی (Fossen, 2010).



شکل ۳-۸- توسعه انواع مختلف شکستگی‌ها در ارتباط با چین خوردگی (Ramsay&Huber, 1987).

۳-۶-۲- سیستم شکستگی‌های وابسته به گسل خوردگی

برخی از شکستگی‌ها می‌توانند ناشی از فعالیت گسل‌ها باشند و در مناطق گسلی بر روی واحدهای سنگی قابل رؤیت هستند. برخی از این شکستگی‌ها بدون جابجایی باقی مانده و برخی دیگر ممکن

است به تبع فعالیت در منطقه گسل جابجایی‌های نه چندان بزرگ را متحمل شوند و گسل‌های کوچک و فرعی نسبت به گسل اصلی بسازند. با توجه به اینکه میدان‌های تنش ایجاد کننده گسل و شکستگی‌های مرتبط با آن مشابه می‌باشد، بنابراین ارتباط بین شکستگی‌ها و گسل‌ها می‌تواند عامل مؤثری در جهت تعیین دقیق‌تر جهات تنش‌های مؤثر باشد. از انواع شکستگی‌های مرتبط با گسل می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد.

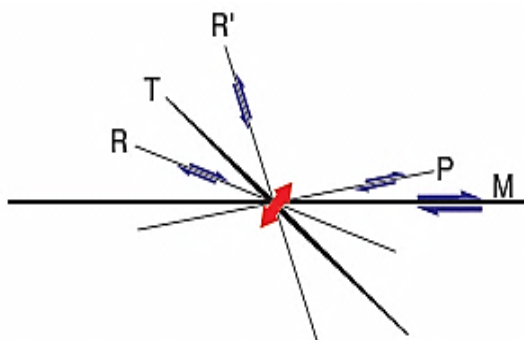
۱- در اکثر موارد شکستگی‌هایی که در اطراف گسل‌ها دیده می‌شوند بیشتر از انواع شکستگی‌های برشی هستند که سطوح آن‌ها به موازات سطوح گسل‌ها می‌باشد.

۲- گاهی دو دسته شکستگی که با یکدیگر زاویه تقریباً ۶۰ درجه می‌سازند، همراه برخی از گسل‌ها دیده می‌شوند. این شکستگی‌ها که فراوانی کمتری دارند، شکستگی‌های برشی مزدوج نامیده می‌شوند.

۳- شکستگی‌های کششی از دیگر شکستگی‌هایی هستند که همراه گسل‌ها مشاهده می‌شوند. این دسته از شکستگی‌ها با زاویه حاده در بین شکستگی‌های مزدوج قرار می‌گیرند.

از میان شکستگی‌های ثانویه همراه با گسل، شکستگی‌های برشی یکی از مهم‌ترین عوارضی هستند که در مناطق شکننده حضور دارند. این گروه از شکستگی‌ها نسبت به گسل اصلی معمولاً در زوایای خاصی قرار گرفته و سازوکار حرکتی آن‌ها با سازوکار گسل اصلی مرتبط است. این ارتباط را می‌توان در الگوهایمانند برشی‌های ریدل مورد بررسی قرار داد. این برشی‌ها که همراه با گسل خوردگی ایجاد می‌شوند ممکن است در سطح لغزش، هندسه منظمی را از خود نشان دهند که در تعیین سمت حرکت گسل بسیار کارآمد خواهند بود. یک ویژگی مهم و عمومی شکستگی‌های ثانویه بر روی سطح گسل اینست که این شکستگی‌ها روی سطح گسل تکرار می‌شوند و با سطح گسل اصلی زاویه می‌سازند. اثر این شکستگی‌ها به صورت یک خط بر روی سطح گسل نمایان می‌شود، این خط ناشی از تقاطع شکستگی‌های ثانویه و سطح گسل است که بر روی سطح لغزش در جهتی تقریباً عمود بر خط خش‌ها توسعه می‌یابند (Doblas, 1997). شکستگی‌های ثانویه بر اساس اینکه نسبت به گسل اصلی، چه زاویه و سازوکاری داشته باشند، نام‌های مختلفی به خود می‌گیرند (Fossen, 2010) و به برشی‌های

نوع M, T, P, R', R تقسیم می‌شوند (Petit, 1987). شکل ۳-۹ موقعیت شکستگی‌های مرتبط با یک گسل امتدادلغز راست بر را نمایش می‌دهد.



شکل ۳-۹- موقعیت شکستگی‌های برشی نسبت به گسل اصلی (Fossen, 2010)

شکل‌گیری شکستگی‌های ثانویه روی سطح گسل و نیز زاویه‌ای که این شکستگی‌ها با سطح گسل می‌سازند به خواص مکانیکی سنگ (زاویه اصطکاک داخلی و نیروی چسبندگی) و شرایط فیزیکی بستگی دارد. اصطکاک، مقاومت در برابر لغزش یک سطح شکستگی است. برای شروع لغزش بر روی یک سطح، باید مؤلفه تنش برشی موازی با سطح، از یک مقدار بحرانی که مقاومت اصطکاک نامیده می‌شود بیشتر شود.

مقاومت اصطکاک معمولاً به بزرگی تنش عمودی در سطح بستگی دارد و با افزایش تنش عمودی، لغزش مشکل‌تر می‌شود؛ بنابراین تنش برشی لازم برای شروع لغزش باید افزایش یابد تا بر مقاومت اصطکاک غلبه کرده و گسیختگی اتفاق بیفتد. بنابراین در سنگ‌هایی با جنس‌های مختلف این برش‌ها با زوایای خاصی نسبت به روند گسل اصلی قرار خواهند گرفت که این زاویه تابع زاویه اصطکاک داخلی سنگ (Φ) می‌باشد. روابط ۳-۳، ۳-۴ و ۳-۵ این ارتباط را به خوبی نشان می‌دهد.

$$R = \Phi / 2 \quad \text{رابطه (۳-۳)}$$

$$R' = 90 - \Phi / 2 \quad \text{رابطه (۴-۳)}$$

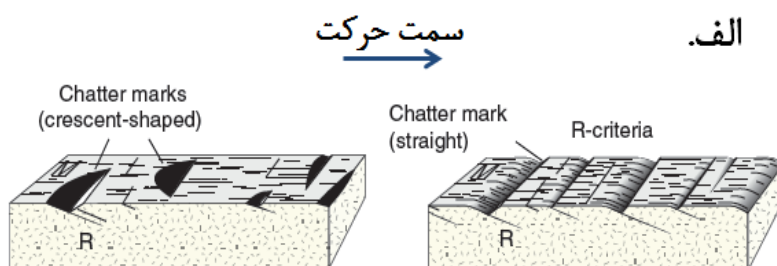
$$P = -\Phi / 2 \quad \text{رابطه (۵-۳)}$$

با قراردادن مقدار بزرگی زاویه اصطکاک داخلی برای سنگ‌ها در روابط فوق، می‌توان زاویه‌ای که این شکستگی‌ها با سطح گسل می‌سازند را به صورت تئوری محاسبه کرد. در الگوی کلی، زاویه اصطکاک

داخلی برای تمامی سنگ‌ها معمولاً ۳۰ درجه در نظر گرفته می‌شود؛ بنابراین با قرار دادن زاویه ۳۰ درجه در روابط بالا، شکستگی‌های برشی نوع R و P با زاویه ۱۵ درجه و شکستگی R' با زاویه ۷۵ درجه نسبت به گسل اصلی توسعه می‌یابند. این شکستگی‌ها به دو نوع مثبت و منفی تقسیم‌بندی می‌شوند. شکستگی‌های نوع مثبت، شکستگی‌هایی هستند که حرکت دست روی سطح گسل در راستای حرکت بلوک گم‌شده آسان است و احساس نرمی می‌شود. شکستگی‌های نوع منفی، شکستگی‌هایی هستند که حرکت دست روی سطح گسل در راستای حرکت بلوک گم‌شده آسان نیست و احساس زبری می‌شود. شکستگی‌های برشی نوع R در گروه مثبت و شکستگی‌های برشی نوع R' در گروه منفی طبقه‌بندی می‌شوند. در ادامه به توضیح انواع شکستگی‌های برشی ریدل مرتبط با گسلش می‌پردازیم:

الف- شکستگی‌های برشی نوع R:

گاهی اوقات بر روی سطح گسل اصلی، شکستگی‌های ثانویه‌ای که با سطح گسل زاویه کمی می‌سازند توسعه پیدا می‌کنند. این شکستگی‌ها که تقاطع آن‌ها با سطح گسل اکثراً عمود بر خراش‌های گسلی روی سطح گسل است، برشی‌های نوع R نام‌گذاری می‌شوند. این شکستگی‌ها برشی‌های هم‌سو با حرکت گسل هستند که با زاویه‌ای به اندازه $\theta/2$ نسبت به گسل اصلی توسعه می‌یابند. گاهی اوقات برشی‌های R یک انحناى مقعر به سمت صفحه گسل دارند که در نتیجه‌ی آن، اشکال هلالی یا حفره‌ای فرورفته در سطح گسل ایجاد می‌شود (شکل ۳-۱۰). سمت تحدب این اشکال هلالی (Crescent-Shaped) خلاف جهت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهد (Petite, 1987).



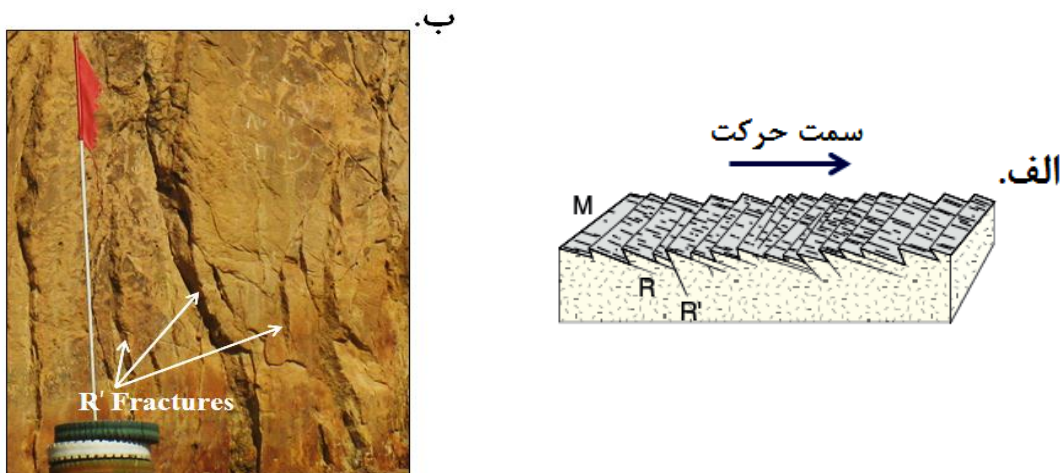


شکل ۳-۱۰-الف- نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های برشی نوع R (Fossen, 2010)، ب- تصویر صحرایی از اشکال هلالی شکل (Crescent-Shaped).

ب- شکستگی‌های برشی نوع R':

شکستگی‌های نوع آنتی‌ریدل، برشی‌های غیرهمسو با حرکت گسل هستند که با فراوانی کمتر در پهنه‌های هم پوشانی شکستگی‌های نوع ریدل به وجود می‌آیند.

این برشی‌ها با زاویه‌ای به اندازه $90 - \phi/2$ نسبت به گسل اصلی توسعه می‌یابند. مورفولوژی مضرس و دندان‌های بر روی سطح گسل، ناشی از حضور این برشی‌ها بر روی سطح گسل است. این برشی‌ها با برشی‌های نوع R زاویه‌ای حدود ۶۰ درجه می‌سازند و سیستم شکستگی‌های برشی مزدوج را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۱۱). در مواقعی که پیدا کردن شاخص‌های حرکت بر روی R و R' غیرممکن باشد، این شکستگی‌ها بر اساس زاویه‌ای که با سطح گسل می‌سازند تفسیر می‌شوند.

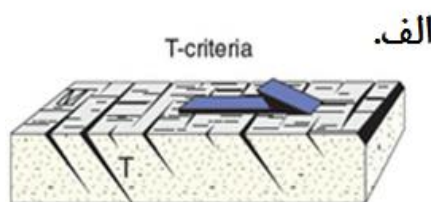
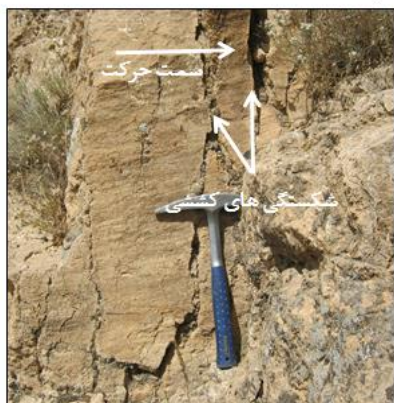


شکل ۳-۱۱-الف- نمایش بلوک دیاگرام شکستگی‌های برشی نوع R' (Fossen, 2010)، ب- تصویر صحرایی از این شکستگی‌ها بر روی سطح گسل.

پ- شکستگی های نوع T:

آن دسته از شکستگی های ثانوی روی سطح گسل که فاقد خراش هستند و معمولاً زاویه بین ۳۰ تا ۹۰ درجه با سطح گسل اصلی می سازند را شکستگی های نوع T می نامند. این شکستگی ها بازشدگی از خود نشان می دهند و گاهی اوقات توسط کانی های ثانوی مختلف پر می شوند. اثر آن ها در سطح گسل می تواند به صورت خطی یا منحنی باشد. در صورتی که این شکستگی ها با سطح گسل زاویه ۹۰ درجه بسازند، اثرشان در سطح گسل به صورت منحنی ظاهر می گردد، در این صورت با نام شکستگی هلالی شکل (Crescentic shape) معرفی می شوند که سمت تقعرشان جهت حرکت بلوک گم شده را نشان می دهد. این شکستگی ها به تنهایی بر روی سطح گسل حضور ندارند ولی معمولاً به صورت ردیفی بر روی سطح گسل نمایان می شوند و جهت حرکت بلوک گم شده را نشان می دهند (شکل ۳-۱۲).

ب.



شکل ۳-۱۲- بلوک دیاگرام شکستگی های کششی (Fossen, 2010) ج- تصویر صحرایی از شکستگی های کششی.

۳-۷- انواع روش های مطالعه شکستگی ها

از انواع روش های مطالعه و بررسی شکستگی ها می توان به مطالعات سطحی و زیرسطحی اشاره کرد.

۳-۷-۱- مطالعات زیرسطحی

این نوع از مطالعه جهت شناسایی و بررسی خصوصیات ساختاری و شکستگی های زیرسطحی مورد استفاده قرار می گیرد. در این روش مطالعه، اطلاعات مورد نیاز، در حفاری ها می تواند با روش مستقیم از مغزه های جهت دار و معمولی و یا از روش های غیر مستقیم شامل برداشت اطلاعات حفاری

حاصل از هرزروی گل، داده‌های وزن گل حفاری، اطلاعات تولیدی چاه و نمودارهای چاه پیمایی حاصل گردد.

۳-۷-۲- مطالعات سطحی

این نوع از مطالعه، جهت شناسایی و بررسی خصوصیات ساختاری و شکستگی‌های رخنمون‌های سطحی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این روش از مطالعه، در منطقه مورد بررسی قلمرو یا محدوده ساختاری ایجاد می‌کنیم، به عبارت دیگر مرزهای منطقه‌ای را که در آن نمونه برداری می‌کنیم، مشخص می‌نماییم. تشخیص حدود پهنه‌ها ممکن است بر اساس لیتولوژی و یا موقعیت ساختاری انجام گیرد. شکستگی‌های سازندهای با لیتولوژی و سن مختلف باید جداگانه برداشت شوند. به عنوان مثال باید اندازه‌گیری شکستگی‌های یک واحد آهکی را از یک توده نفوذی گرانیتی که آهک را قطع کرده است جدا کنیم. یا اندازه‌گیری‌های شکستگی در یک یال چین را از یال دیگر جدا کنیم. هنگامی که پهنه‌های ساختاری را مشخص کردیم، ایستگاه‌های مناسبی برای اندازه‌گیری انتخاب می‌نماییم. دقت داشته باشید که این ایستگاه‌ها در مکان‌هایی با رخنمون مناسب انتخاب شوند تا اندازه‌گیری و برداشت شکستگی به صورت مناسبی صورت گیرد. در مطالعات سطحی روش‌های متفاوتی جهت جمع‌آوری داده‌ها و برداشت شکستگی‌ها وجود دارد که از آن جمله می‌توان به روش انتخابی، کمیتی، فهرست نویسی و پیمایشی اشاره کرد (Marshak&Mitra, 1998).

۳-۸- نمایش ترسیمی داده‌ها

طبق نظر کرونبرگ (۱۹۸۳) طرح شکستگی‌ها در رابطه با فرآیندهای مختلف نظیر گسلش، چین‌خوردگی، فعالیت‌های آذرین و آتش‌فشانی، کانه‌زائی، رسوب‌گذاری و فعالیت‌های لرزه‌ای می‌باشد؛ بنابراین به منظور دسته‌بندی شکستگی‌ها در یکی از فرآیندهای فوق‌الذکر نیاز به بررسی دقیق روند شکستگی‌ها داریم.

منظور از روند و جهت‌یابی شکستگی‌ها، تعیین موقعیت آن‌ها نسبت به جهات جغرافیایی است. برای نمایش اطلاعات مربوط به جهت‌یابی شکستگی‌ها، می‌توان از چندین نوع نمودار استفاده کرد که این

نمودارها عبارت‌اند از: دیاگرام گل‌سرخ، هیستوگرام، نمایش روی شبکه هم مساحت یا شبکه اشمیت و غیره... نمودار گل‌سرخ و نمایش روی شبکه هم مساحت اشمیت، رایج‌ترین نمودارها هستند. یک نمودار گل‌سرخ استاندارد، شبکه‌ای متشکل از دایره‌های متحدالمرکز است که این دایره‌ها روی دسته‌ای از خطوط شعاعی قرار گرفته‌اند. شعاع هر دایره متوالی، دو واحد بزرگ‌تر از شعاع دایره قبلی است.

اصلی‌ترین امتیاز نمودار گل‌سرخ این است که تجسم داده‌های نمایش داده‌شده در آن آسان است. این نوع نمایش نقص‌هایی نیز دارد از جمله چون مساحت بخشی که اندازه‌گیری‌ها را نشان می‌دهد، با دور شدن از مرکز نمودار افزایش می‌یابد، در نتیجه اختلاف بین تعداد شکستگی‌های دو دسته متفاوت، به‌طور قابل ملاحظه‌ای اغراق‌آمیز خواهد شد (Marshak&Mitra, 1988). ترسیم تصاویر یادشده معمولاً توسط نرم‌افزارهایی مانند Dips و Tectonics FP انجام می‌شود.

۳-۹- سازوکار و مدل حرکتی شکستگی‌ها

شناسایی سینماتیک گسل‌ها اساس تجزیه و تحلیل تکتونیک شکننده است. ابزارهای متنوعی برای تعیین سازوکار گسل‌ها وجود دارد که از آن جمله می‌توان به نشانه‌های چینه نگاری، ریخت‌شناسی واحدهای سنگی طرفین سطح گسل، جابجایی آبراه‌ها و ساختارهایی مانند چین‌های کشیده سطح گسل اشاره کرد. یک راه مناسب برای شناسایی جهت حرکت گسل در مواردی که جابجایی لایه کلید وجود ندارد و لغزش گسل توسط ساختارهای زمین‌شناسی مشخص نمی‌شود، مشاهده مستقیم سطح گسل و استفاده از ساختارهای تشکیل‌شده روی سطح آن به‌منظور شناسایی جهت حرکت گسل است. در این پژوهش با توجه به اینکه گسستگی در یک واحد سنگی رخ داده است و سایر نشانه‌ها وجود ندارند، استفاده از شاخص‌های ریخت‌شناسی سطوح گسلی می‌تواند به تشخیص سازوکار گسل کمک کند. اصولاً شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل تحت تأثیر عواملی مانند رفتار مکانیکی سنگ‌ها (چسبندگی و زاویه اصطکاک داخلی) و نوع سنگ قرار می‌گیرند و به انواع متنوعی از ساختارهای ثانوی همراه با گسل از قبیل پله‌های گسلی، شکستگی‌های هلالی شکل، خطواره‌های رشته‌ای ناشی از

رشد فیبرهای کانیاپی، شکستگی‌های ریدل و ... اطلاق می‌شود. در تمام مطالعات زمین‌ساختی که تاکنون انجام شده است ریخت‌شناسی سطح گسل کمتر مورد توجه قرار گرفته است.

نخستین گام در زمینه مطالعه و تحقیق این ساختارها توسط فردی به نام ریدل در سال ۱۹۲۹ برداشته شد (Cohelo, 2006). ریدل به منظور بررسی شکستگی‌های برشی به‌عنوان یکی از اشکال مورفولوژیکی سطح گسل، این ساختار را در آزمایشگاه توسط خاک رس مدل‌سازی کرد و شکستگی‌های ثانویه را به‌عنوان یکی از ویژگی‌های عمده مناطق برشی شکننده تا نیمه شکننده که می‌توانند در تعیین جهت برش استفاده شوند معرفی کرد. Ptitte در مقاله‌ای که در سال ۱۹۸۷ منتشر کرد بر مبنای مشاهدات صحرایی خود بر روی گسل‌های موجود در رشته‌کوه Alpine High Atlas در Morocco به توصیف ساختارهای روی سطح گسل پرداخت.

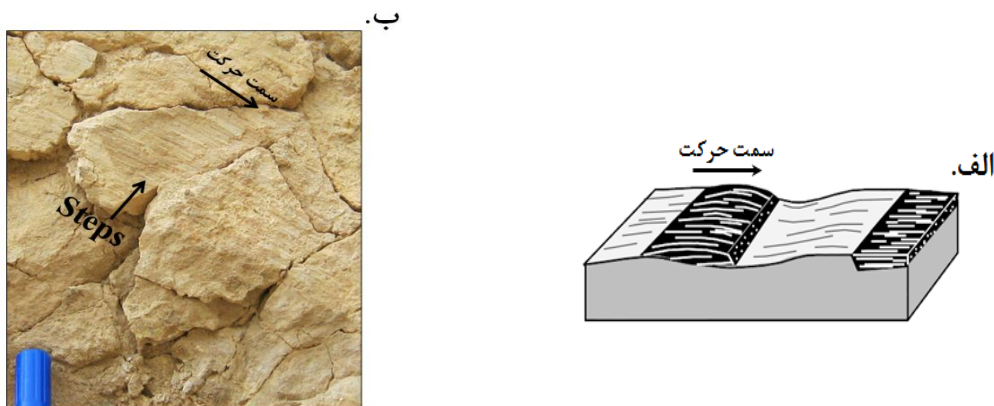
در سال ۱۹۹۷ شخصی به نام Miguel Doblas در مقاله‌ی خود ۶۱ شاخص سینماتیکی سطح گسل را معرفی کرد و این آثار مورفولوژیکی را در ۱۱ گروه بزرگ طبقه‌بندی کرد و به بررسی هر یک از این شاخص‌ها پرداخت. این ۱۱ گروه شامل موارد زیر است:

- ۱- نشانه‌های هلالی یا ساختار V شکل (Crescentic markings) ۲- پله‌های گسلی (fault Steps)
- ۳- شکستگی‌ها (Fractures) ۴- ساختارهای ردیفی (Trains of inclined planar structures) ۵-
- مواد کشیده شده (Trailed material) ۶- برآمدگی‌های نامتقارن (Asymmetric elevations) ۷-
- عناصر تغییر شکل یافته (Deformed elements) ۸- جهت‌یافتگی کانیاپی (orientations Mineralogical)
- ۹- مناظر نامتقارن (Asymmetric plan-view features) ۱۰- حفره‌های نامتقارن (Asymmetric Cavities) ۱۱- چین‌های نامتقارن (Asymmetric Folds)

در ادامه بحث، شماری از این شاخص‌ها را با ارائه بلوک دیاگرام و در مواردی استفاده از نمونه‌های مشاهده شده در روی زمین در منطقه مطالعاتی، به صورت تفصیلی معرفی و تشریح می‌نماییم. قابل ذکر است که شکستگی‌های ریدل به‌عنوان یک ابزار بسیار مهم در تعیین سمت حرکت گسل‌ها، در مبحث سیستم شکستگی‌های وابسته به گسل خوردگی تشریح شد.

الف-پله‌های گسلی (Fault Steps)

پله‌های گسلی در سطح گسل و در جهت حرکت گسل تشکیل می‌شوند. این ساختارها معمولاً عمود بر خش‌لغزها ایجاد شده و یکی از نشانگرهای نوع مثبت (نشانگرهایی که حرکت دست روی سطح گسل در راستای حرکت بلوک گم‌شده آسان است و احساس نرمی می‌شود و در جهت عکس آن حالت زبری در کف دست احساس می‌شود) می‌باشند (شکل ۳-۱۳).

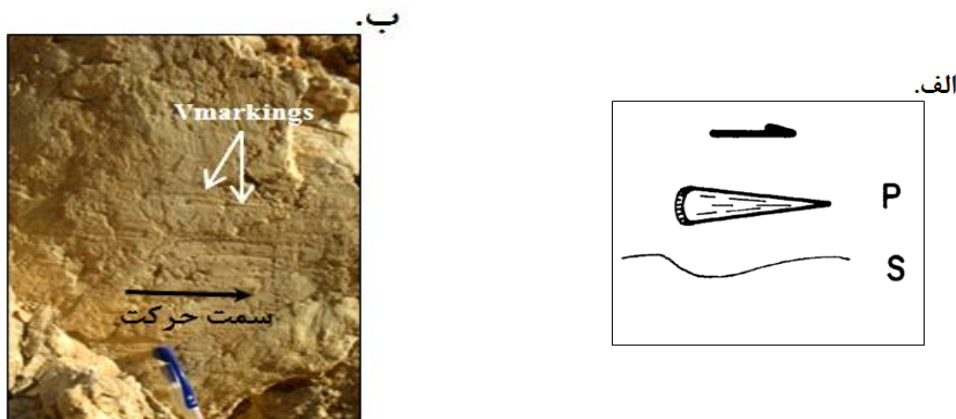


شکل ۳-۱۳-الف- نمایش پله‌های گسلی به صورت بلوک دیاگرام (Allmendinger, 1989)، ب- تصویر صحرایی از پله‌های گسلی.

ب- ساختارهای V شکل (Vmarkings)

ساختارهای V یا هویجی شکل نیز از جمله ساختارهایی هستند که بر روی سطوح لغزش گسل‌ها قابل مشاهده می‌باشند و به عنوان یک ابزار و معیار قابل اعتماد برای تعیین سمت حرکت گسل‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند. Doblas این شاخص را به عنوان یکی از ۱۱ گروه بزرگ شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل معرفی کرد و ۱۴ شاخص از ۶۱ شاخص سینماتیکی سطح گسل را در این گروه جای داد.

زاویه حاده یا نوک V شکل این ساختارها سمت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۴). این ساختار در نتیجه برشی شدن دانه‌ها در مناطق گسلی ایجاد می‌شود و به عنوان یک معیار با قابلیت اعتماد بالا به منظور تعیین سمت حرکت گسل‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد

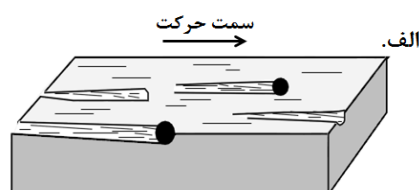
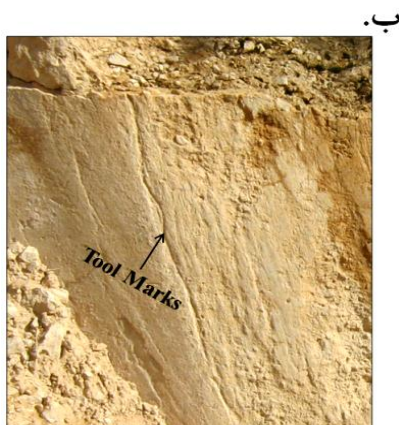


شکل ۳-۱۴-الف- نمایش بلوک دیاگرامی از ساختارهای V یا هویجی شکل (Doblas, 1997)، ب- تصویر صحرایی از اشکال هویجی شکل بر روی سطح گسل، نوک V شکل این اشکال سمت حرکت را نشان می‌دهد.

پ- اثرات خرده سنگ‌ها (Tool Marks)

اشیاء سخت و خرده سنگ‌ها، روی سطح گسل برجستگی‌هایی را ایجاد می‌کنند که در اثر حرکت گسل باعث ایجاد فرو رفتگی قاشقی شکل بر روی بلوک مقابل می‌شوند. حضور این آثار فرورفته و برجسته بر روی گسل سمت برش را نشان می‌دهد. این ویژگی بیشتر در سنگ‌هایی رایج است که خرده سنگ‌های آن بسیار سخت تر از ماتریکس آن باشد (Allmendinger, 1989).

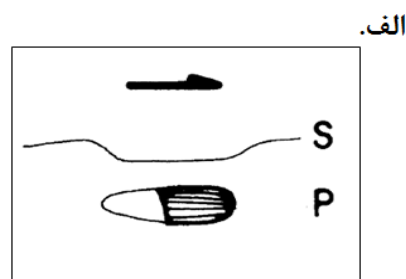
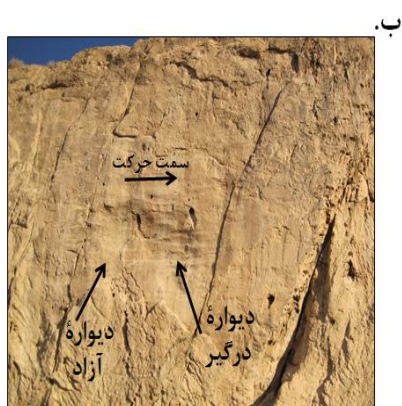
هر چند برخی تلاش‌ها برای تفسیر این شیارها به یک تفسیر قابل اعتماد منجر می‌شود و این حالت در صورتی است که خرده ایجاد کننده این شیار در انتهای شیار مشاهده شود ولی در صورت نبودن خرده، سمت حرکت قابل تشخیص نیست و نمی‌توان بیان داشت که قسمت عمیق‌تر شیار جایی است که حرکت خرده در آنجا به پایان رسیده است. در طی گسلش این خرده سنگ‌ها در سطح بلوک مقابل شیارهایی را ایجاد می‌کنند. بلوک دیاگرامی از اثرات خرده سنگ‌ها و نمایی صحرایی از آثار خرده سنگ بر روی سطح گسل در شکل ۳-۱۵ قابل مشاهده می‌باشد، در تصویر صحرایی چون خرده ایجاد کننده شیار در انتهای شیار مشاهده نمی‌شود بنابراین سمت حرکت با استفاده از این شاهد قابل تشخیص نیست.



شکل ۳-۱۵-الف- بلوک دیاگرام نمایش اثرات خرده سنگ (Allmendinger, 1989)، ب- تصویر صحرایی از آثار تول مارک بر روی سطوح گسلی، در این شکل به دلیل نبود خرده در انتهای شیار، سمت حرکت قابل شناسایی نیست.

ت- مناظر نامتقارن (Asymmetric plan-view features)

این شاخص از معیارهای با قابلیت اطمینان بسیار بالا می‌باشد که به منظور تعیین سمت حرکت گسل‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. این مناظر در سطح گسل به صورت حفرات طولی در مقیاس‌های سانتی متر تا متر بر روی سطوح گسلی قابل مشاهده می‌باشند. از ویژگی‌های مهم مناظر نامتقارن اینست که بخشی از حفره که دیواره آزاد را تشکیل می‌دهد فاقد خراش گسلی است و قسمتی از حفره که دیواره درگیر را تشکیل می‌دهد دارای خراش گسلی است. خراش‌های گسلی تشکیل شده در این بخش در اثر حرکت دو بلوک گسلی در کنار هم ایجاد شده است. سمت حرکت به سمت دیواره‌ای است که خراش بر روی آن تشکیل شده است. این مناظر در شکل ۳-۱۶ قابل مشاهده می‌باشند.



شکل ۳-۱۶-الف- نمایش بلوک دیاگرامی از مناظر نامتقارن (Doblas, 1997)، ب- تصویر صحرایی از مناظر نامتقارن بر روی سطح گسل.

نکته‌ای که در استفاده از تمامی این شاخص‌ها در ذهن هر زمین‌شناسی پیش می‌آید این است که در تعیین سوی برش با استفاده از شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل، تنها به یک شاهد نمی‌توان اکتفا کرد و به منظور مطمئن شدن در صحت و درستی سوی برش باید از شاخص‌های مختلف برای یک سطح گسل استفاده کرد تا به نتیجه‌ی قابل اعتمادتری در مورد سمت حرکت گسل دست پیدا کرد.

فصل چهارم

بررسی شگفتی‌ها در منطقه مطالعاتی

همانطور که در مباحث پیشین اشاره شد، شکستگی‌ها از معمول‌ترین ساختارهای زمین‌شناسی هستند که بر اثر گسیختگی شکننده در سنگ‌ها ایجاد می‌شوند.

مطالعه‌ی دقیق و بررسی ارتباط بین شکستگی‌ها و عوامل ایجادکننده‌ی آن‌ها، ابزارهای مهمی را در اختیار زمین‌شناسان ساختمانی قرار می‌دهد که با استفاده از آن می‌توانند به وضعیت استرس و رفتار مکانیکی سنگ و همچنین به تاریخچه‌ی ساختاری یک منطقه پی ببرند. در توصیف اجمالی منطقه مورد مطالعه می‌توان چنین بیان داشت که آثار دگرشکلی شکننده را می‌توان بصورت شکستگی‌هایی با مقیاس‌های مختلف مشاهده کرد که انواع غالباً برشی را همراه با گسل‌های بزرگ می‌توان دید. لذا در این بخش سعی بر آن است که به بررسی و آنالیز ساختارهای شکننده در ارتفاعات شاهرود بپردازیم. شکستگی‌ها در منطقه شامل گسل‌ها و درزه‌های برشی هستند.

در این فصل در ابتدا گسل‌های منطقه مطالعاتی معرفی شده و ویژگی‌های هندسی این گسل‌ها شامل روند کلی، مقدار شیب، سمت شیب، سازوکار و جهت لغزش گسل‌ها، مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد و با استفاده از شاخص‌های قابل اعتماد سوی حرکت گسل به دقت شناسایی می‌شود. سپس به منظور بررسی نحوه‌ی ارتباط و آرایش شکستگی‌ها با گسل‌ها، به تحلیل شکستگی‌ها در این منطقه می‌پردازیم. بنابراین، پس از انجام کارهای صحرائی (مطالعات سطحی) و برداشت‌های متعدد از سطوح برشی در ۷ ایستگاه، داده‌های شکستگی دسته بندی شد و سپس با برنامه‌های رایانه‌ای همچون Tectonics FP، Win-Tensor و T-Tecto پردازش شدند.

۴-۱- گسل راندگی شاهرود

این گسل در شمال-شمال باختری شهر شاهرود طولی حدود ۴۰ کیلومتر دارد که ادامه‌ی خاوری این گسل در محدوده‌ی مطالعاتی قرار گرفته است. راستای کلی این گسل تقریباً خاوری-باختری با شیب به سمت شمال می‌باشد.

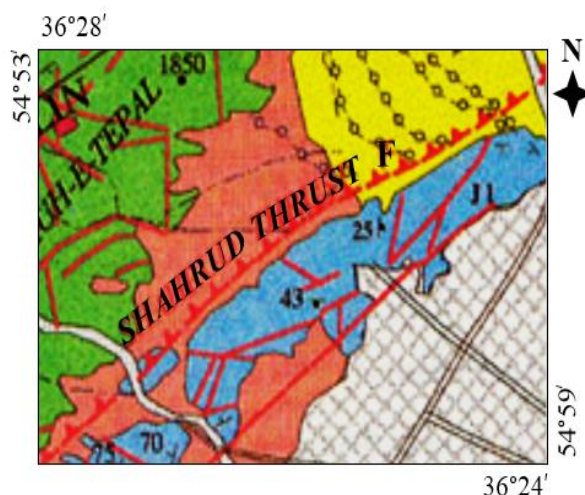
این گسل که اثر آن در آهک‌های مزوزوئیک شمال شاهرود دیده شده است، در ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ شاهرود (وزیری و مجیدی فر، ۱۳۸۰) راندگی شاهرود و در ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ دامغان (صالحی راد و همکاران،

۱۳۶۹) ادامه گسل آستانه معرفی شده است. گسل راندگی شاهرود در واقع ادامه خاوری گسل طزره است که خود ادامه خاوری گسل آستانه است.

قابل ذکر است که اگر چه گسل راندگی شاهرود و گسل آستانه هر دو یک خطواره گسلی را می‌سازند اما آنچه به عنوان گسل راندگی شاهرود معرفی می‌شود از نظر هندسه و سازوکار با گسل آستانه تفاوت دارد. گسل آستانه با راستای چیره شمال خاوری- جنوب باختری و درازای نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر نخستین بار توسط بربریان (۱۳۶۳)، در باختر روستای آستانه با ذکر نشانه‌هایی از برش چپ‌بر در رسوبات آبرفتی کواترنر شناسایی و معرفی شد. وی سازوکار گسل را راندگی با مؤلفه راستالغز چپ‌بر اعلام کرد.

این گسل در فاصله بین آستانه تا فولاد محله، روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری داشته و به سمت شمال خاوری پس از عبور از آستانه با تغییر روند با حالت تقریبی خاوری- باختری ادامه می‌یابد. این گسل اکنون گسلی راستالغز چپ بر شناخته می‌شود (امیدی، ۱۳۸۰؛ جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). این گسل در نقشه زمین‌شناسی شاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ (وزیری و مجیدی فر، ۱۳۸۰)، با نام گسل راندگی شاهرود، به عنوان یکی از گسل‌های اصلی منطقه با روند خاوری- باختری و سازوکار راندگی معرفی شده است. در این نقشه موقعیت گسل، از مرز بین کوه و دشت در محدوده دشت جلالی می‌گذرد (شکل ۴-۱). این در حالیست که در پژوهش حاضر، در برداشت‌های صحرایی از منطقه مطالعاتی، آثاری از گسلش راندگی مشاهده می‌شود که با آنچه در نقشه به عنوان راندگی شاهرود معرفی شده متفاوت است.

در بازدیدهای صحرایی اثری از این گسل در محدوده دشت جلالی مشاهده نشد. بلکه اثر گسل از واحدهای سنگی مزوزوئیک مشرف به شمال شاهرود عبور کرده و در بهترین رخنمون در محدوده نزدیک آرامگاه شهدای گمنام، در مکانی که در اصطلاح عامیانه اهالی شاهرود به کوه سوراخه معروف است به خوبی قابل مشاهده می‌باشد.



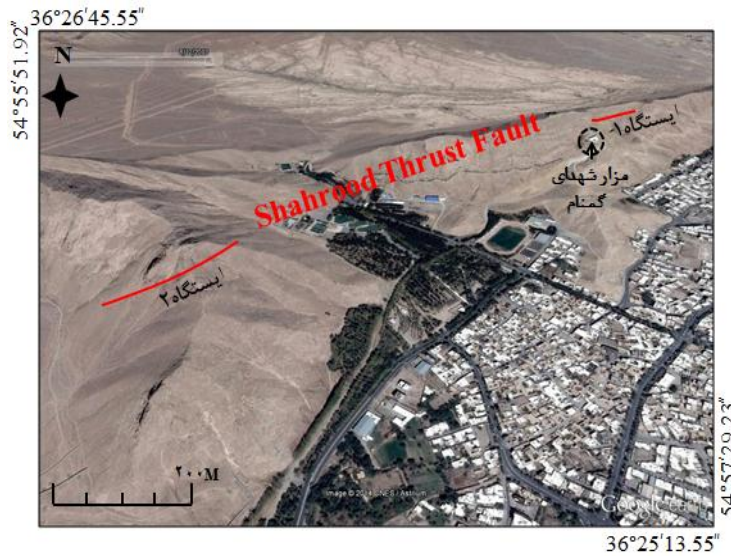
شکل ۴-۱- بخشی از نقشه زمین‌شناسی شاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، که گسل راندگی شاهرود را با روند تقریباً خاوری-باختری نشان می‌دهد (وزیری و مجیدی فر، ۱۳۸۰).

هندس و سازوکار گسل راندگی شاهرود

این گسل در محدوده مطالعاتی در دو ایستگاه قابل برداشت بود و مورد مطالعه قرار گرفت. در ایستگاه ۱، در موقعیت جغرافیایی $40.86^{\circ} 57' 54''$ خاوری تا $36.26^{\circ} 26' 0.95''$ شمالی این گسل از مرز بین دو واحد سنگی لار و شمشک عبور می‌کند بطوریکه فرادیواره گسل را سازند لار و فرودیواره آن را سازند شمشک تشکیل می‌دهد.

درحالی‌که در ایستگاه ۲، در موقعیت جغرافیایی $51.85^{\circ} 56' 54''$ خاوری تا $36.25^{\circ} 28.61''$ شمالی، گسل راندگی شاهرود از سازند لار عبور کرده و فرادیواره و فرودیواره گسل را سازند لار تشکیل می‌دهد.

موقعیت گسل راندگی شاهرود و ایستگاه‌های برداشت بر روی این گسل، در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth در شکل ۴-۲ قابل مشاهده می‌باشد.

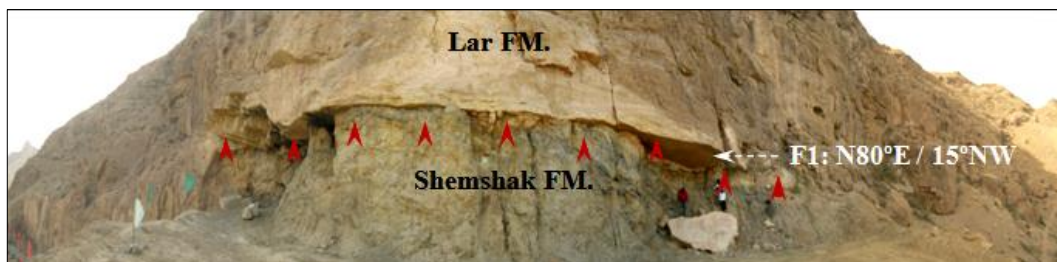


شکل ۴-۲- تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google earth و نمایش اثر گسل راندگی شاهرود در ایستگاه ۱ و ۲.

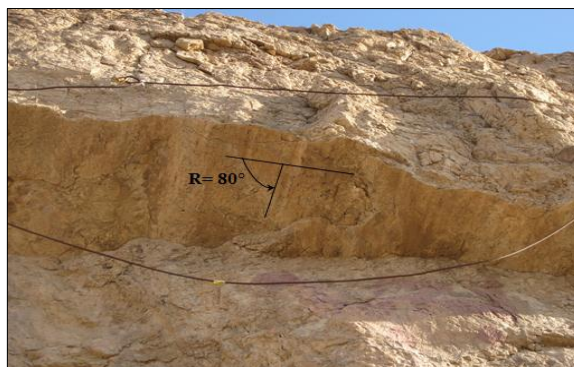
در رخنمون ایستگاه ۱ (معروف به کوه سوراخه) در محدوده مزار شهدای گمنام، گسل راندگی شاهرود با راستای کلی خاوری- باختری، سبب رانده شدن آهک‌های سازند لار با سن ژوراسیک بالایی، بر روی شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک شده است (شکل ۴-۳).

با توجه به اینکه حضور این گسل در مرز بین سازندهای شمشک و لار سبب بهم‌ریختگی چینه‌شناسی نشده و ترتیب سنی چینه‌شناسی در این مرز تغییر نکرده است، می‌توان بیان داشت که از نظر توالی چینه‌نگاری، استقرار سازند لار بر روی شمشک نشان‌دهنده مرز طبیعی بین این دو سازند است. بنابراین در این ایستگاه استفاده از شاخص چینه‌نگاری، به‌منظور تعیین نوع حرکت گسل، قابل استفاده نمی‌باشد. ولی وجود شواهد صحرایی همچون سطح صیقلی و خش‌لغزهای گسلی، حاکی از گسلی بودن این مرز است.

بررسی‌های صحرایی بر روی ریخت‌شناسی سطح گسل در ایستگاه ۱، خراش‌های با ریک بیش از ۸۰ درجه را نشان می‌دهد (شکل ۴-۴) که از چیرگی مؤلفه شیب‌لغزی برای گسل مورد بحث حکایت دارند. این در حالی است که چون گسل شیب کمی دارد و خراش‌های گسلی ریک شیب لغزی دارند گسل از نوع راندگی است.



شکل ۴-۳- رانده شدن سازند لار بر روی سازند شمشک توسط گسل راندگی شاهرود، امتداد گسل با فلش قرمز رنگ مشخص شده است (دید عکس به سمت شمال).



شکل ۴-۴- تصویری از خراش‌های مورب‌لغز با ریک ۸۰ درجه پادساعت گرد بر روی سطح فرادیواره گسل راندگی شاهرود (جهت دید عکس به سمت بالا).

در ایستگاه ۲ در ارتفاعات باختر آبشار، اثر گسل راندگی شاهرود را می‌توان در آهک‌های سازند لار مشاهده نمود (شکل ۴-۲). در این ایستگاه سطح گسل به شدت صاف و صیقلی می‌باشد و به دلیل فرسایش سطح گسل آثاری از خراش‌های گسلی بر روی سطح گسل مشاهده نشد. این درحالیست که اگرچه در محدوده مطالعاتی آثاری از گسلش امتدادلغز بر روی گسل راندگی شاهرود مشاهده نشد، ولی با استناد به مطالعات اعراب و همکاران (۱۳۸۸) بر روی ادامه‌ی باختری این گسل، سازوکار راست‌الغز چپ بر و جنبش کواترنری آن آشکار گشته است. شکل ۴-۵ نمایی صحرائی از گسل راندگی شاهرود را در ایستگاه ۲ نشان می‌دهد که گسل در آهک‌های سازند لار رخنمون یافته و فرادیواره و فرودیواره گسل را سازند لار تشکیل می‌دهد. برداشت‌های صحرائی مربوط به وضعیت هندسی این گسل تراستی در جدول ۴-۱ و استریوگرام‌های مربوط به این برداشت‌ها، شامل تصاویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای همراه با موقعیت خراش‌های گسلی و نمودار هم تراز قطب آن‌ها در شکل ۴-۶ نشان داده شده است.



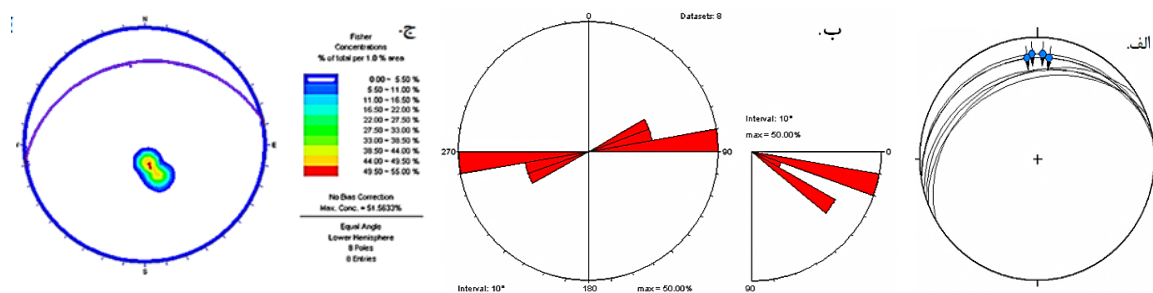
شکل ۴-۵- تصویر صحرایی از ادامه باختری گسل راندگی شاهرود در آهک‌های لار (دید عکس به سمت خاور).

با توجه به نمودار گل‌سرخ امتدادی ترسیم شده برای داده‌ها (شکل ۴-۶) مشخص شد که ۵۰ درصد داده‌های برداشت شده از سطح این گسل در بازه امتدادی ۸۰ تا ۹۰ درجه قرار دارند که نشان می‌دهد این گسل، یک گسل تقریباً شرقی - غربی است. همچنین در نمودار گل‌سرخ شیبی، ۵۰ درصد داده‌ها شیبی بین ۱۰ تا ۲۰ درجه را نشان می‌دهند. این شیب کم، بیان می‌دارد که گسل از نوع راندگی است. در نتیجه رسم نمودار هم‌تراز برای قطب صفحات اندازه‌گیری شده در طول گسل راندگی شاهرود، مشخص شد که گسل راندگی شاهرود از نظر هندسی دارای موقعیت میانگین $N80^{\circ}E, 20^{\circ}NW$ است.

جدول ۴-۱- داده‌های برداشت شده از سطح گسل راندگی شاهرود.

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

Fault plane		Slicken Lines			Station
Dip. Dir.	Dip	Aimuth	Plunge	Sense*	No.
350	15	356	14	1	1
352	18	006	17	1	1
330	31				2
350	15	002	14	1	1
50	18	354	18	1	1
340	30				2
345	28				2
338	35				2



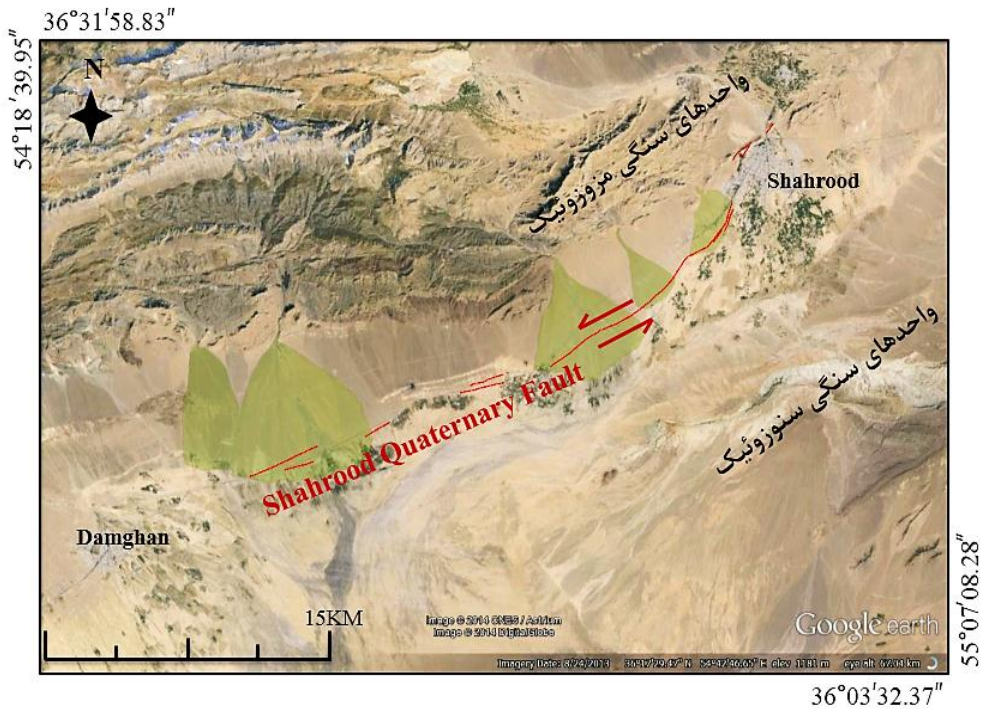
شکل ۴-۶- الف- استریوگرام ترسیم شده از صفحات گسلی همراه با موقعیت خراش گسلی برداشت شده از سطح گسل راندگی شاهرود، ب- نمودار گل سرخی شیبی و امتدادی. ج- نمودار هم‌تراز قطب صفحات گسلی و به‌دست آوردن موقعیت غالب $N80^{\circ}E, 20^{\circ}NW$ برای گسل راندگی شاهرود.

۴-۲- گسل کواترنری شاهرود

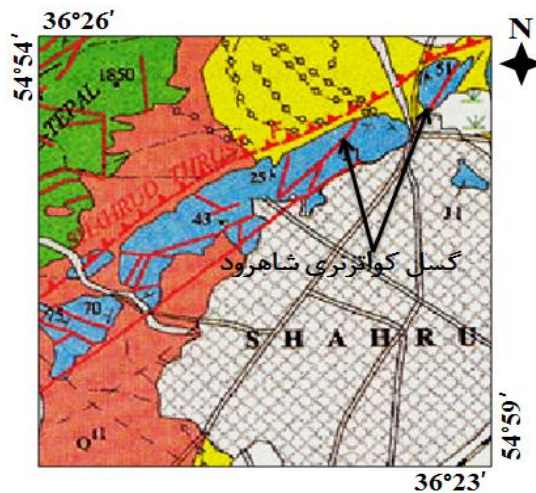
از بارزترین ساختار تکتونیکی موجود در منطقه مطالعاتی می‌توان به گسل کواترنری شاهرود اشاره کرد. این گسل در شمال- شمال باختری شهر شاهرود قرار داشته و در محدوده مطالعاتی طولی حدود ۱۳ کیلومتر دارد.

این گسل از ارتفاعات شمال - شمال خاور شاهرود عبور کرده و پس از گذشتن از محدوده شهر شاهرود به سمت دامغان بر روی نهشته‌های کواترنری به صورت یک خط برش بر روی پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و جوان (Qt_1 و Qt_2) به طول حدود ۴۵ کیلومتر بر روی عکس‌های هوایی به مقیاس ۱:۵۵,۰۰۰ به شماره ۳۶۵۸ و ۳۶۵۹ و نیز بر روی تصاویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google earth قابل مشاهده است (شکل ۴-۷).

گسل مورد بحث که در نقشه زمین‌شناسی شاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰ (وزیری و مجیدی‌فر، ۱۳۸۰)، فقط به صورت یک خطواره بر روی واحدهای سنگی مزوزوئیک شمال شاهرود و ارتفاعات جاده شاهرود- بسطام مشخص شده است (شکل ۴-۸)، در این پژوهش، برای اولین بار شناسایی شده است و با نام گسل کواترنری شاهرود مورد بحث و بررسی هندسی و سینماتیک قرار گرفته است.



شکل ۴-۷- نمایش خطواره گسل کواترنری شاهرود در تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google earth.



شکل ۴-۸- بخشی از نقشه زمین شناسی شاهرود با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، که گسل کواترنری شاهرود را با روند شمال خاور- جنوب باختر نشان می‌دهد (وزیری و مجیدی فر، ۱۳۸۰).

گسل کواترنری شاهرود به صورت یک گسل واحد نبوده بطوریکه در بخش شمالی و بر روی واحدهای مزوزوئیک از دو گسل موازی هم و در بخش جنوبی که گسل از نهشته‌های کواترنری عبور کرده است در بعضی قسمت‌ها از سه گسل و در بعضی قسمت‌ها از دو گسل موازی هم با فاصله حدود ۱۰۰ متر و پهنه برشی با عرض تقریبی ۲۰۰ متر تشکیل شده است. این خطواره گسلی در راستای خود دو چهره کاملاً متفاوت دارد. بخش شمال خاوری آن که سازندهای آهکی مزوزوئیک ارتفاعات شمال و شمال

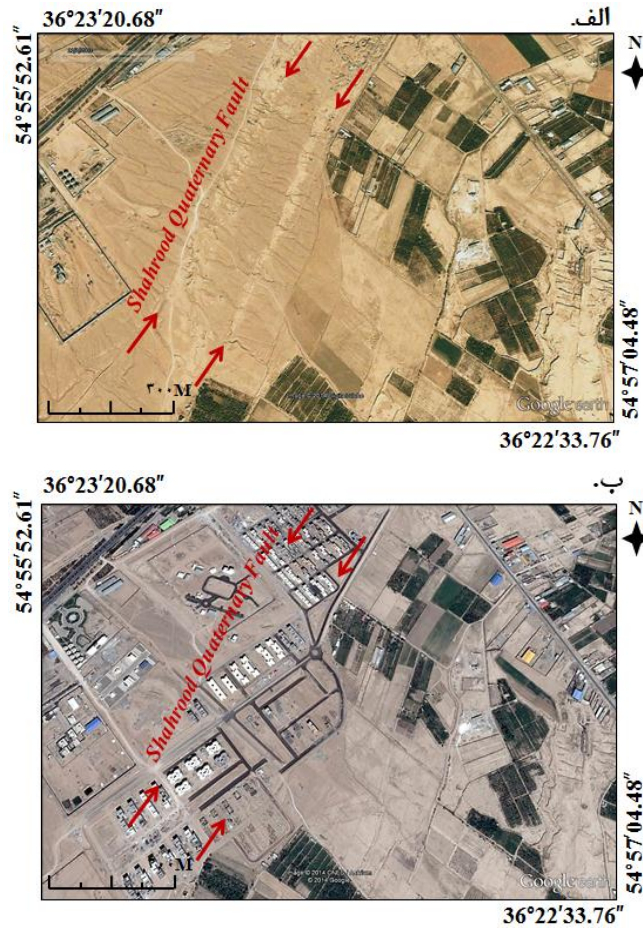
خاور شاهرود را قطع می‌کند، در دو شاخه با روند چیره $N40^{\circ}E$ در تصاویر ماهواره‌ای همچنان آشکار است و قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹- تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google earth از بخش شمال خاوری گسل کواترنری شاهرود و نمایش تأثیر آن بر روی سازندهای آهکی مزوزوئیک مشرف به شهر شاهرود و زون گسلی ایجادشده توسط این گسل. در اینجا گسل در دو شاخه تقریباً موازی که در تصویر نشان داده شده است قابل مشاهده می‌باشد.

ولی بخش جنوب باختری آن در محدوده مطالعاتی، که نهشته‌های کواترنری را بریده است به دلیل ساخت و ساز، قسمت‌هایی از آن در زیر ساختمان‌ها و نیز توسط تسطیح به منظور ایجاد فضاهای عمومی محو شده است. این وضعیت را در تصویر ماهواره‌ای لندست ۲۰۱۴ برگرفته از Google Earth می‌توان مشاهده نمود (شکل ۴-۱۰-ب).

اما در همین تصویر که مربوط به سال ۲۰۰۳ است و نیز در عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۵۰,۰۰۰ سال ۱۹۵۵ به شماره‌های ۳۶۵۸ و ۳۶۵۹ که هنوز شهر شاهرود توسعه و پیشرفت ننموده است، روند چیره $N40^{\circ} - 45^{\circ}E$ را برای این گسل می‌توان مشاهده نمود (شکل ۴-۱۰-الف). اثر این خطواره‌ی گسلی در فاصله شهر شاهرود تا دامغان کمتر دستخوش فعالیت‌های انسانی قرار گرفته و به خوبی در تصاویر ماهواره‌ای قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴-۷).

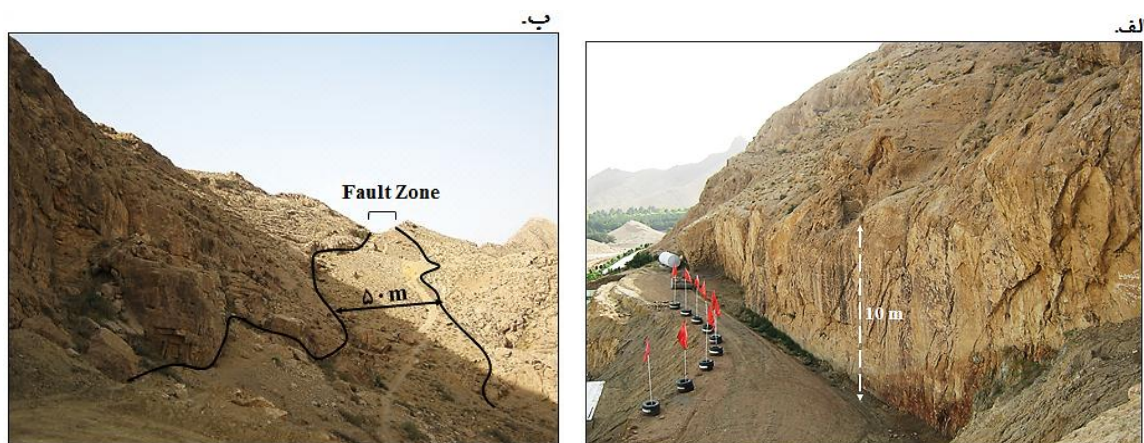


شکل ۴-۱۰- تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google Earth از بخش جنوب باختری گسل کواترنری شاهرود و نمایش تأثیر آن بر روی نهشته‌های کواترنری؛ الف- تصویر مربوط به سال ۲۰۰۳ و نمایش بخش جنوب باختری خطواره گسل کواترنری شاهرود در آن، ب- تصویر ماهواره‌ای از همان مکان در سال ۲۰۱۴ و نمایش توسعه و پیشرفت شهر بر روی منطقه گسلی.

هندس و سازوکار گسل کواترنری شاهرود:

در حال حاضر، بهترین رخنمون از این گسل که قابلیت اندازه‌گیری وضعیت هندسی و نشانه‌های حرکتی بر روی سطح آن وجود دارد، در آهک‌های مزوزوئیک مشرف به شمال شهر شاهرود، به‌ویژه در کنار آرامگاه شهدای گمنام قرار دارد. این بخش از گسل با روند شمال خاور- جنوب باختر و شیب زیاد به سمت شمال باختر، در کنار آرامگاه شهدای گمنام در موقعیت جغرافیایی $37.86^{\circ} 57' 54^{\circ}$ خاوری تا $36^{\circ} 25' 58.81^{\circ}$ شمالی قابل اندازه‌گیری و مطالعه است (شکل ۴-۹). از شواهد روی زمین این بخش از گسل می‌توان به پرتگاه گسلی ایجاد شده با شیب نزدیک به قائم و ارتفاع حدود ۱۰ متر اشاره

کرد که تصویر صحرایی آن در شکل ۴-۱۱-الف قابل مشاهده است. در ضمن این گسل به همراه تعدادی گسل موازی با خود، زون خرد شده‌ای را در سازند لار ایجاد کرده است، این منطقه گسلی (Fault Zone) با عرض حدود ۵۰ متر در شکل ۴-۱۱-ب نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۱-الف- تصویر صحرایی از بخش شمال خاوری گسل کواترنری شاهرود با موقعیت چیره $N38^{\circ}E, 81^{\circ}NW$ در آهک‌های لار (دید عکس به سمت شمال باختر)، ب- تصویری از امتداد این بخش از گسل در آهک‌های شمال شاهرود و منطقه گسلی (Fault Zone) ایجادشده توسط آن (دید عکس به سمت شمال خاور).

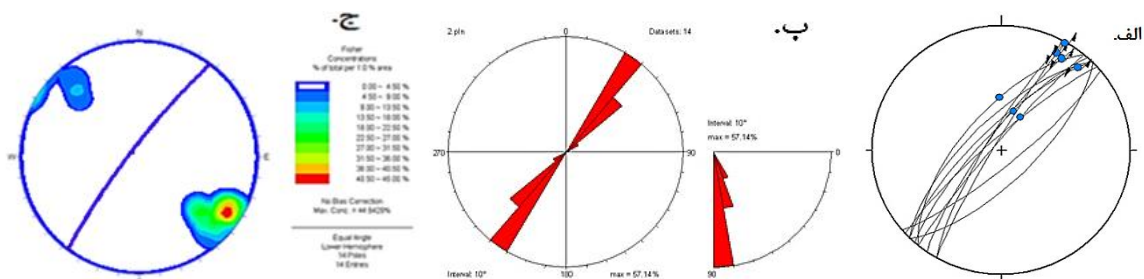
در پیمایش بر روی این بخش از گسل، موقعیت هندسی سطح گسل برداشت شد. برداشت‌های صحرایی مربوط به وضعیت هندسی گسل در بخش شمال خاور در جدول (۴-۲) نشان داده شده است. قابل ذکر است که شیب گسل را فقط در رخنمون‌های پیرامون آرامگاه شهدای گمنام بر روی آهک‌های مزوزوئیک می‌توان اندازه‌گیری نمود. در این رخنمون‌ها شیب گسل زیاد و نزدیک به قائم است. استریوگرام‌های مربوط به این برداشت‌ها، شامل تصاویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای همراه با موقعیت خراش‌های گسلی و نمودار هم‌تراز قطب آن‌ها موقعیت $N38^{\circ}E, 81^{\circ}NW$ را برای این بخش از گسل نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۲). با توجه به نمودار گل‌سرخ امتدادی و شیبی ترسیم شده برای داده‌ها (شکل ۴-۱۲) مشخص شد که بیش از ۶۷ درصد داده‌های برداشت شده از سطح این گسل در بازه امتدادی ۴۰ تا ۵۰ درجه و شیب ۸۰ تا ۹۰ درجه قرار دارند پس این گسل، یک گسل شمال خاوری- جنوب باختری با شیب نزدیک به قائم است. در نتیجه رسم نمودار هم‌تراز برای قطب صفحات اندازه‌گیری شده در طول گسل کواترنری شاهرود، مشخص شد که این گسل در بخش شمال

خاوری از نظر هندسی دارای موقعیت میانگین $N38^{\circ}E, 81^{\circ}NW$ است

جدول ۴-۲ داده‌های برداشت شده از سطح گسل کواترنری شاهرود

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

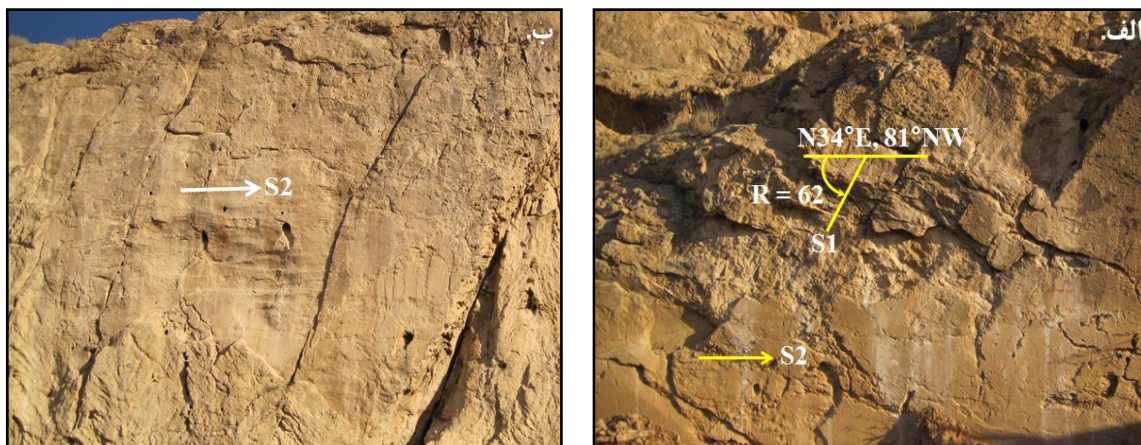
Fault Plane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
300	85	028	12	4
135	70			
305	80	032	14	4
308	85	029	65	1
305	65			
300	80	029	01	4
300	80	029	01	4
140	80			
301	78	031	63	1
318	82			
315	75	041	12	4
0 3	85			
310	65	040	55	1
315	70			



شکل ۴-۱۲- الف- استریوگرام ترسیم شده از صفحات گسلی همراه با موقعیت دو نسل خراش گسلی برداشت شده از سطح گسل کواترنری شاهرود، ب- نمودار گل‌سرخ‌شیبی و امتدادی، ج- کنتور دیاگرام تراکم قطب صفحات گسلی و به‌دست آوردن موقعیت غالب $N38^{\circ}E/81^{\circ}NW$ برای گسل کواترنری شاهرود.

مشاهدات صحرائی بر روی این بخش از گسل دو نسل خراش گسلی را بر روی سطح گسل به اثبات رسانید. یک دسته از این خراش‌ها مورب‌لغز با ریک حدود ۶۲ درجه پادساعت‌گرد هستند و دسته

دوم، ریک نزدیک به صفر درجه دارند. با در نظر گرفتن قاعدهٔ برش که خراش گسلی قطع کنندهٔ خراش گسلی دیگر، از نظر سنی جوان تر است می‌توان بیان داشت که خراش‌های گسلی افقی، جوان تر و مربوط به حرکت گسل در بازهٔ نو زمین ساخت می‌باشند (شکل ۴-۱۳).



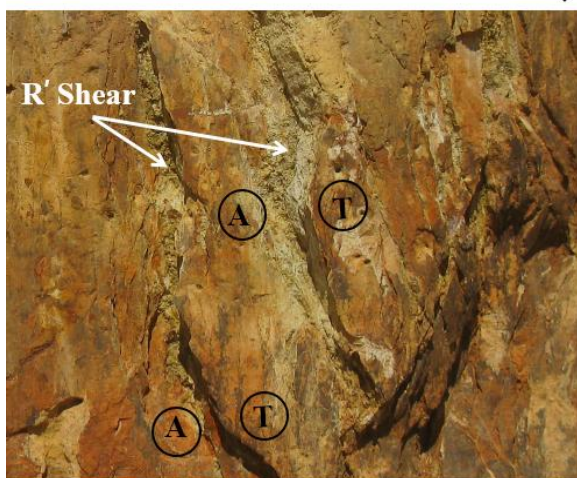
شکل ۴-۱۳- الف- نمایش دودسته خراش بر روی سطح گسل کواترنری شاهرود، الف- نسل اول خراش‌ها (S1) مورب‌لغز با ریک ۶۲ درجه پادساعت‌گرد هستند، ب- نسل دوم خراش‌ها (S2) ریک صفر درجه دارند و راستالغز می‌باشند (جهت دید عکس‌ها به سمت شمال، فرادیواره H.W، فلش‌ها سمت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهند).

به‌منظور تعیین جهت و سوی برش بر روی این شاخه از گسل، از شاخص‌های ریخت‌شناسی روی سطح گسل استفاده شد. بدین منظور شکستگی‌های روی سطح گسل برداشت شد (جدول ۴-۳). استریوگرام‌های مربوط به این برداشت‌ها، شامل تصاویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای همراه با موقعیت خراش‌ها بر روی صفحات شکستگی و نمایش زاویهٔ بین میانگین صفحات شکستگی‌ها با سطح گسل اصلی و نیز نمودار گل‌سرخ‌ی این شکستگی‌ها در شکل ۴-۱۶ قابل مشاهده می‌باشد.

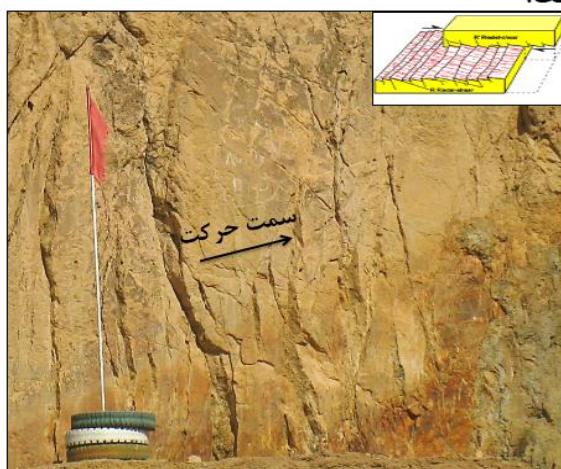
اثر این شکستگی‌ها که دارای موقعیت میانگین $N36^{\circ}W, 77^{\circ}NE$ هستند، تقریباً عمود بر خراش‌های افقی روی سطح گسل بوده و حالت دندان‌های در سطح گسل ایجاد کرده و جابجایی راست‌بر از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۴). زاویه‌ی بین این شکستگی‌های برشی با سطح گسل اصلی ۷۷ درجه است (شکل ۴-۱۶). این شکستگی‌ها که برشی‌های ناهم‌سو با حرکت گسل هستند با زاویه‌ای به اندازهٔ $90 - \phi/2$ نسبت به گسل اصلی توسعه می‌یابند. نماد ϕ که زاویهٔ اصطکاک داخلی نامیده می‌شود برای سنگ‌های با لیتولوژی‌های مختلف متفاوت است و مقدار آن در آزمایشگاه‌های تجربی بدست

آمده است (Look, 2007). در اینجا چون شکستگی‌ها در واحدهای آهکی حضور دارند براساس محاسبات تئوریک و قراردادن زاویه اصطکاک داخلی سنگ آهک ($\theta = 34^\circ$) در فرمول $R' = 90 - \theta/2$ زاویه 73° درجه برای شکستگی‌های نوع R' بدست آمد که این زاویه با نتایج داده‌های صحرایی (زاویه 77° درجه) همخوانی و قرابت نزدیکی دارد. بنابراین با توجه به ویژگی‌هایی که برای شکستگی‌های برشی ریدل بیان شد و مقایسه این شکستگی‌ها با برشی‌های نوع R' ، می‌توان این شکستگی‌ها را از نوع R' دانست و با توجه به اینکه این شکستگی‌ها حرکت راست‌بر از خود نشان می‌دهند، بنابراین می‌توان حرکت گسل کواترنری شاهرود را در جدیدترین فاز از نوع چپ‌بر معرفی کرد. از دیگر شواهدی که بر چپ بودن این گسل تاکید دارند حضور مناظر نامتقارن بر روی سطح گسل است. از ویژگی‌های مهم مناظر نامتقارن اینست که بخشی از حفره که دیواره آزاد را تشکیل می‌دهد فاقد خراش گسلی است و قسمتی از حفره که دیواره درگیر را تشکیل می‌دهد دارای خراش گسلی است. خراش‌های گسلی تشکیل شده در این بخش در اثر حرکت دو بلوک گسلی در کنار هم ایجاد شده است. سمت حرکت در این مناظر به سمت دیواره‌ای است که خراش بر روی آن تشکیل شده است (شکل ۴-۱۵). ریخت شناسی این منطقه حاکی از برخاستگی بلوک شمالی نسبت به بلوک جنوبی و در نتیجه سازوکار چیره معکوس برای فاز S_1 است.

ب.



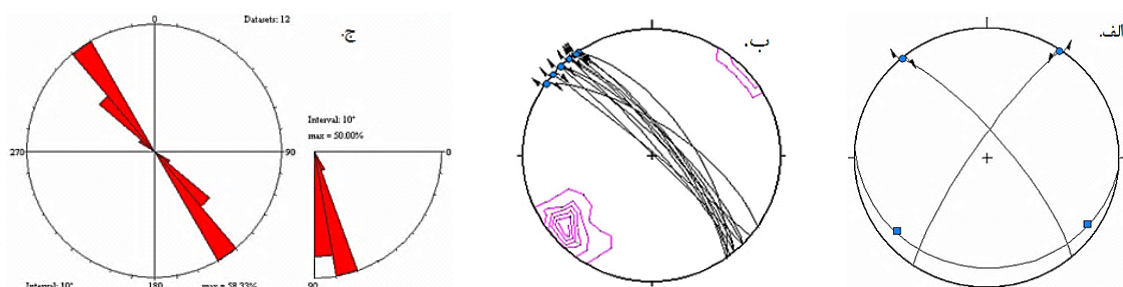
الف.



شکل ۴-۱۴-الف- شکستگی‌های برشی نوع R' که حالت دندان‌های در سطح گسل ایجاد می‌کنند (فلش سمت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهند، دید عکس به سمت شمال خاور)؛ ب- نمایش جابجایی راست بر این شکستگی‌ها بر روی سطح گسل.



شکل ۴-۱۵- تصویر صحرایی از مناظر نامتقارن بر روی سطح گسل (دید عکس به سمت شمال خاور).

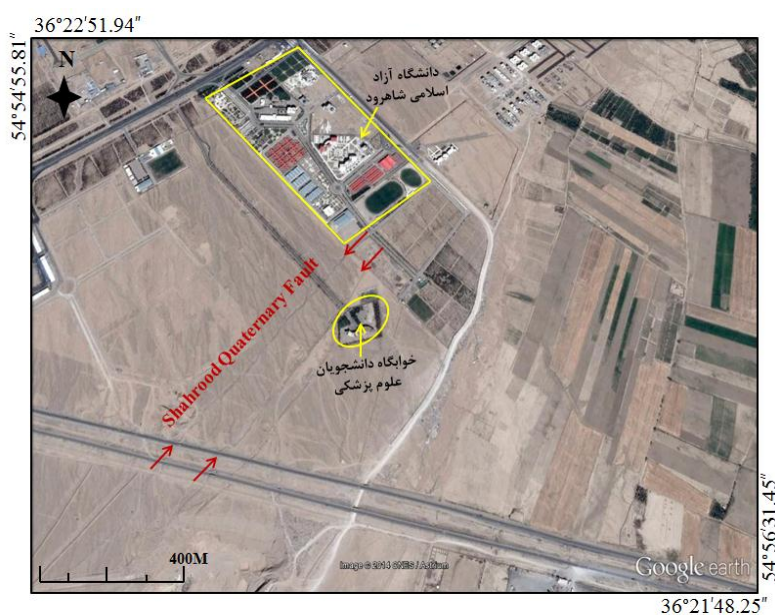


شکل ۴-۱۶-الف- تصویر استریوگرافیک از صفحه میانگین برای گسل کواترنری شاهرود با موقعیت $N38^{\circ}E/81^{\circ}NW$ همراه با موقعیت میانگین شکستگی‌های برشی R' و نمایش موقعیت خراش گسلی روی آن‌ها و نیز نمایش زاویه 77° درجه بین شکستگی‌های ریدل و گسل کواترنری شاهرود، ب- استریوگرام ترسیم شده از صفحات شکستگی برداشت شده از سطح گسل کواترنری شاهرود همراه با قطب صفحات شکستگی، ج- نمودار گل سرخی امتدادی و شیبی به منظور نمایش امتداد شکستگی‌ها.

جدول ۴-۳- شکستگی‌های برشی (نوع R') برداشت شده از سطح گسل کواترنری شاهرود.
*جهت حرکت فرادایواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

Fault Plane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
055	65	325	01	3
053	80	307	01	3
045	75	315	01	3
050	85	320	01	3
045	80	315	01	3
050	75	320	01	3
055	77	325	01	3
054	75	324	01	3
050	78	320	01	3
045	89	315	01	3
040	88	310	01	3
035	70	305	01	3

بخش جنوب باختری گسل که نهشته‌های کواترنری را بریده است، در بعضی بخش‌ها در دو شاخه و در بعضی بخش‌ها در سه شاخه موازی هم با فاصله حدود ۵۰ تا ۱۰۰ متر در بهترین رخنمون در منطقه مطالعاتی در مجاورت خوابگاه دانشجویان علوم پزشکی و نیز در باختر سایت دانشگاه آزاد اسلامی با روند حدود $N40^{\circ}E$ قابل مشاهده است (شکل ۴-۱۷). تصویر صحرایی مربوط به اثر گسل کواترنری شاهرود بر روی نهشته‌های کواترنری در مجاورت خوابگاه دانشجویان علوم پزشکی در شکل ۴-۱۸ نشان داده شده است.



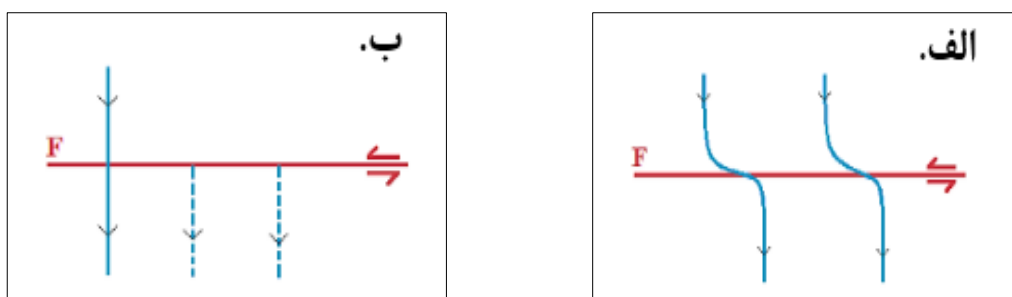
شکل ۴-۱۷- نمایش امتداد این گسل در نهشته‌های کواترنری باختر دانشگاه آزاد اسلامی شاهرود که در تصاویر لندست سال ۲۰۰۳ و ۲۰۱۴ به خوبی قابل مشاهده می‌باشد (برگرفته از Google earth).



شکل ۴-۱۸- تصویر صحرایی از تأثیر این گسل در نهشته‌های کواترنری در باختر دانشگاه آزاد (دید عکس به سمت شمال خاور).

مخروط افکنه‌ها به عنوان نقطه پایانی سیستم فرسایشی و رسوبگذاری، منعکس کننده رخداد‌های زمین‌ساختی از قبیل گسل خوردگی، بالا آمدگی، کج شدگی و ... می‌باشند.

یکی از اثرات فعالیت‌های گسل‌های راستالغز بر روی مخروط افکنه‌ها، جابجایی در کانال آبراهه‌ها در راستای گسل می‌باشد که می‌تواند در پاسخ آبراهه‌ها در برابر حرکت‌های نوزمین‌ساختی گسل صورت گرفته باشد. بنابراین با مطالعه آبراهه‌ها با توجه به جوان بودن این پدیده‌های زمین‌ریختی می‌توان شواهد غیر قابل انکاری در چگونگی سازوکار گسل در بازه نو زمین ساخت بدست آورد (Bull, 2007). انحراف در مسیر آبراهه‌های یک منطقه می‌تواند دلیلی بر وجود یک گسل راستالغز باشد. گاهی نیز حرکت راستالغز گسل‌ها، آبراهه‌ها را به طور کلی از ادامه بستر اصلی جدا می‌کند و جریان‌های بعدی در آبراهه‌های جابجا شده موجب ایجاد بستر جدید در مسیر پائین دست می‌گردد (شکل ۴-۱۹).

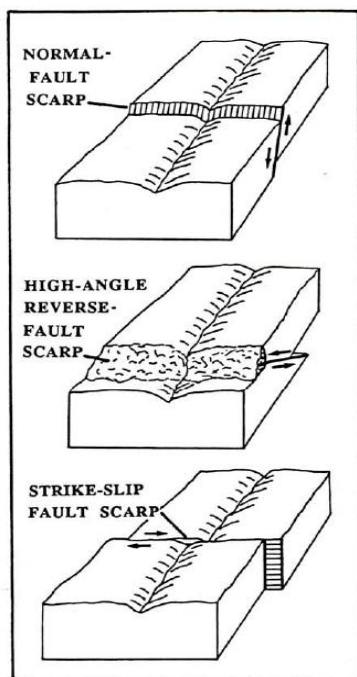


شکل ۴-۱۹- انحراف و جابجایی آبراهه‌ها بر اثر عملکرد یک گسل راستالغز چپ بر، الف- تغییر مسیر آبراهه در امتداد گسل، ب- دو آبراهه از کار افتاده در نتیجه دو جنبش گسل

با دقت در طرح آبراهه‌ها در مناطق متأثر از گسل می‌توان چنین بیان داشت: چنانچه یک گسل کواترنری، جنبش شیب لغز محض به صورت فشاری یا کششی داشته باشد، آبراهه‌های بریده شده در بالادست و پایین دست گسل در یک امتداد قرار خواهند گرفت.

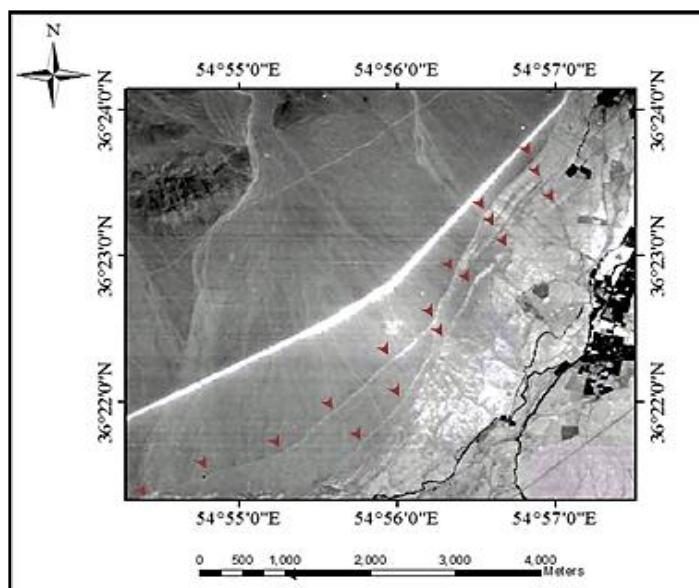
این در حالی است که اگر گسل حرکت شاغولی نداشته باشد و تنها جنبش امتدادلغز محض داشته باشد، آبراهه‌های بریده شده در بالادست و پایین دست گسل در یک امتداد قرار نمی‌گیرند (شکل ۴-۲۰)، بنابراین در جریان بعدی در طول کانال رودخانه، رودخانه شروع به حفر بستر جدید برای خود می‌کند و کانال قدیمی به صورت ابتر باقی می‌ماند. در این حالت با دقت در تعداد کانال‌های آبراهه در

پایین دست و بالا دست خط گسل می‌توان به سازوکار گسل پی برد.



شکل ۴-۲۰- چگونگی جابجایی آبراهه‌ها توسط گسل‌های نرمال، معکوس و امتدادلغز (Hancock, 1988)

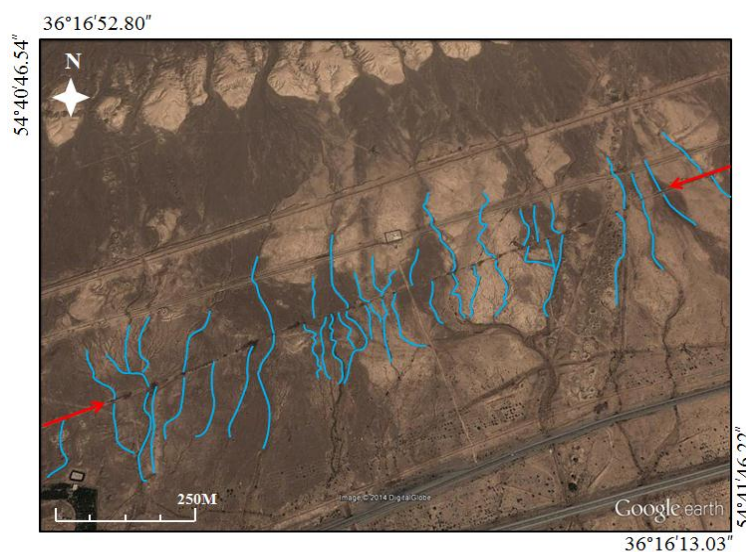
با توجه به مطالعات انجام شده بر روی گسل کواترنری شاهرود اعم از مشاهدات صحرائی و تصاویر دورسنجی، قطع شدگی رسوبات کواترنری توسط این گسل در جنوب باختری شهر شاهرود به وضوح قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۴-۲۱).



شکل ۴-۲۱- نمایش اثر گسل کواترنری شاهرود در نهشته‌های مخروط افکنه‌ای جنوب باختر شهر شاهرود درعکس هوایی با مقیاس ۱:۵۵۰۰۰ سال ۱۹۵۵.

انحراف و جابجایی آبراهه‌ها و کانال‌های رودخانه‌ای در سراسر بخش جنوب باختری گسل کواترنری شاهرود نشان دهنده فعالیت کواترنری این گسل می‌باشد. طرح آبراهه‌ها در نهشته‌های کواترنری در منطقه مطالعاتی نشان می‌دهد که بسیاری از آن‌ها در برخورد با گسل کواترنری شاهرود قطع شده و در پایین دست گسل هم‌تایی ندارند و با مقایسه تعداد آبراهه‌های پایین دست گسل نسبت به بالادست، مشاهده می‌شود که شمار آن‌ها در پایین دست بیشتر از بالا دست بوده و نشان از امتدادلغز بودن گسل دارد.

همچنین نبود شواهد بالآمدگی و جنبش شاغولی در طرفین گسل و حفظ شدن شیب توپوگرافی طبیعی مخروط افکنه در عبور از گسل نشان دهنده حرکت راستالغز محض در طول گسل کواترنری شاهرود است (شکل ۴-۲۲). یادآوری می‌شود مطالعه این گسل در واحدهای کواترنری که مستلزم سنجایی است در این تحقیق پیش بینی نشده است.



شکل ۴-۲۲- نمایش آبراهه‌های پایین دست و بالادست گسل کواترنری شاهرود که شمار آن‌ها در پایین دست گسل بیشتر از بالا دست بوده و نشان از امتدادلغز بودن گسل دارد.

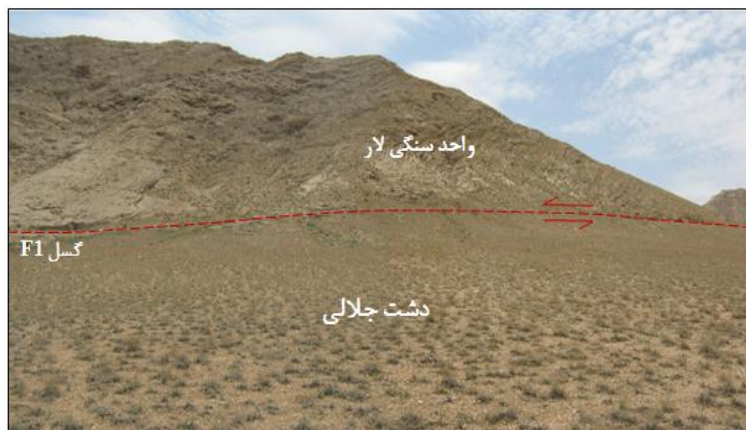
F1-۳-۴ گسل

این گسل با روند شمال خاور- جنوب باختر و شیب به سمت جنوب خاور با طول حدود ۲ کیلومتر مرز بین دشت جلالی و آهک‌های مزوزوئیک را تشکیل می‌دهد. دشت جلالی از نظر موقعیت

جغرافیایی در بخش شمالی منطقه مطالعاتی قرار دارد. شکل ۴-۲۳ موقعیت این گسل را در تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google earth نشان می‌دهد. تصویر صحرایی از رخنمون این گسل در مرز بین کوه و دشت در شکل ۴-۲۴ قابل مشاهده می‌باشد.



شکل ۴-۲۳- تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google earth و نمایش گسل F1 در حد بین کوه و دشت



شکل ۴-۲۴- تصویر صحرایی از گسل F1 در حد بین کوه و دشت (دید عکس به سمت جنوب)

بهترین رخنمون از گسل F1 در موقعیت جغرافیایی $54^{\circ} 56' 59.75''$ تا $36^{\circ} 25' 50.74''$ خاوری در ابتدای جاده معروف به سلامتی قرار گرفته است (شکل ۴-۲۵).



شکل ۴-۲۵-الف- نمایی از گسل F1 در مرز بین واحدهای مزوزوئیک و دشت جلالی با موقعیت میانگین $N48^{\circ}E/78^{\circ}SE$ (دید عکس به سمت شمال خاور)، ب- خردشدگی (برشی شدن) آهک همراه با سطح گسل F1 (دید عکس به سمت شمال خاور).

شکل ۴-۲۶ ادامه جنوب باختری این گسل را در عبور از واحد آهکی لار نشان می‌دهد.

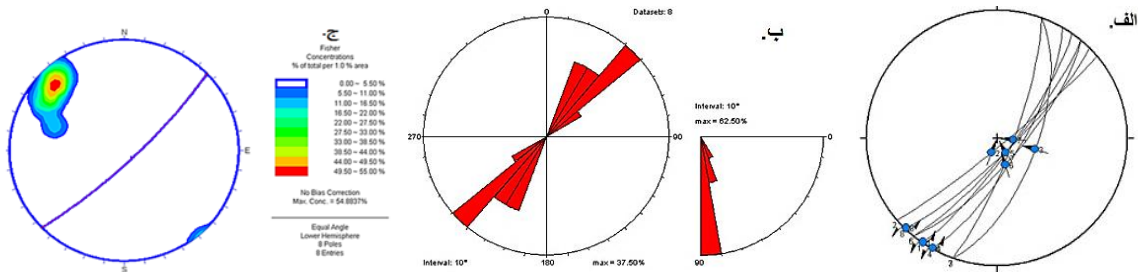


شکل ۴-۲۶- تصویری از ادامه گسل F1 که از واحدهای آهکی لار عبور می‌کند (دید عکس به سمت شرق).

در پیمایش بر روی این گسل، سطح گسل در ۶ ایستگاه قابل برداشت بود. برداشت‌های صحرایی مربوط به وضعیت هندسی گسل F1 در جدول (۴-۴) نشان داده شده است. استریوگرام‌های مربوط به این برداشت‌ها، شامل تصاویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای همراه با موقعیت خراش‌های گسلی و نمودار هم‌تراز قطب آن‌ها موقعیت $N48^{\circ}E/78^{\circ}SE$ را برای این گسل نشان می‌دهد (شکل ۴-۲۷).

با توجه به نمودار گل‌سرخ‌ی امتدادی و شیبی ترسیم شده برای داده‌ها (شکل ۴-۲۷) مشخص شد که بیش از ۶۷ درصد داده‌های برداشت شده از سطح این گسل در بازه امتدادی ۴۰ تا ۵۰ درجه و شیب

۸۰ تا ۹۰ درجه قرار دارند پس این گسل، یک گسل شمال خاوری- جنوب باختری با شیب نزدیک به قائم است.



شکل ۴-۲۷- الف- استریوگرام ترسیم شده از صفحات گسلی همراه با موقعیت خراش‌های گسلی برداشت شده از سطح گسل F1، ب- نمودار گل‌سرخ شیبی و امتدادی. ج- کنتور دیاگرام تراکم قطب صفحات گسلی و به دست آوردن موقعیت غالب $N48^{\circ}E/78^{\circ}SE$ برای گسل F1.

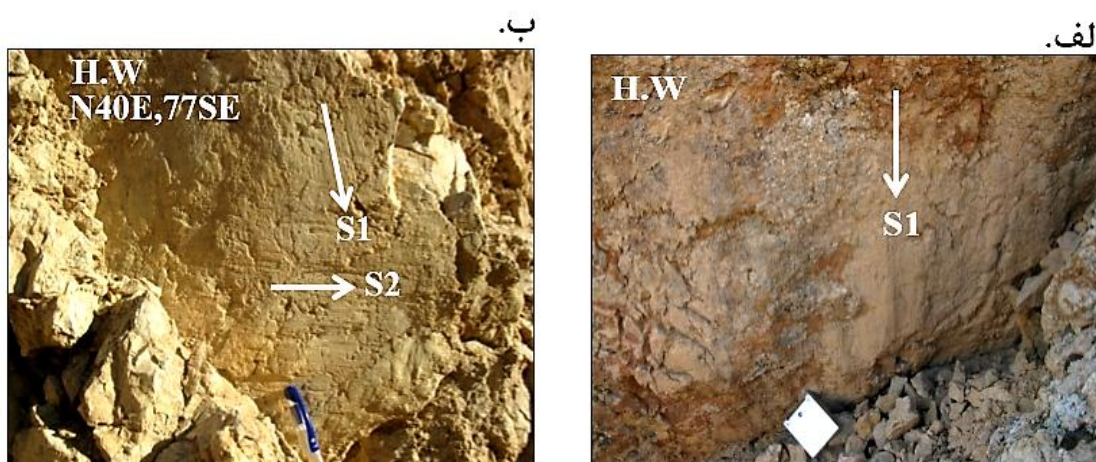
جدول ۴-۴- داده‌های برداشت شده از سطح گسل F1

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

Fault Plane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
125	80	214	01	4
140	85	198	80	1
110	65	107	64	1
120	75	209	01	4
134	80	149	79	1
130	75	163	72	1
110	80	096	79	1
135	80	224	01	4

مشاهدات صحرایی دو نسل خراش گسلی را بر روی سطح گسل به اثبات رسانید که بر اساس قاعده برش که خراش گسلی قطع کننده خراش گسلی دیگر از نظر سنی جوانتر است، خراش‌های شیب‌لغز (S1) قدیمی‌ترین فاز و خراش‌های با ریک صفر درجه (S2) جوان‌ترین فاز حرکت بر روی این شاخه از گسل را نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۸). به منظور تعیین سازوکار گسل، از شواهد ریخت‌شناسی سطح گسل استفاده شد. در بازدیدهای صحرایی بر روی این گسل، در اکثر ایستگاه‌ها به دلیل فرسایش سطح گسل و از بین رفتن آثار مورفولوژیک، فقط می‌توان خراش‌های گسلی را روی سطح گسل

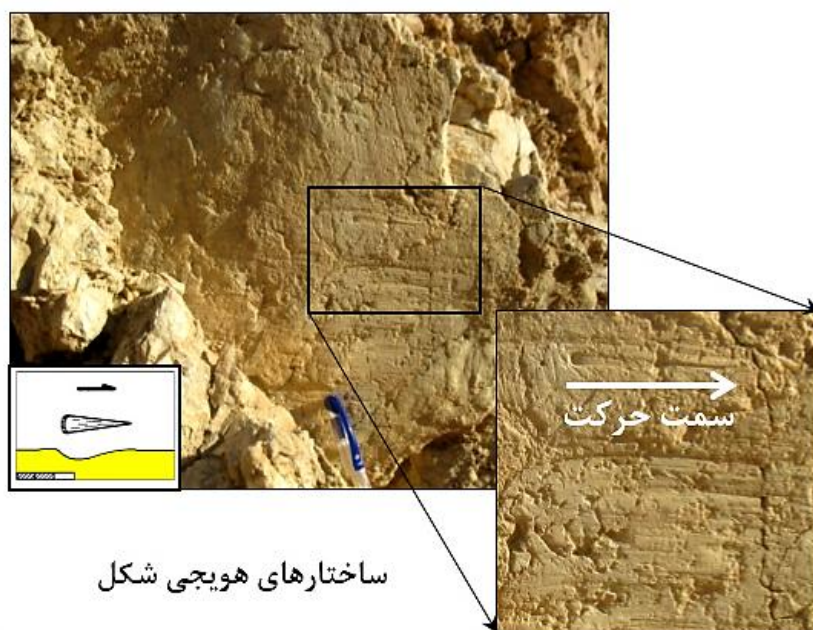
مشاهده کرد و امکان تشخیص سازوکار گسل وجود نداشت. با این وجود در دو ایستگاه، این شاخص‌ها قابل تشخیص بودند که می‌توان به حضور پله‌های گسلی و نیز ساختارهای هویجی شکل بر روی سطح گسل اشاره کرد. قابل ذکر است که نوک V شکل علائم هویجی سمت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهد (شکل ۴-۳۰) و در خصوص پله‌های گسلی حرکت دست روی سطح گسل در راستای حرکت بلوک گم‌شده آسان است و احساس نرمی می‌شود (شکل ۴-۲۹). بنابراین با استناد به شواهد فوق، سازوکار گسل F1 در جدیدترین فاز به صورت راست‌الغز چپ بر تشخیص داده شد.



شکل ۴-۲۸- نمایش دو نسل خراش گسلی بر روی سطح گسل F1، خراش‌های گسلی (S1) با زاویه‌ی ریک زیاد نشان‌دهنده‌ی سازوکار شیب‌لغز گسل می‌باشند. خراش‌های گسلی (S1) قدیمی‌ترین فاز حرکت بر روی گسل F1 را نشان می‌دهند. خراش‌های گسلی (S2) با ریک صفر درجه نشان‌دهنده جوان‌ترین فاز حرکت بر روی این گسل می‌باشند (دید عکس به سمت جنوب).



شکل ۴-۲۹- حضور پله‌های گسلی بر روی سطح گسل F1 به‌عنوان یکی از شاخص‌های مورفولوژیکی سطح گسل نشان از چپ‌بر بودن این گسل است (دید عکس به سمت جنوب).

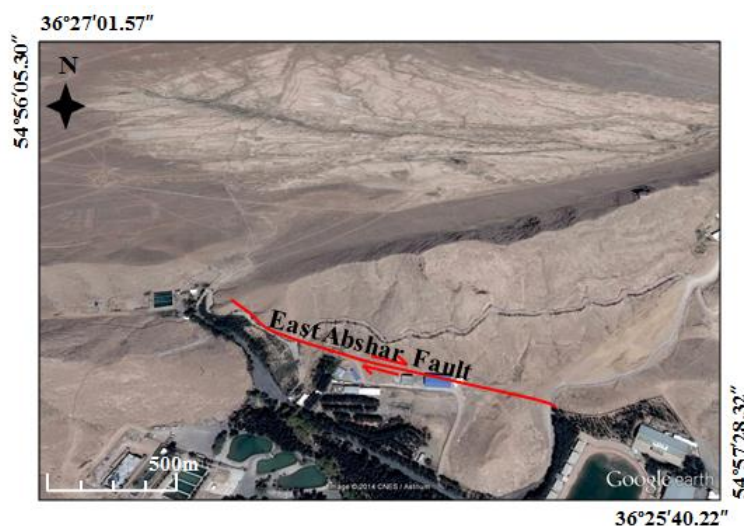


شکل ۴-۳۰- نمایشی نزدیک از گسل F1 جهت نمایش اشکال هویجی شکل روی سطح گسل و تشخیص سمت حرکت توسط آن‌ها، نوک V شکل آن‌ها سمت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهد (دید عکس به سمت جنوب).

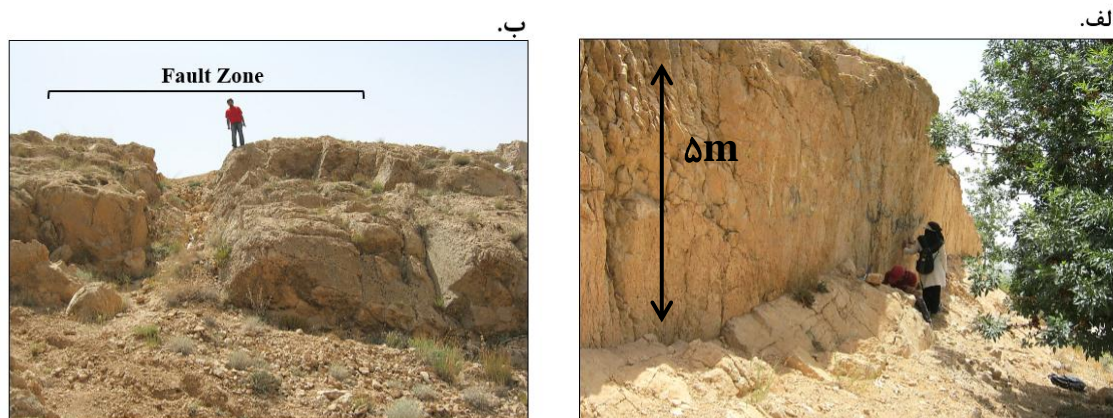
۴-۴- گسل شرق آبشار

گسل شرق آبشار با روند شمال باختر- جنوب خاور و طول حدود ۶۰۰ متر، یکی دیگر از گسل‌های منطقه است. بهترین رخنمون از این گسل را می‌توان در آهک‌های سازند لار، در ابتدای جاده سلامتی مشاهده نمود.

اثر این گسل در تصاویر ماهواره‌ای برگرفته از Google Earth روند $N37^{\circ}W$ (شکل ۴-۳۱) و در مشاهدات صحرائی روند $N35^{\circ}W$ دارد. از شواهد روی زمین این گسل می‌توان به پرتگاه گسلی ایجاد شده با شیب نزدیک به قائم و ارتفاع حدود ۵ متر اشاره کرد که تصویر آن در شکل ۴-۳۲- الف قابل مشاهده است. در ضمن این گسل به همراه تعدادی گسل موازی با خود، زون خرد شده‌ای را در سازند لار ایجاد کرده است، این منطقه گسلی (Fault Zone) با عرض حدود ۸ متر در شکل ۴-۳۲- ب قابل مشاهده می‌باشد.



شکل ۴-۳۱- نمایش خطواره گسل شرق آبشار در تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google earth.



شکل ۴-۳۲- الف- تصویر صحرایی از سطح گسل شرق آبشار با امتداد شمال باختری- جنوب خاوری با موقعیت میانگین $N35^{\circ}W/80^{\circ}NE$ (دید عکس به سمت جنوب خاور)، ب- نمایی دیگر از همین گسل و زون خردشده‌ی ایجادشده توسط آن (دید عکس به سمت جنوب خاور).

هندس و سازوکار گسل شرق آبشار

مشاهدات صحرایی و اندازه‌گیری‌های ساختاری بر روی سطح گسل شرق آبشار در جدول ۴-۵ نشان داده شده است. استریوگرام‌های مربوط به این برداشت‌ها، شامل تصاویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای همراه با موقعیت خراش‌های گسلی و نمودار هم‌تراز قطب آن‌ها، موقعیت $N35^{\circ}W/80^{\circ}NE$ را برای این گسل نشان می‌دهد (شکل ۴-۳۳).

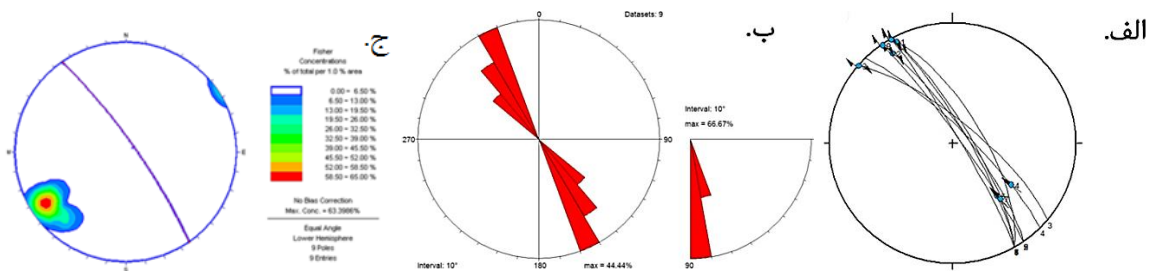
با توجه به نمودار گل‌سرخ‌ی امتدادی و شیئی ترسیم شده برای داده‌های سطح گسل شرق آبشار (شکل ۴-۳۳) مشخص شد که بیش از $44/4$ درصد داده‌های برداشت شده از سطح این گسل در بازه

امتدادی ۳۳۰ تا ۳۴۰ درجه قرار دارند. همچنین ۶۶/۶ درصد داده‌ها شیبی بین ۸۰ تا ۹۰ درجه دارند بنابراین گسل شرقی آبشار، یک گسل شمال باختری- جنوب خاوری است که شیب نزدیک به قائم به سمت شمال خاور دارد.

در نتیجه رسم نمودار هم‌تراز برای قطب صفحات اندازه‌گیری شده در طول گسل شرق آبشار، مشخص شد که این گسل از نظر هندسی دارای موقعیت میانگین $N35^{\circ}W, 80^{\circ}NE$ است.

جدول ۴-۵ داده‌های برداشت شده از سطح گسل شرق آبشار
*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

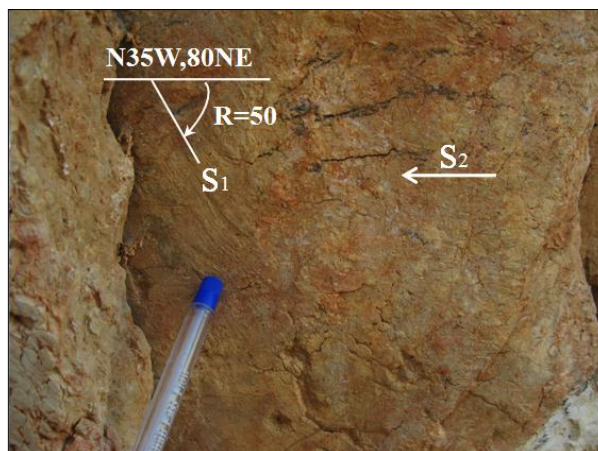
Fault Plane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
060	78	160	42	1
060	85	330	01	3
045	80	159	42	1
055	85	149	43	1
060	80	330	01	3
055	80	325	01	3
040	75	310	01	3
055	80	327	12	3
060	70	332	05	3



شکل ۴-۳۳ الف- استریوگرام ترسیم شده از صفحات گسلی همراه با موقعیت خراش‌های گسلی برداشت شده از سطح گسل شرق آبشار، ب- نمودار گل‌سرخ‌ی شیبی و امتدادی. ج- کنتور دیاگرام تراکم قطب صفحات گسلی و بدست آوردن موقعیت غالب $N35^{\circ}W, 80^{\circ}NE$ برای گسل شرق آبشار.

همچنین برداشت‌های روی زمین از خش‌لغزهای سطح گسل، دو نسل خراش گسلی را بر روی سطح گسل به اثبات رسانید. خراش‌های مورب لغز با ریک حدود ۵۰ درجه ساعت‌گرد، قدیمی‌ترین فاز و خراش‌های با ریک صفر درجه، جوان‌ترین فاز حرکت بر روی این گسل را نشان می‌دهند. این

خراش‌های گسلی در شکل ۴-۳۴ مشخص شده‌اند.



شکل ۴-۳۴- نمایش دو نسل خراش گسلی بر روی سطح گسل شرق آبشار، خراش‌های مورب لغز با ریک حدود ۵۰ درجه ساعتگرد قدیمی‌ترین فاز و خراش‌های افقی با ریک صفر درجه جوان‌ترین فاز حرکت در راستای این گسل را نشان می‌دهد (دید عکس به سمت شمال خاور).

با توجه به اینکه اثر گسل شرق آبشار از یک واحد سنگی (سازند آهکی لار) عبور کرده است تنها شاخص در تعیین سازوکار، استفاده از شاخص‌های ریخت‌شناسی سطح گسل است.

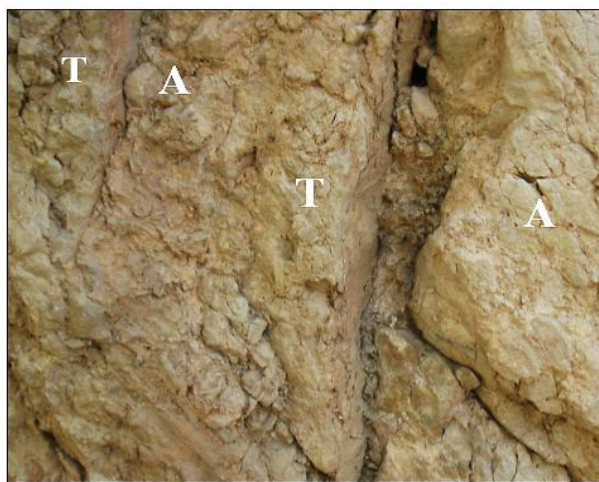
در بازدیدهای صحرایی بر روی گسل شرق آبشار و مشاهده‌ی مستقیم سطح گسل، شکستگی‌هایی بر روی سطح گسل قابل مشاهده بود. اثر این شکستگی‌ها در سطح گسل، باعث ایجاد مورفولوژی مژرس و دندان‌های در سطح گسل شده است (شکل ۴-۳۶-الف). به منظور تعیین سازوکار، شکستگی‌های مورب روی سطح گسل برداشت شد (جدول ۴-۶)، اثر این شکستگی‌ها که موقعیت میانگین $N70^{\circ}E, 75^{\circ}SE$ دارند در سطح گسل تقریباً عمود بر خراش‌های افقی روی سطح گسل بوده و جایجایی چپ‌بر از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-۳۵). میانگین زاویه‌ی بین این شکستگی‌ها با سطح گسل اصلی ۷۸ درجه است. استریوگرام‌های مربوط به این برداشت‌ها، شامل تصاویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای همراه با موقعیت خراش‌ها بر روی صفحات شکستگی و نمایش زاویه‌ی بین میانگین صفحات شکستگی‌ها با سطح گسل شرق آبشار و نیز نمودار گل‌سرخ‌ی این شکستگی‌ها در شکل ۴-۳۷ قابل مشاهده می‌باشد.

این شکستگی‌ها که برشی‌های ناهم‌سو با حرکت گسل هستند با زاویه‌ای به اندازه $\phi/2 - 90$ نسبت به

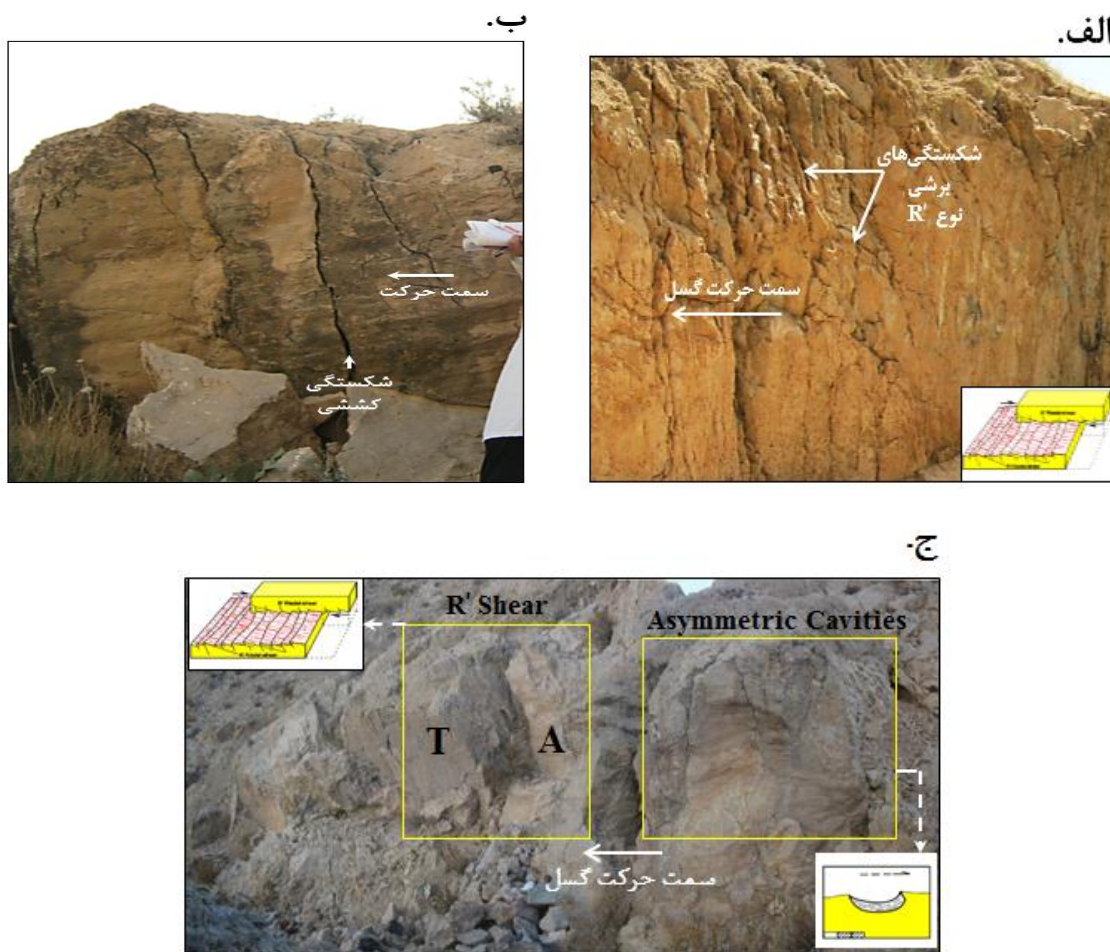
گسل اصلی توسعه می‌یابد. در اینجا چون شکستگی‌ها در واحدهای آهکی حضور دارند براساس محاسبات تئوریک و قراردادن زاویه اصطکاک داخلی سنگ آهک ($\theta=34^\circ$) در فرمول $R' = 90 - \theta/2$ زاویه 73° درجه برای شکستگی‌های نوع R' بدست آمد که این زاویه با نتایج داده‌های صحرایی (زاویه 77° درجه) همخوانی و قرابت نزدیکی دارد.

بنابراین می‌توان این شکستگی‌ها را برشی‌های ریدل نوع R' نام‌گذاری کرد و با توجه به اینکه این شکستگی‌ها حرکت چپ‌بر از خود نشان می‌دهند حرکت گسل شرق آبشار را در جدیدترین فاز خود از نوع راست‌بر معرفی کرد. علاوه بر این، شکستگی‌های کششی (T) بر روی سطح این گسل مشاهده شد. همان‌طور که قبلاً نیز ذکر شد، نوک گوه ساخته‌شده توسط این شکستگی‌ها و سطح گسل خلاف جهت حرکت بلوک گم‌شده را نشان می‌دهد که در اینجا به‌وضوح راست‌بر بودن گسل شرق آبشار را تأیید می‌کنند (شکل ۴-۳۶-ب).

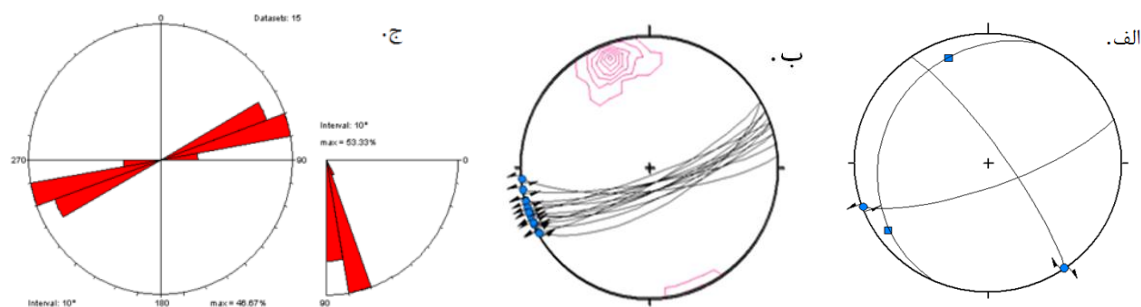
همچنین حفره‌های نامتقارن ایجادشده بر روی سطح این گسل نیز دلیلی دیگر بر حرکت امتدادلغز راست‌بر این گسل است (شکل ۴-۳۶-ج). شکستگی‌های برداشت شده از سطح گسل شرق آبشار در جدول (۴-۶) و تصاویر سیکلوگرافیک این شکستگی‌ها در شکل (۴-۱۷) نشان داده شده است.



شکل ۴-۳۵- تصویر صحرایی از جابجایی چپ‌بر شکستگی‌ها بر روی سطح گسل شرق آبشار



شکل ۴-۳۶- الف- نمایش حالت دندانهای ایجادشده بر روی سطح گسل شرق آبشار ، ناشی از حضور شکستگی‌های برشی نوع R' بر روی آن. ب- حضور شکستگی‌های کششی بر روی سطح گسل شرق آبشار ج- نمایی از سطح گسل شرق آبشار با موقعیت میانگین $N35^{\circ}W/80^{\circ}NE$ ، حضور شکستگی برشی چپ بر R' در کادر زرد رنگ سمت چپ و نیز حفره‌های نامتقارن در کادر زرد رنگ سمت راست و نمایش بلوک دیاگرامی از آن‌ها که تأکیدی بر راست‌بر بودن گسل شرق آبشار است. (دید عکس به سمت شمال خاور).



شکل ۴-۳۷- الف- تصویر استریوگرافیک از صفحه میانگین برای گسل شرق آبشار با موقعیت $N35^{\circ}W/80^{\circ}NE$ همراه با موقعیت $N70^{\circ}E, 75^{\circ}SE$ برای شکستگی‌های برشی R' و نمایش موقعیت خراش گسلی روی آن‌ها به منظور نمایش اندازه زاویه بین شکستگی‌های ریدل و گسل شرق آبشار ، ب- استریوگرام ترسیم شده از صفحات شکستگی برداشت شده از سطح گسل شرق آبشار همراه با قطب صفحات شکستگی ج- نمودار گل سرخی امتدادی و شیبی به منظور نمایش امتداد شکستگی‌ها.

جدول ۴-۶- شکستگی‌های برشی (نوع R') برداشت شده از سطح گسل شرق آبشار. جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

Fault Plane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
160	75	250	0	4
155	80	245	0	4
154	70	244	0	4
158	75	248	0	4
165	80	255	0	4
150	80	240	0	4
160	85	250	0	4
160	70	250	0	4
155	75	245	0	4
165	75	255	0	4
170	80	260	0	4
162	80	252	0	4
175	75	265	0	4
150	65	240	0	4
160	70	250	0	4

دره‌ای در محدوده آبشار شهر شاهرود، از عملکرد گسل شرق آبشار با امتداد شمال باختری - جنوب خاوری ایجاد شده که روندی مشابه با این گسل دارد و باعث همگرایی آبراهه‌ها و زهکشی آب‌های سطحی به سمت جنوب خاور گشته است. شکل ۴-۳۸ تصویر صحرایی این دره را نشان می‌دهد.



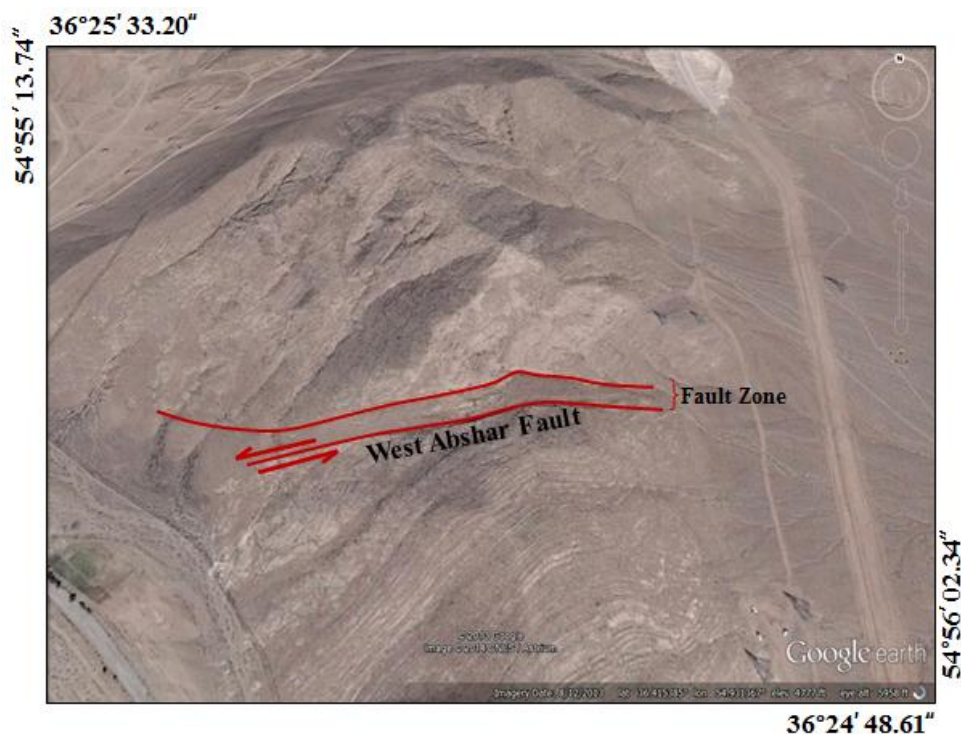
شکل ۴-۳۸- تصویر صحرایی از دره گسلی ایجاد شده توسط گسل شرق آبشار.

۴-۵- گسل غرب آبشار

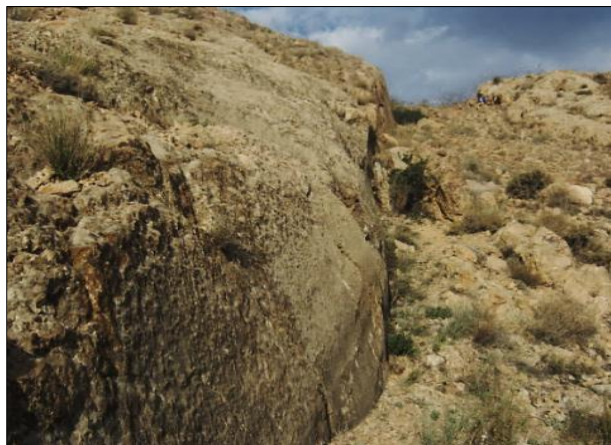
گسل غرب آبشار در ارتفاعات شمال باختر شاهرود، با درازای حدود ۳۰۰ متر، بین طول‌های خاوری $36^{\circ}24'55/01''$ تا $36^{\circ}24'52/05''$ و عرض‌های شمالی $54^{\circ}55'57/03''$ تا $54^{\circ}55'46/96''$ واقع شده است. این گسل با روند تقریباً شرقی- غربی و شیب بسیار زیاد از سازند لار عبور کرده است. رخنمون گسل را می‌توان در ارتفاعات غرب آبشار مشاهده نمود.

این گسل در تصاویر ماهواره‌ای و برداشت‌های صحرایی روند $N79^{\circ}W$ دارد. امتداد گسل غرب آبشار و زون گسلی ایجادشده توسط آن در تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google earth در شکل ۴-۳۹ و نمایی صحرایی از آن در شکل ۴-۴۰ قابل مشاهده می‌باشد.

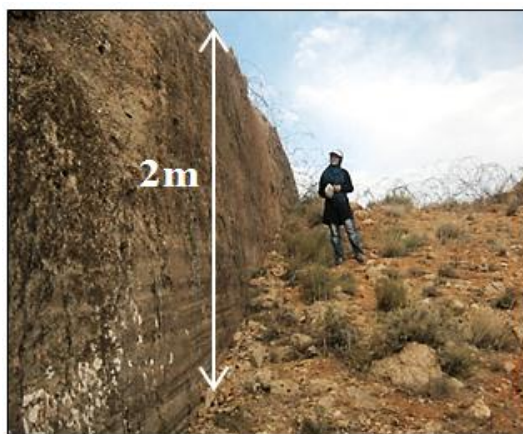
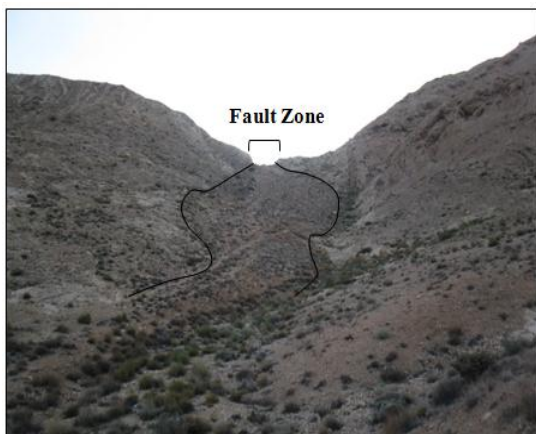
از شواهد روی زمین این گسل می‌توان به پرتگاه گسلی ایجاد شده با شیب نزدیک به قائم و ارتفاع حدود ۲ متر اشاره کرد که تصویر صحرایی آن در شکل ۴-۴۱ قابل مشاهده است. در ضمن این گسل زون خرد شده‌ای را در سازند لار ایجاد کرده است. تصویر صحرایی از این منطقه گسلی (Fault Zone) با عرض حدود ۱۰ متر در شکل ۴-۴۱ نشان داده شده است.



شکل ۴-۳۹- تصویر ماهواره‌ای لندست برگرفته از Google earth و نمایش موقعیت گسل غرب آبشار بر روی آن.



شکل ۴-۴۰- نمایی صحرایی از گسل غرب آبشار با موقعیت $N79^{\circ}W, 78^{\circ}NE$ که از داخل سازند لار عبور کرده است (دید عکس به سمت باختر).



شکل ۴-۴۱- نمایی صحرایی از پرتگاه گسلی و منطقه گسلی ایجاد شده توسط گسل غرب آبشار (دید عکس به سمت شمال).

هندس و سازوکار گسل غرب آبشار

با توجه به اینکه بخش باختری گسل غرب آبشار در محدوده نظامی قرار داشت امکان دسترسی به این قسمت از گسل میسر نشد و برداشت‌های صحرایی به منظور تعیین هندسه گسل، محدود به بخش خاوری گسل شد. برداشت‌های صحرایی مربوط به وضعیت هندسی گسل غرب آبشار در جدول ۴-۷ نشان داده شده است. استریوگرام‌های مربوط به این برداشت‌ها، شامل تصاویر سیکلوگرافیک داده‌های صفحه‌ای همراه با موقعیت خراش‌های گسلی و نمودار هم‌تراز قطب آن‌ها موقعیت $N79^{\circ}W, 78^{\circ}NE$ را برای این گسل نشان می‌دهد (شکل ۴-۴۳).

در مشاهدات صحرایی بر روی سطح این گسل خراش‌های افقی با ریک صفر درجه مشاهده شد

(شکل ۴-۴۲). به منظور تعیین سازوکار، شکستگی‌های روی سطح گسل برداشت شد. این شکستگی‌ها با روند میانگین $N45^{\circ}E/80^{\circ}NW$ بر روی سطح گسل غرب آبشار به خوبی قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۴-۴۴).

این شکستگی‌ها با سطح گسل غرب آبشار زاویه‌ای حدود ۵۵ درجه می‌سازند و جابجایی راست‌بر از خود نشان می‌دهند، بنابراین در گروه شکستگی‌های برشی نوع R' جای می‌گیرند و چون جابجایی راست‌بر از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-۴۵) شاهدی بر گسلش امتدادلغز چپ‌بر گسل غرب آبشار هستند. شکستگی‌های برداشت شده از سطح این گسل در جدول ۴-۸ و تصاویر سیکلوگرافیک این شکستگی‌ها در شکل ۴-۴۶ نشان داده شده است.

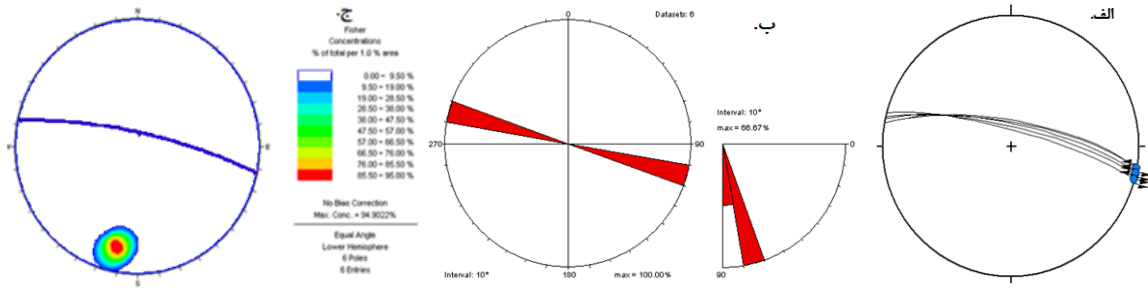


شکل ۴-۴۲- نمایش خراش‌های گسلی افقی بر روی سطح گسل غرب آبشار (دید عکس به سمت جنوب).

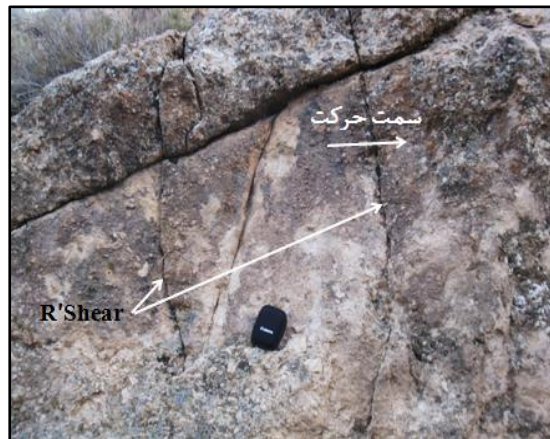
جدول ۴-۷- داده‌های برداشت شده از سطح گسل آبشار غرب.

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

Fault Plane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
013	78	102	01	4
010	74	099	01	4
015	80	104	01	4
010	75	099	01	4
012	76	101	01	4
015	80	104	01	4



شکل ۴-۴۳- الف- استریوگرام ترسیم شده از صفحات گسلی همراه با موقعیت خراش‌های گسلی برداشت شده از سطح گسل غرب آبشار، ب- نمودار گل‌سرخ‌ی و امتدادی. ج- کنتور دیاگرام تراکم قطب صفحات گسلی و به دست آوردن موقعیت غالب $N79^{\circ}W, 78^{\circ}NE$ برای گسل غرب آبشار.



شکل ۴-۴۴- حضور شکستگی‌های برشی R' بر روی سطح گسل غرب آبشار (دید عکس به سمت جنوب).

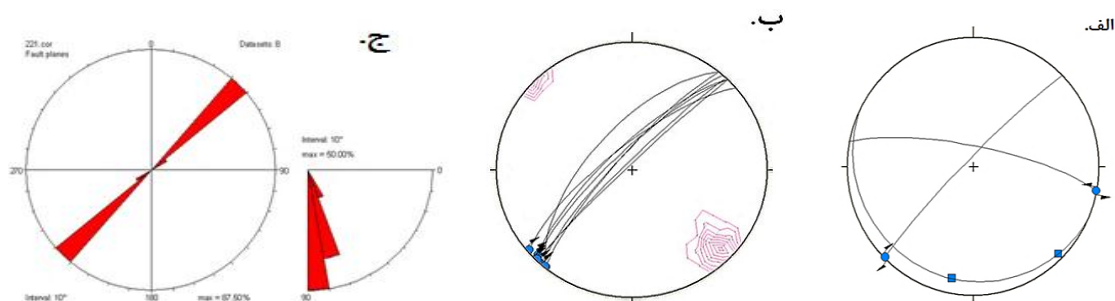


شکل ۴-۴۵- حضور شکستگی‌های برشی نوع R' بر روی سطح گسل غرب آبشار و نمایش جابجایی راست‌بر این شکستگی‌ها بر روی سطح گسل.

جدول ۴-۸- شکستگی‌های برداشت شده از سطح گسل غرب آبشار.

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

FracturesPlane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
315	75	226	04	3
310	80	220.	01	3
320	75	230	01	3
315	78	225	01	3
312	80	222	01	3
314	85	224	01	3
310	87	225	01	3
315	64	220	01	3



شکل ۴-۴- الف- تصویر استریوگرافیک از صفحه میانگین برای گسل غرب آبشار با موقعیت $N79^{\circ}W, 78^{\circ}NE$ همراه با موقعیت میانگین شکستگی‌های برشی R' و نمایش موقعیت خراش گسلی روی آن‌ها و نیز نمایش اندازه زاویه بین شکستگی‌های ریدل و گسل غرب آبشار، ب- استریوگرام ترسیم شده از صفحات شکستگی برداشت شده از سطح این گسل همراه با قطب صفحات شکستگی، ج- نمودار گل‌سرخ امتدادی و شیبی به منظور نمایش امتداد شکستگی‌ها.

اطلاعات مربوط به گسل‌های اصلی و فرعی منطقه در جدول ۴-۹ نشان داده شده است.

جدول ۴-۹- مشخصات برداشت شده برای گسل‌های اصلی و فرعی در منطقه

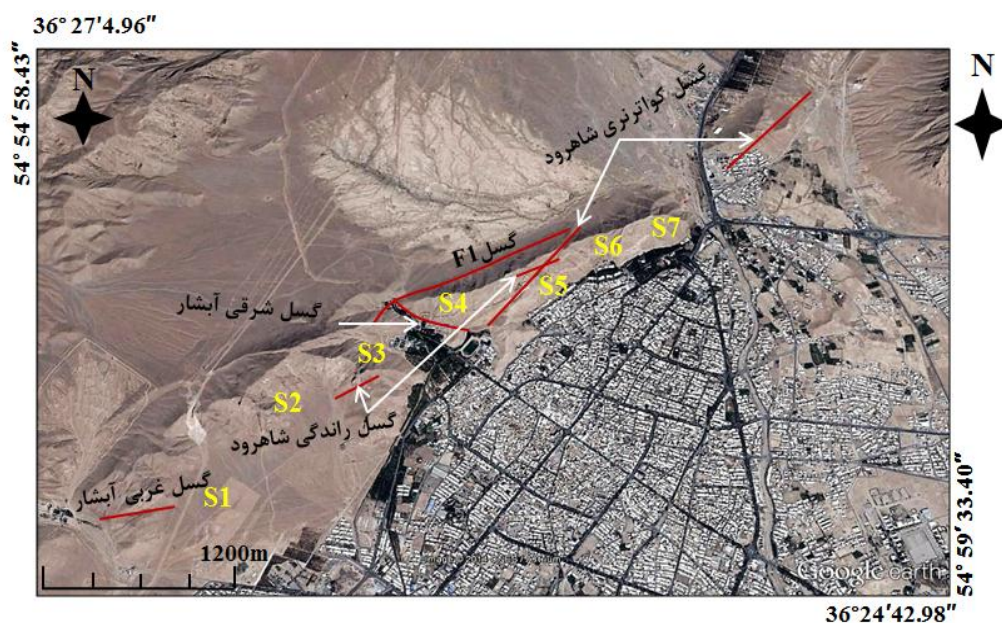
نام گسل	موقعیت صفحه	اثر فعالیت	سازوکار
راندگی شاهرود	$N80^{\circ}E, 20^{\circ}NW$	رانده شدن سازند آهکی لار بر روی سازند شمشک و برخاستگی بیشتر سازند لار	معکوس با کمی مؤلفه راستالغزی چپ بر
کواترنری شمال شاهرود	$N38^{\circ}E, 81^{\circ}NW$	برش رسوبات و مخروط افکنه‌های کواترنری	چپ بر
F1	$N48^{\circ}E, 78^{\circ}SE$	در آهک‌های لار و دلیچای	چپ بر
شرق آبشار	$N35^{\circ}W, 80^{\circ}NE$	ایجاد منطقه گسلی در سازندهای دلیچای و لار و ایجاد دره گسلی.	راست‌بر
غرب آبشار	$N79^{\circ}W, 80^{\circ}NE$	ایجاد منطقه گسلی در واحدهای آهکی لار و دلیچای	چپ بر

۴-۶- بررسی شکستگی‌ها

با توجه به اینکه شکستگی‌ها فراوان‌ترین ساختارهای تشکیل شده بر روی واحدهای سنگی در منطقه هستند. لذا به منظور شناسایی هر چه بیشتر زون‌های برشی اصلی منطقه و نحوه آرایش و ارتباط شکستگی‌ها با آن‌ها، بررسی و تحلیل شکستگی‌ها ضروری به نظر می‌رسد.

در این راستا در بازدیدهای صحرایی بر روی محدوده مطالعاتی علاوه بر برداشت و بررسی گسل‌ها به‌عنوان شکستگی‌های با طول زیاد، شکستگی‌های کوچک‌مقیاس با طول کم در ۷ ایستگاه به‌صورت پیمایشی برداشت شد تا با بررسی آن‌ها، منشأ شکستگی‌ها در واحدهای سنگی ارتفاعات شمال شاهرود مشخص شود. در هر یک از این ایستگاه‌ها، مشخصات دقیق شکستگی‌ها، مورد مطالعه قرار گرفت. سپس با ترسیم نمودار گل‌سرخ و شبکه هم‌مساحت اشمیت برای شکستگی‌ها، روند غالب شکستگی‌های موجود در منطقه آشکار گردید.

در ادامه پس از مروری بر روند شکستگی‌ها در محدوده مطالعاتی به بررسی و تحلیل آن‌ها در منطقه می‌پردازیم. شکل ۴-۴۷ موقعیت هر یک از این ایستگاه‌ها را در تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth نشان می‌دهد.

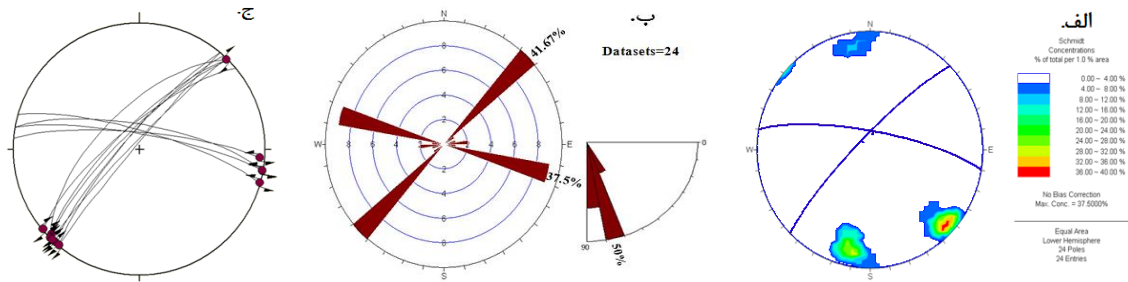


شکل ۴-۴۷- تصویر ماهواره‌ای برگرفته از Google earth از منطقه مطالعاتی و نمایش موقعیت ایستگاه‌های برداشت شکستگی بر روی آن. گسل‌های مهم منطقه با خطوط قرمز رنگ در تصویر نشان داده شده است.

۴-۶-۱- ایستگاه S1

این ایستگاه در بخش جنوب باختری منطقه مطالعاتی واقع شده است (شکل ۴-۴۷). شکستگی‌های برداشت شده در این ایستگاه که در جدول ۴-۱۰ نشان داده شده است در دو دسته با موقعیت میانگین $N79^{\circ}W, 81^{\circ}NE$ و $N45^{\circ}E, 80^{\circ}NW$ فراوانی و گسترش بیشتری دارند. نمودار گل‌سرخ‌ی و هم مساحت این شکستگی‌ها در شکل ۴-۴۸ قابل مشاهده می‌باشد.

با توجه به نمودار گل‌سرخ‌ی ترسیم شده برای امتداد شکستگی‌ها در این ایستگاه، مشخص شد که ۳۷.۵٪ درصد از شکستگی‌ها در این ایستگاه در بازه امتدادی ۱۰۰-۱۱۰ درجه، شکستگی‌های برشی هستند که جابجایی چپ‌بر از خود نشان می‌دهند و از روند گسل غرب آبشار با موقعیت میانگین $N79^{\circ}W, 78^{\circ}NE$ که در محدوده ایستگاه S1 رخنمون دارد پیروی می‌کنند. همانطور که در شکل ۴-۵۰ نیز قابل مشاهده می‌باشد، حضور پله‌های گسلی بر روی این شکستگی‌ها جابجایی چپ‌بر آن‌ها را تأیید می‌کند. شکستگی‌های دسته دوم با روند میانگین $N45^{\circ}E, 80^{\circ}NW$ که بر روی سطح گسل غرب آبشار نیز به خوبی قابل مشاهده می‌باشند (شکل ۴-۵۱)، ۴۱.۶٪ درصد از شکستگی‌ها در این ایستگاه را به خود اختصاص می‌دهند. این شکستگی‌ها با سطح گسل غرب آبشار زاویه‌ای حدود ۵۵ درجه می‌سازند و جابجایی راست‌بر از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-۵۲). بنابراین شکستگی‌های دسته دوم، در گروه شکستگی‌های برشی نوع R' جای می‌گیرند که در ارتباط با گسلش امتدادلغز چپ‌بر گسل غرب آبشار ایجاد شده‌اند. لذا شکل‌گیری حرکت امتدادی چپ‌بر بر روی شکستگی‌های دسته اول و حرکت امتدادی راست‌بر بر روی شکستگی‌های دسته دوم و زاویه‌ای که این شکستگی‌ها با سطح گسل غرب آبشار می‌سازند، نشان می‌دهد که شکستگی‌ها در این ایستگاه در نتیجه تأثیر گسلش ایجاد شده‌اند (شکل ۴-۴۹). در این ایستگاه علاوه بر شکستگی‌های برشی، رگه‌های متعددی با پرشدگی کلسیت با روند ۲۵۰ درجه مشاهده شد. تصویر ۴-۵۳ رگه‌های پر شده با کلسیت در این ایستگاه را نشان می‌دهد. این رگه‌ها در واقع شکستگی‌های کششی نوع T هستند که در ارتباط با گسلش امتدادلغز چپ‌بر گسل غرب آبشار ایجاد شده‌اند.

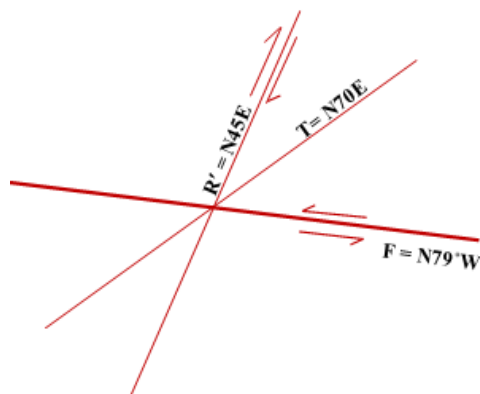


شکل ۴-۴۸- استریوگرام‌های داده‌های ایستگاه S1، الف- نمودار هم تراز قطب شکستگی‌ها در ایستگاه S1 که روندهای چیره شکستگی‌ها را نشان می‌دهد ب- نمودار گل سرخی شکستگی‌ها در ایستگاه S1، ج- تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های دارای خراش همراه با موقعیت خراش‌های گسلی بر روی آن‌ها.

جدول ۴-۱۰- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S1

*جهت حرکت فرادپواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

Fractures Plane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
315	75	226	04	3
310	80	220	0	3
178	87			
165	78			
312	80	222	0	3
314	85	224	0	3
310	87	220	0	3
315	64	225	02	3
173	75			
015	63			
320	75	230	0	3
315	78	225	0	3
012	65			
010	80	100	0	4
015	75			
015	64			
005	79	094	05	4
010	74	099	0	4
310	85			
315	80			
312	78			
012	74			
016	78	105	0	4
015	78			



شکل ۴-۴۹- موقعیت شکستگی‌های برشی نسبت به گسل اصلی (گسل غرب آبشار).



شکل ۴-۵۰- تصویر صحرایی از شکستگی‌های هم روند با گسل غرب آبشار و جابجایی چپ بر این شکستگی‌ها.



شکل ۴-۵۱- حضور شکستگی‌های برشی نوع R' با روند شمال خاور- جنوب باختر بر روی سطح گسل غرب آبشار.



شکل ۴-۵۲- شکستگی‌های برشی نوع R' و نمایش جابجایی راست بر این شکستگی‌ها.



شکل ۴-۵۳- حضور رگه‌های پر شده با کلسیت در ایستگاه S1 با روند ۲۴۰.

۴-۶-۲- ایستگاه S2

این ایستگاه در باختر ارتفاعات شاهرود قرار گرفته است (شکل ۴-۴۷). با توجه به نمودار گل سرخی ترسیم شده برای شکستگی‌های برداشت شده از این ایستگاه، مشخص شد که ۵۸.۳٪ درصد شکستگی‌ها در این ایستگاه در بازه امتدادی ۳۰ تا ۵۰ درجه قرار دارند که از روند شمال خاور- جنوب باختر پیروی می‌کنند و اکثراً شیبی در بازه ۸۰ تا ۹۰ درجه دارند. موقعیت میانگین صفحات شکستگی، بر اساس آنچه از نمودار هم تراز قطب شکستگی‌ها بدست آمد به صورت $N37^{\circ}E, 85NW$ است (شکل ۴-۵۴). در بازدید صحرایی از این ایستگاه، دو دسته خراش بر روی سطوح شکستگی‌ها مشاهده شد. با توجه به این نکته که خراش گسلی قطع کننده‌ی خراش گسلی دیگر، از نظر سنی جوان‌تر است، می‌توان حرکت با مؤلفه راستالغز را جوان‌ترین فاز حرکت در راستای این دسته شکستگی‌ها در نظر گرفت (شکل ۴-۵۶). به منظور تعیین سمت حرکت شکستگی‌ها در این ایستگاه از شواهد ریخت شناسی روی سطوح شکستگی استفاده شد.

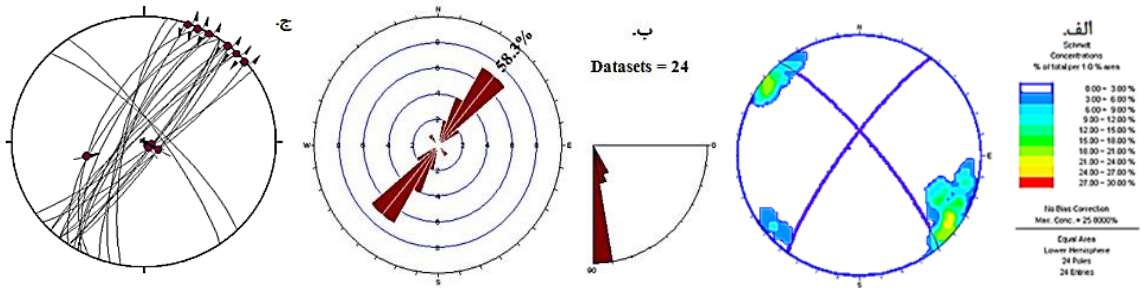
از جمله شواهد ریخت شناسی مشاهده شده در این ایستگاه، می‌توان به حضور مناظر نامتقارن (شکل ۴-۵۷) و شکستگی‌های کششی (شکل ۴-۵۸) بر روی سطوح شکستگی اشاره کرد که شاهدی بر حرکت چپ بر دسته شکستگی‌های با روند شمال خاور - جنوب باختر هستند. همانطور که در فصل ۳ نیز تشریح شده است، اصولاً سمت شیب شکستگی‌های کششی، سمت حرکت بلوک گم شده

را به نمایش می‌گذارد. در خصوص مناظر نامتقارن، بخشی از حفره که دیواره آزاد را تشکیل می‌دهد فاقد خراش گسلی است و قسمتی از حفره که دیواره درگیر را تشکیل می‌دهد دارای خراش گسلی است. سمت حرکت بلوک گم شده در جهت دیواره‌ای است که خراش بر روی آن تشکیل شده است (دیواره درگیر). شکستگی‌های برداشت شده در این ایستگاه در جدول ۴-۱۱ نشان داده شده است و شکل ۴-۵۵ نمایی صحرائی از شکستگی‌ها در این دو ایستگاه را به نمایش می‌گذارد.

جدول ۴-۱۱- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S2

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

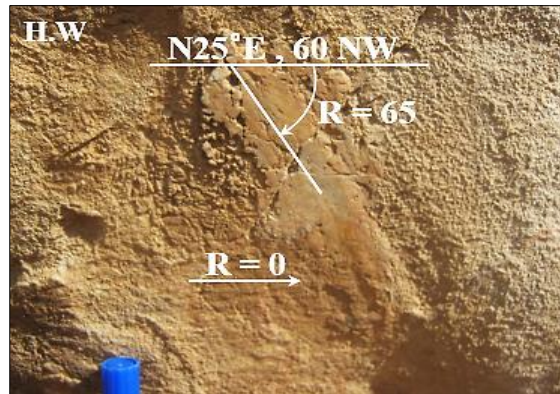
Fractures Plane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
295	60	255	53	1
295	60	024	01	4
298	68			
125	85	110	84	1
130	80			
300	77			
310	80	039	01	4
315	85	044	01	4
130	85			
055	80			
045	78			
145	85	144	85	1
302	78			
125	80	120	80	1
310	80			
290	80	019	01	4
140	80	050	01	4
310	85			
285	76			
300	80	029	01	4
305	65			
280	78			
315	82			
125	84			



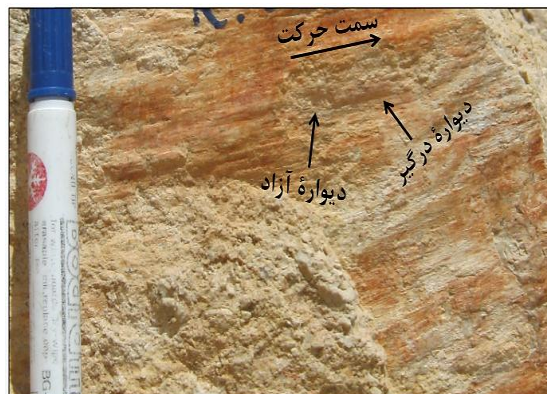
شکل ۴-۵۴-الف- نمودار هم تراز قطب شکستگی‌ها در ایستگاه S2 که روندهای چیره شکستگی‌ها را در این ایستگاه نشان می‌دهد. ب- نمودار گل سرخی شکستگی‌ها، ج- تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های دارای خراش همراه با موقعیت خراش‌های گسلی بر روی آن‌ها.



شکل ۴-۵۵- تصویر صحرایی از شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر در ایستگاه S2.



شکل ۴-۵۶- نمایش دودسته خراش با ریک‌های صفر و ۶۵ درجه بر روی سطح شکستگی در سازند لار.



شکل ۴-۵۷- تصویر صحرایی از حضور مناظر نامتقارن بر روی شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر



شکل ۴-۵۸- تصویر صحرایی از حضور شکستگی‌های کششی (T) بر روی سطح شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر

۴-۶-۳- ایستگاه S3

این ایستگاه در محدوده گسل شرق آبشار و در ابتدای جاده سلامتی قرار دارد (شکل ۴-۴۷). شکستگی‌های دارای روند شمال خاوری- جنوب باختری و شمال باختری- جنوب خاوری عمده‌ترین شکستگی‌های این ایستگاه را تشکیل می‌دهند. با توجه به نزدیکی این ایستگاه به گسل شرق آبشار و هم‌روندی شکستگی‌های شمال باختری- جنوب خاوری با روند این گسل می‌توان تشکیل این دسته از شکستگی‌ها را در ارتباط با این گسل دانست. داده‌های برداشت شده از این ایستگاه در جدول ۴-۱۲ و نمودار گل‌سرخ و هم‌مساحت این شکستگی‌ها در شکل ۴-۵۹ قابل مشاهده می‌باشد. با توجه به نمودار گل‌سرخ ترسیم شده برای امتداد شکستگی‌ها در این ایستگاه و نمودار هم‌تراز قطب شکستگی‌ها، مشخص شد که، شکستگی‌های دسته اول با موقعیت میانگین $N33^{\circ}W/81^{\circ}NE$ ، 37.5% درصد از شکستگی‌ها در این ایستگاه را به خود اختصاص می‌دهند و در رده شکستگی‌های همسو با حرکت گسل، که از روند گسل شرق آبشار با موقعیت $N35^{\circ}W/80^{\circ}NE$ پیروی می‌کنند قرار می‌گیرند. همانطور که در شکل ۴-۶۱ الف نیز قابل مشاهده می‌باشد، حضور پله‌های گسلی بر روی سطح این شکستگی‌ها، تأکیدی بر حرکت راست‌بر این دسته از شکستگی‌هاست. شکستگی‌های دسته دوم با فراوانی 25% درصد و میانگین سطوح $N34^{\circ}E/74^{\circ}SE$ ، نسبت به گسل شرق آبشار با زاویه‌ای حدود

۷۱ درجه قرار گرفته‌اند. این شکستگی‌ها که بر روی سطح گسل شرق آبشار به خوبی رخنمون دارند و منظره‌ای مضرس و دندان‌های بر روی سطح این گسل ایجاد کرده‌اند، حرکتی چپ‌بر از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-۶۱-ب).

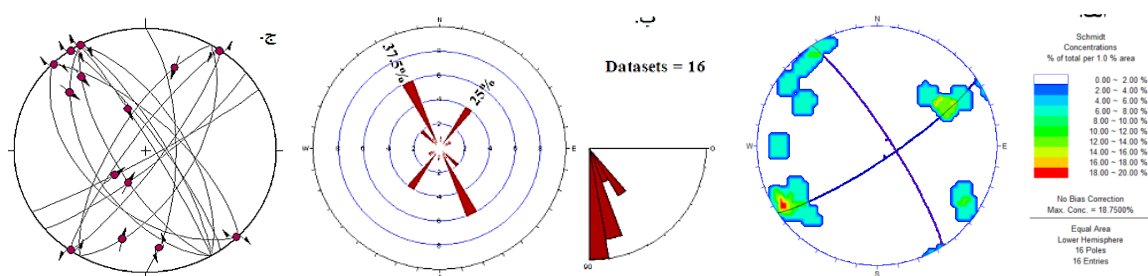
بنابراین می‌توان این دسته شکستگی‌ها را به شکستگی‌های برشی ریدل نوع R' نسبت داد که حرکتی ناهمسو نسبت به گسل شرق آبشار از خود نشان می‌دهند. شکل‌گیری حرکت امتدادی راست‌بر روی شکستگی‌های دسته اول و حرکت امتدادی چپ‌بر روی شکستگی‌های دسته دوم و زاویه‌ای که این شکستگی‌ها با سطح گسل شرق آبشار می‌سازند، نشان می‌دهد که شکستگی‌ها در این ایستگاه در نتیجه تأثیر گسلش ایجاد شده‌اند (شکل ۴-۶۰).

جدول ۴-۱۲- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S3

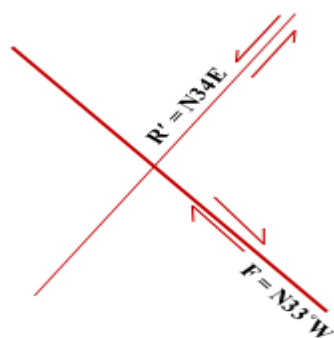
*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس); ۲: رو به پایین (نرمال); ۳: راست‌بر; ۴: چپ‌بر

FracturesPlane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
150	85	229	65	1
060	65	330	01	3
140	80	206	66	1
240	55	309	26	1
120	60	193	26	1
055	80	325	01	3
240	55	309	26	1
240	70	320	23	1
225	50	135	01	3
045	70	315	01	3
300	70	018	29	1
060	78	330	01	3
060	85	338	60	1
305	80	034	01	4
090	71	172	20	4
120	71	214	01	4

تحلیل جنبشی و دینامیکی شکستگی‌ها در واحدهای سنگی مزوزوئیک شمال شاهرود



شکل ۴-۵۹- الف- نمودار هم تراز قطب شکستگی‌ها در ایستگاه S3 که روندهای چیره شکستگی‌ها را در این ایستگاه نشان می‌دهد. ب- نمودار گل‌سرخ شکستگی‌ها، ج- تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های دارای خراش همراه با موقعیت خراش‌های گسلی بر روی آن‌ها.



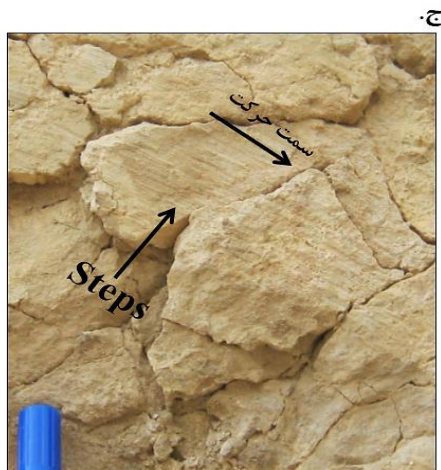
شکل ۴-۶۰- موقعیت شکستگی‌های برشی نسبت به گسل اصلی (گسل شرق آبشار).

الف.



ب.





شکل ۴-۶۱-الف- نمونه‌ای از شکستگی‌های با امتداد و شیب $N45^{\circ}W/70^{\circ}NE$ ، که از روند گسل شرق آبشار پیروی می‌کنند و حضور پله‌های گسلی بر روی سطح شکستگی که سازوکار راست‌الغز راست‌بر را برای آن تایید می‌کند. ب- حرکت چپ‌بر شکستگی‌های شمال خاور- جنوب باختر بر روی سطح گسل شرق آبشار در محدوده ایستگاه S3 با موقعیت $N45^{\circ}E/78^{\circ}E$ ج- شکستگی با موقعیت سطح $N30^{\circ}E/71^{\circ}SE$ در محدوده ایستگاه S3 و نمایش پله‌های گسلی بر روی آن که حرکت چپ‌بر را به نمایش می‌گذارد.

۴-۶-۴- ایستگاه S4 و S5

این دو ایستگاه در شمال و شمال خاور ارتفاعات شاهرود قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۴۷). با توجه به نمودار گل‌سرخ‌ی ترسیم شده برای شکستگی‌ها در این دو ایستگاه، مشاهده شد که شکستگی‌ها در این ایستگاه‌ها از روند تقریباً مشابهی تبعیت می‌کنند.

شکستگی‌های برداشت شده از این دو ایستگاه که در جدول ۴-۱۳ و ۴-۱۴ نشان داده شده است در دودسته با روند شمال خاور- جنوب باختر و شمال باختر- جنوب خاور فراوانی و گسترش بیشتری دارند.

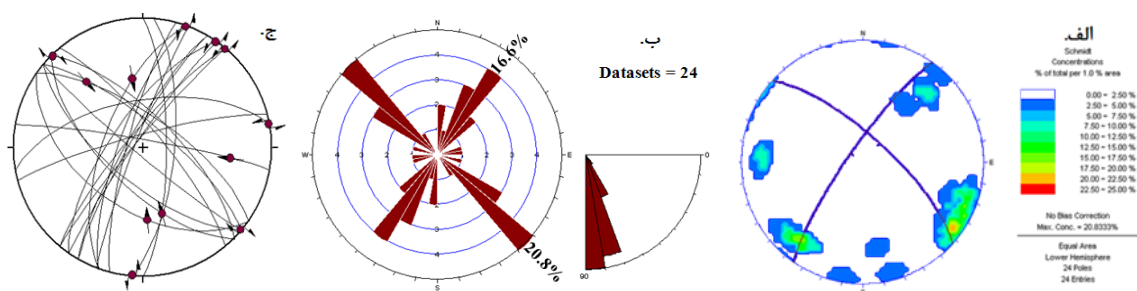
نمودار گل‌سرخ‌ی و هم‌مساحت این شکستگی‌ها در شکل ۴-۶۲ و ۴-۶۳ قابل مشاهده می‌باشد. با توجه به نمودار هم‌تراز قطب شکستگی‌ها و نیز نمودار گل‌سرخ‌ی امتدادی و شیبی ترسیم شده برای شکستگی‌ها در این دو ایستگاه، مشخص شد که روند شکستگی‌های دسته اول با فراوانی ۱۶.۶٪ درصد و موقعیت هندسی $N38^{\circ}E/80^{\circ}NW$ از روند گسل کواترنری شاهرود که بهترین رخنمون این گسل در محدوده این دو ایستگاه قرار دارد، پیروی می‌کنند.

شکستگی‌های دسته دوم با روند میانگین $N40^{\circ}W/75^{\circ}NE$ با فراوانی و گسترش ۲۰.۸٪ درصد، که بر روی سطح گسل کواترنری شاهرود نیز به خوبی قابل مشاهده می‌باشند، حرکت راست‌بر از خود نشان می‌دهند. این دسته که با سطح گسل زاویه‌ای حدود ۷۸ درجه می‌سازند، احتمالاً شکستگی‌های برشی نوع R' هستند که همراه با گسل‌های امتدادلغز ایجاد می‌شوند. شکل ۴-۶۴ حرکت راست‌بر این دسته شکستگی‌ها را بر روی سطح گسل کواترنری شاهرود نشان می‌دهد.

اشکال ۴-۶۵ و ۴-۶۶ تصویر صحرایی از شکستگی‌های هم‌روند با گسل کواترنری شاهرود را نشان می‌دهد. در این اشکال با توجه به شواهد ریخت‌شناسی همچون حضور پله‌های گسلی، شکستگی‌های هلالی شکل و شکستگی‌های کششی، سمت حرکت بر روی شکستگی‌ها تعیین شد.

همانطور که در مباحث پیشین نیز اشاره شد، جهت صافی مثبت در خصوص پله‌های گسلی سمت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهد. همچنین، سمت تحذب اشکال هلالی شکل و نیز سمت شیب شکستگی‌های هلالی جهت حرکت بلوک گم شده را به نمایش می‌گذارند.

شکل‌گیری حرکت امتدادی چپ‌بر روی شکستگی‌های دسته اول و حرکت امتدادی راست‌بر روی شکستگی‌های دسته دوم و زاویه‌ای که این شکستگی‌ها با سطح گسل کواترنری شاهرود می‌سازند، نشان می‌دهد که شکستگی‌ها در این ایستگاه در نتیجه تأثیر گسلس ایجاد شده‌اند (شکل ۴-۶۷).

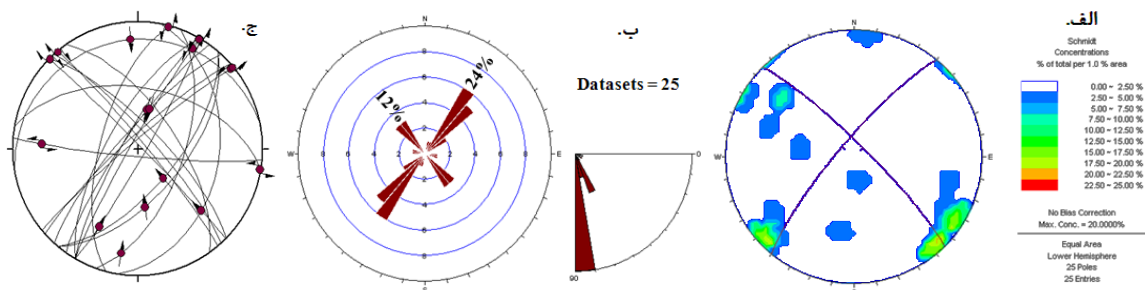


شکل ۴-۶۲-الف- نمودار هم‌تراز قطب شکستگی‌ها در ایستگاه S4 که روندهای چیره شکستگی‌ها را در این ایستگاه نشان می‌دهد. ب- دیاگرام گل‌سرخ شکستگی‌ها، ج- تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های دارای خراش همراه با موقعیت خراش‌های گسلی بر روی آن‌ها.

جدول ۴-۱۳- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S4

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

FracturesPlane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
215	50	176	42	1
095	70	184	01	4
090	75			
225	65	163	45	1
035	70			
045	70	315	01	3
035	70	319	33	1
010	85	096	32	1
050	78			
040	75			
220	85	130	01	3
285	80			
290	75	019	01	4
350	60	079	01	4
291	85			
305	70			
310	80			
290	65	351	45	1
220	68			
300	80			
300	82			
305	85	034	01	4
310	85	039	01	4
345	82			

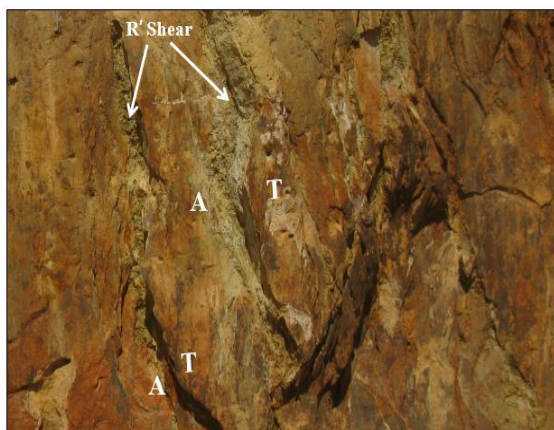


شکل ۴-۶۳- الف- نمودار هم تراز قطب شکستگی‌ها در ایستگاه S5 که روندهای چیره شکستگی‌ها را در این ایستگاه نشان می‌دهد. ب- دیاگرام گل‌سرخ شکستگی‌ها، ج- تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های دارای خراش همراه با موقعیت خراش‌های گسلی بر روی آن‌ها.

جدول ۴-۱۴ - شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S5

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

FracturesPlane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
010	50	099	01	4
050	85			
185	85	272	24	4
110	60	189	18	1
100	35	133	30	1
320	85	049	02	4
318	82			
130	65	138	64	1
320	85	049	01	4
285	65	014	01	4
300	85			
045	88			
120	85	206	32	1
130	60	172	51	1
300	80	029	01	4
312	78	016	63	1
318	82			
300	85	029	11	4
048	80			
045	75	315	01	3
050	85	320	01	3
300	70	029	01	4
305	80	013	64	1
055	65			
350	15	356	14	1

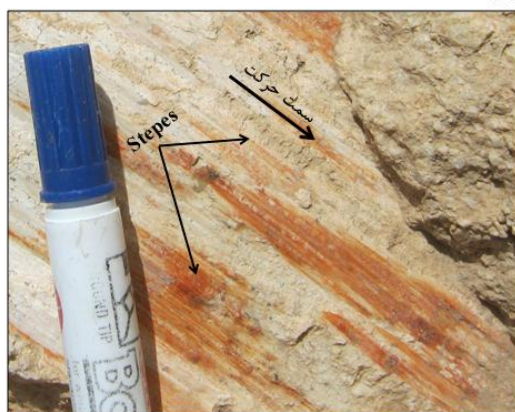


شکل ۴-۶۴ - تصویر صحرایی از حضور شکستگی‌های دسته دوم با روند شمال باختر - جنوب خاور بر روی سطح گسل کواترنری شاهرود و نمایش جابجایی راست‌بر این گروه از شکستگی‌ها.

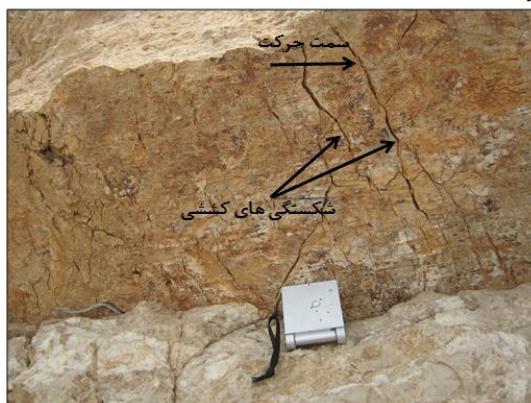


شکل ۴-۶۵- تصویر از حضور شکستگی‌های کششی بر روی سطح شکستگی‌های هم روند با گسل کواترنری شاهرود (دسته اول)، سمت شیب این شکستگی‌ها، سمت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهد.

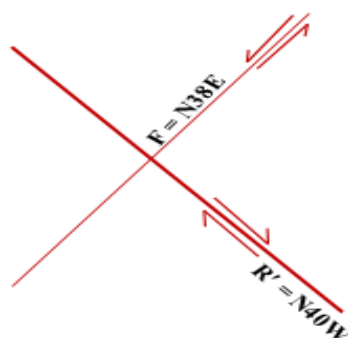
الف.



ب.



شکل ۴-۶۶- الف - حضور پله‌های گسلی بر روی سطح گسل که صافی مثبت این اشکال شاهدهی بر جابجایی معکوس چپ‌بر شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر است، ج- نمایشی از شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر و حضور شکستگی‌های کششی که جهت شیبشان، سمت حرکت بلوک گم شده را نشان می‌دهد و حرکت چپ‌بر شکستگی‌های دسته اول را تایید می‌کنند.



شکل ۴-۶۷- موقعیت شکستگی های برشی نسبت به گسل اصلی (گسل کواترنری شاهرود).

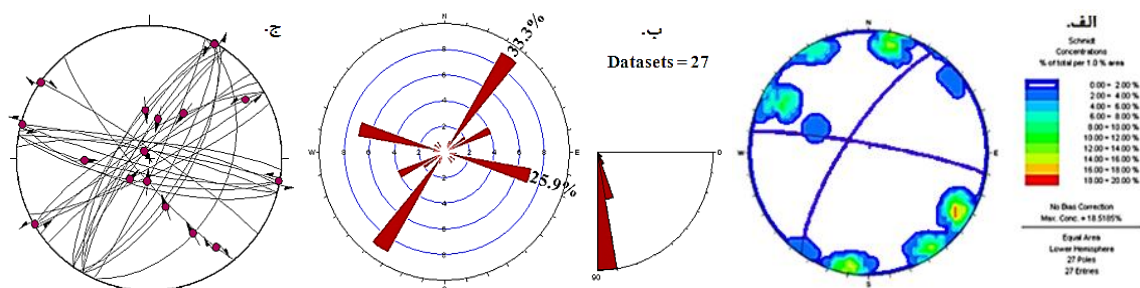
۴-۶-۵- ایستگاه S6 و S7

این دو ایستگاه در محدوده ارتفاعات پارک بلوار شاهرود و در بخش خاوری محدوده مطالعاتی قرار دارند (شکل ۴-۴۷). عمده شکستگی های برداشت شده در این ارتفاعات دارای روند شمال خاور- جنوب باختر می باشند که در ایستگاه S6، ۳۳.۳٪ درصد و در ایستگاه S7، ۲۰٪ درصد از شکستگی ها را به خود اختصاص می دهند. علاوه بر آن، دو دسته شکستگی دیگر با روندهای میانگین $N34^{\circ}W, 74^{\circ}NE$ و $N80^{\circ}W, 84^{\circ}NE$ در این دو ایستگاه برداشت شد که نسبت به دسته اول از فراوانی و گسترش کمتری برخوردارند. بر روی سطح شکستگی های با روند شمال خاور- جنوب باختر (شکل ۴-۷۰) خش لغزهایی افقی با ریک صفر درجه مشاهده شد که حضور شکستگی های کششی و نیز اشکال هلالی شکل بر روی آنها جایجایی امتدادی چپ بر این دسته از شکستگی ها را اثبات می کند) سمت شیب شکستگی های کششی و جهت تحدب اشکال هلالی، هر دو سمت حرکت بلوک گم شده را به نمایش می گذارند). همچنین حضور این شکستگی های کششی بر روی دسته شکستگی های با روند تقریباً شرقی- غربی، سازوکار چپ بر این دسته شکستگی ها را تایید می کنند (شکل ۴-۷۱). و اما در این ایستگاه ها شکستگی های با روند شمال باختر- جنوب خاور به دلیل حضور اشکال هلالی شکل بر روی سطح خود، جایجایی راست بر از خود نشان می دهند (شکل ۴-۷۲). نمودار گل سرخی و نمودار هم تراز قطب شکستگی ها در این ایستگاه ها در شکل ۴-۶۸ و ۴-۶۹ نشان داده شده است. شکستگی های برداشت شده در این ایستگاه در جدول ۴-۱۵ و ۴-۱۶ قابل مشاهده می باشند.

جدول ۴-۱۵- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S6

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

FracturesPlane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
230	80	143	16	3
120	65	161	58	1
305	85	326	84	1
122	68			
300	75			
305	70	355	60	1
305	80	012	65	1
195	72			
190	75	221	72	1
115	85	184	75	1
005	80			
010	85	099	01	4
190	80	267	49	1
330	75	037	55	1
115	40	149	34	1
120	76			
035	85	305	01	3
300	70	029	01	4
155	80			
150	85	239	01	4
320	86			
330	85	058	16	4
325	80			
300	80	029	01	4
195	85	284	01	4
012	80			
015	85			

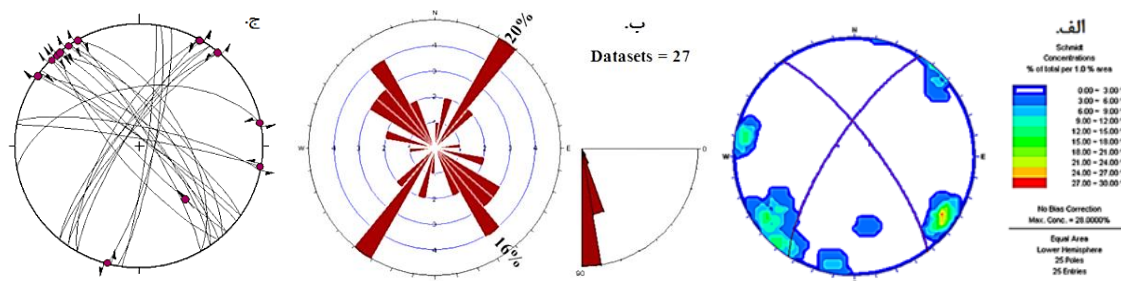


شکل ۴-۶۸- الف- نمودار هم تراز قطب شکستگی‌ها در ایستگاه S6 که روندهای چیره شکستگی‌ها را در این ایستگاه نشان می‌دهد. ب- دیاگرام گل‌سرخ شکستگی‌ها و نمایش درصد فراوانی هر دسته بر روی آن، ج- تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های دارای خراش همراه با موقعیت خراش‌های گسلی بر روی آن‌ها.

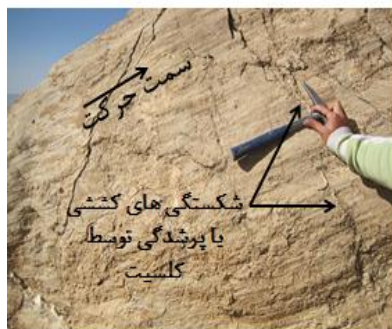
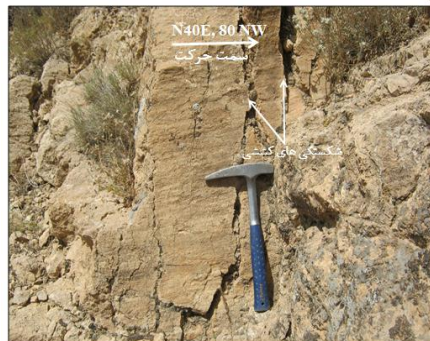
جدول ۴-۱۶- شکستگی‌های برداشت شده از ایستگاه S7

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

FracturesPlane		Slicken Lines		
Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
225	85	139	42	1
230	76			
055	78			
050	80	320	01	3
060	82			
305	80			
310	75	039	01	4
038	85			
035	85	305	01	3
300	70	029	01	4
350	50	079	01	4
100	80			
012	77			
055	70	325	01	3
060	60	330	01	3
098	85			
300	80			
045	85	315	01	3
105	80	194	01	4
035	75	305	01	3
310	80			
048	65	318	01	3
010	85	099	01	4
305	75			
300	80	029	01	4



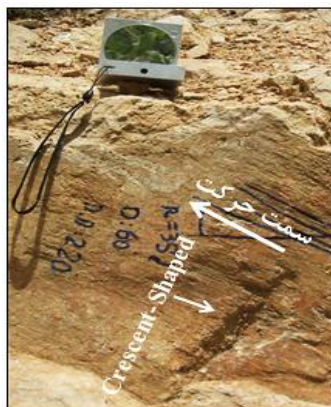
شکل ۴-۶۹- الف- نمودار هم تراز قطب شکستگی‌ها در ایستگاه S7 که روندهای چیره شکستگی‌ها را در این ایستگاه نشان می‌دهد. ب- دیاگرام گل‌سرخ شکستگی‌ها، ج- تصویر سیکلوگرافیک شکستگی‌های دارای خراش همراه با موقعیت خراش‌های گسلی بر روی آن‌ها.



شکل ۴-۷۰- نمونه‌ای از شکستگی‌های با روند شمال خاور- جنوب باختر در ایستگاه S6 و S7، الف-ب- حضور شکستگی‌های کششی و هلالی شکل به عنوان یکی از آثار مورفولوژیک، بر روی شکستگی‌های دسته اول با روند شمال خاور- جنوب باختر که حرکت امتدادلغز چپ بر این شکستگی‌ها را تایید می‌کنند. ج. نمایش حضور شکستگی‌های کششی که توسط کلسیت پر شده اند که تاییدی است بر حرکت چپ بر روی شکستگی‌های دسته اول.



شکل ۴-۷۱- تصویر صحرایی از شکستگی با روند شرقی- غربی و نمایش حضور شکستگی‌های کششی بر روی سطح آن که حرکت چپ بر را برای این شکستگی‌ها پیشنهاد می‌کند.



شکل ۴-۷۲- تصویر صحرایی از شکستگی با روند شمال باختر- جنوب خاور و نمایش حضور اشکال هلالی شکل بر روی سطح آن که حرکت راست‌بر را برای این شکستگی‌ها پیشنهاد می‌کند.

۷-۴- جمع‌بندی

همان‌طور که در مطالب قبلی نیز بیان شد، شکستگی‌ها، در رابطه با فرآیندهای مختلف نظیر گسلش، چین‌خوردگی، فعالیت‌های آذرین و آتشفشانی، کانه‌زائی، رسوب‌گذاری و فعالیت‌های لرزه‌ای تشکیل می‌شوند؛ و به‌طور کلی می‌توان شکستگی‌های به وجود آمده در اطراف یک گسل را به تنش‌های مؤثر در شکل‌گیری گسل نسبت داد.

با ترسیم نمودارهای گل‌سرخ‌ی برای شکستگی‌ها در محدوده مطالعاتی که در اشکال (۴-۴۸)، (۴-۵۴)، (۴-۵۹)، (۴-۶۲)، (۴-۶۳)، (۴-۶۸) و (۴-۶۹) قابل مشاهده است و انجام بررسی‌های آماری روی شکستگی‌ها و مقایسه سیستم شکستگی‌ها و گسل‌ها با یکدیگر چنین به دست می‌آید که شکستگی‌های به وجود آمده در محدوده کاملاً متأثر از حرکت گسل‌های اصلی محدوده بوده است. قابل ذکر است که شکستگی‌های شمال خاوری-جنوب باختری، فراوان‌ترین شکستگی‌های موجود در رخنمون می‌باشند و تقریباً در همه‌ی ایستگاه‌ها مشاهده می‌شوند.

فصل پنجم

تعیین تیش دیرین

شناسایی جهت تنش، بخشی از تحلیل دینامیکی است که بن مایهٔ تحلیل جنبشی (سینماتیک) را تشکیل می‌دهد. اکثر زمین‌شناسان در مطالعات خود از روش‌های زمین‌ساختی، شامل استفاده از ساختارهای گوناگون مانند شکستگی‌ها (گسل‌ها، درزه‌ها) و چین‌ها برای تعیین جهت تنش استفاده می‌کنند. تحلیل تنش بر مبنای اطلاعات ساختاری در تمامی مقیاس‌ها انجام می‌پذیرد.

گسل‌ها از جمله ساختارهایی هستند که به فراوانی در پوستهٔ بالایی زمین یافت می‌شوند. از طرفی آنالیز کمی و کیفی ساختارهای شکننده معیار قابل اعتمادی برای شناسایی توزیع و تکامل میدان‌های تنش دیرین ناشی از حوادث تکتونیکی است؛ بنابراین مشاهده‌ی جزئی و دقیق گسل‌هایی که رخنمون سطحی دارند این امکان را فراهم می‌کند که ویژگی‌های تکتونیکی یک منطقه را بازسازی کنیم.

کیفیت بازسازی تنش دیرین، در درجه اول به چگونگی برداشت‌ها و مشاهدات میدانی و اندازه‌گیری بردار لغزش بستگی دارد که داده‌های ورودی برای محاسبات تنسور تنش را فراهم می‌کند؛ بنابراین در مطالعات تنش دیرین مشاهدات میدانی قابل اعتماد، برای تجزیه و تحلیل گسل‌ها، امری مهم و ضروری به نظر می‌رسد. تحلیل‌های تنش دیرین می‌تواند کمک شایانی در پی بردن به نحوه تشکیل ساختارها باشد، بخصوص زمانی که اجتماع گسل‌ها بسیار پیچیده باشد، برای درک روابط بین آن‌ها و تفکیک فازهای مختلف تنش استفاده می‌شوند.

گسل‌ها در مقیاس‌های متفاوت در رخنمون‌ها مشاهده می‌شوند. از آن جمله می‌توان به گسل‌های با مقیاس متوسط یا Meso Scale (گسل‌های فرعی با جابجایی بین چند میلی‌متر تا چندین متر) اشاره کرد که در محدوده مطالعاتی به‌وفور قابل مشاهده بوده و در تحلیل تنش منطقه، مورد استفاده قرار گرفته‌اند. به دلایل زیر گسل‌های با مقیاس متوسط بیشتر از گسل‌های با مقیاس بزرگ برای تعیین میدان تنش دیرینه استفاده می‌شوند.

۱- تراکم بیشتر این گسل‌ها نسبت به گسل‌های با مقیاس بزرگ، ما را در پی بردن به یک میدان استرس دقیق‌تر کمک می‌کند.

۲- بسیاری از گسل‌های با مقیاس بزرگ، با توجه به اینکه دوباره فعال می‌شوند تاریخچه‌ی بسیار

پیچیده‌ای دارند و بنابراین برای درک تاریخچه‌ی آن‌ها دقت، وقت و کار بیشتری نیاز است. البته گسل‌های با مقیاس متوسط نیز می‌توانند دوباره فعال شوند و در این حالت این گسل‌ها دارای دو یا چند مجموعه خشلغز با جهت‌های مختلف هستند ولی اعتقاد بر این است که تاریخچه‌ی ساده‌ای دارند زیرا تکرار فعالیت مجدد یک گسل جابجایی کلی گسل را افزایش می‌دهد اما گسل‌های MesoScale دارای جابجایی کوچک هستند.

۳- تغییر شکل توده سنگ که ناشی از یک گسل MesoScale است با فرض بزرگ بودن توده سنگ می‌تواند به‌عنوان یک تغییر شکل بی‌نهایت کوچک در نظر گرفته شود (Hippolyte et al, 2012). با توجه به وجود سطوح شکستگی برشی فراوان در محدوده مطالعاتی و نکاتی که در بالا ذکر شد، می‌توان منطقه را از نظر دینامیکی، مورد بررسی قرارداد. داده‌های گسلی شامل امتداد، شیب، جهت‌شیب، ریک خشلغزها و سینماتیک گسل می‌تواند برای تعیین جهت محورهای تنش مسئول در شکل‌گیری گسل‌های تازه تشکیل‌شده و فعالیت مجدد گسل‌های از قبل موجود مورد استفاده قرار گیرند.

۵-۱- روش‌های تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش

روش‌های زیادی برای تجزیه و تحلیل تنش دیرین، از روش‌های ساده‌ی گرافیکی تا تکنیک‌های پیچیده‌ی کامپیوتری، توسط محققین ارائه‌شده است که در ادامه به تعدادی از روش‌های مورد استفاده برای تجزیه و تحلیل تنش دیرین اشاره می‌کنیم.

۵-۱-۱- روش اندرسون (Andersonian Method)

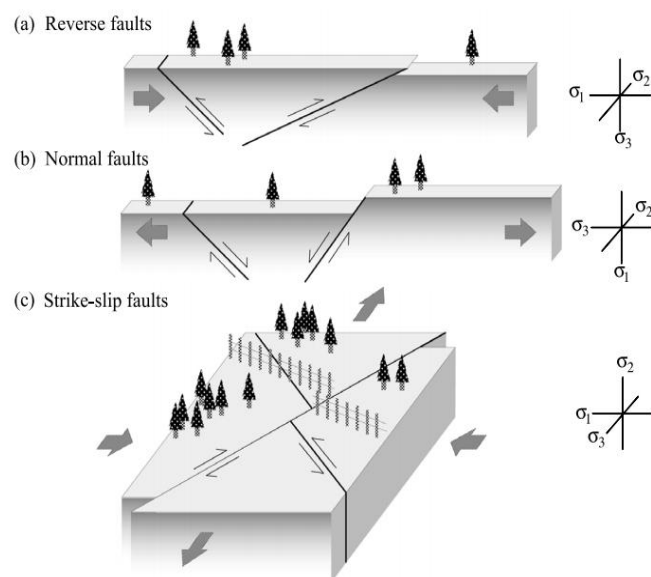
بازسازی استرس از یک الگوی استرین مشاهده‌شده نیاز به ارتباط مستقیم علت و معلولی بین استرس و استرین دارد. به‌منظور تعیین حالت استرس با استفاده از گسل‌ها روش‌های متفاوتی وجود دارد. در میان آن‌ها یکی از اولین فرمول‌های پایه و عمومی در مورد سینماتیک گسل‌ها و ارتباط آن با حالات استرس در سال ۱۹۴۲ توسط اندرسون به‌منظور تعیین جهت تنش دیرین تدوین شد. مدل اندرسون را می‌توان در عملیات صحرایی برای برآورد اولیه جهت تنش مورد استفاده قرارداد.

باین‌حال یکی از روش‌های مدرن توسط Wallace و Bott در مقاله‌ی سال ۱۹۵۱ ارائه شد و بیشتر برای گسل‌های مورب لغزی که با تئوری اندرسونی ناسازگار بودند مورد استفاده قرار گرفت. در مدل سه‌گانه اندرسون تنش برشی موازی با سطح زمین وجود ندارد بنابراین یکی از تنش‌های اصلی باید عمود بر سطح زمین اثر کند یعنی همواره یکی از تنش‌های اصلی قائم است درحالی‌که دو محور دیگر افقی هستند.

زمین‌شناسان با استفاده از این ویژگی، راستای نیروی اعمال شده و ایجاد کننده ساختارها را به دست می‌آورند. اندرسون با استفاده از مشخصات هندسی گسل‌ها که در بازدیدهای صحرایی یا از اطلاعات نسبتاً مبهمی چون سازوکار زمین‌لرزه‌ها به دست می‌آید، نخستین گام را در تعیین جهت تنش برداشت. مطابق قانون اندرسون برای ترسیم و تعیین جهت تنش، مشخصات فضایی دو صفحه گسلی مزدوج و خش‌لغزهای مربوط به آن اندازه‌گیری می‌شود که نیمساز دو صفحه گسلی مزدوج، نشان‌دهنده یکی از محورهای اصلی تنش است. جهت‌یابی و سمت برش در یک صفحه گسل تازه تشکیل شده بستگی به جهت‌گیری محورهای تنش اصلی نسبت به سطح زمین دارد.

البته نظریه اندرسون در مورد مکانیک گسل‌ها، فقط برای موقعیت‌های خاص در پوسته‌ی زمین معتبر می‌باشد و برای گسل‌های تازه تشکیل شده با حرکت شیب‌لغز محض یا امتدادی محض در نظر گرفته می‌شود.

طبق نظر اندرسون (۱۹۴۲) در صورتیکه محورهای σ_1 ، σ_2 و σ_3 به ترتیب قائم باشند، نوع گسلش، به ترتیب نرمال، معکوس و راستالغز خواهد بود (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱- رژیم استرس در ارتباط با حالت‌های مختلف لغزش گسل در مدل اندرسون (۱۹۴۲). در این قانون سمت برش در طول گسل‌هایی تواند نرمال، معکوس و امتداد لغز باشد در صورتی که جهت‌گیری محورهای اصلی استرس (σ_1 ، σ_2 و σ_3) به ترتیب قائم باشند.

۵-۱-۲- روش برگشتی (Stress Inversion Method)

تعیین جهات تنش‌های اصلی به کمک آرایش گسل‌ها و بردار لغزش روی آن‌ها، به‌طور اساسی پس از تئوری اندرسون (۱۹۴۲) و از حدود سال ۱۹۸۰ به‌صورت چشمگیری گسترش یافت. این روش‌ها مبتنی بر روابط تنش - برش می‌باشد که اولین بار توسط Wallace (1951) و Bott (1959) مورد بحث و بررسی قرار گرفت. از میان این روش‌ها استرس وارون (Stress Inversion) بر اساس تجزیه و تحلیل حرکت گسل، به‌طور گسترده‌ای از سال ۱۹۵۰ در زمین‌شناسی ساختمانی به کار گرفته شد. این روش در حال حاضر یک ابزار مفید و رایج در تکتونیک است که برای مشخص کردن میدان تنش‌های قدیمه و تکتونیک فعال مورد استفاده قرار می‌گیرد.

در آزمایشات مکانیک سنگ، پژوهشگران سعی می‌کنند با در دست داشتن جهت تنش معلوم، جهت بیشینه برش در سنگ‌ها را پیدا کنند؛ اما در مطالعات زمین‌شناسی، جهت برش بیشینه (خراش گسلی) بر روی صفحه گسلی معلوم است و آنچه مطلوب است، وارونه کردن مسئله است، بدین مفهوم که با داشتن تنش برشی بیشینه، می‌توانیم به جهت تنشی که باعث تشکیل گسل و خراش گسلی

شده است برسیم. به این روش برای بازسازی جهت تنش‌های اصلی روش برگشتی (Inversion) گفته می‌شود.

یکی از مواردی که در این روش باید به آن توجه شود، این است که گسل و خراش‌های گسلی موجود بر روی یک گسل که جهت جابجایی دو بلوک سنگی نسبت به یکدیگر را ثبت می‌کنند، به‌عنوان جهت بیشینه تنش برشی در نظر گرفته می‌شوند که از پیش‌فرض‌های مهم روش برگشتی است.

از معایب این روش اختلافی است که میان جهت بیشینه تنش برشی اندازه‌گیری شده (توسط خراش‌های گسلی) و جهت بیشینه تنش برشی محاسبه شده (توسط روابط فیزیکی) به دست می‌آید. به اختلاف زاویه‌ای که میان این دو مقدار طبیعی و نظری وجود دارد، زاویه ناهمخوانی گفته می‌شود. برای حل این مشکل لازم است تنسور تنشی محاسبه شود تا زاویه ناهمخوانی (α) در آن به کمترین مقدار ممکن برسد. این مرحله یکی از پایه‌های روش برگشتی است (Carey & Brunner, 1974).

مقدار α درجه سازگاری لغزش گسلی محاسبه شده را با تنش برشی اندازه‌گیری شده نشان می‌دهد. زوایای α با مقادیر بیش از ۴۵ قابل قبول نبوده و ناسازگاری بالایی را نشان می‌دهد؛ بنابراین، هر چه مقدار این زاویه کمتر باشد، درجه اطمینان بیشتر خواهد بود (Angelier, 1990).

شکل بیضوی تنش یا نسبت R نقش مهمی در سازوکار گسل‌ها دارد و بیانگر وضعیت تنش سه بعدی در یک نقطه از جسم است. Angelier در سال ۱۹۷۵ برای نشان دادن شکل هندسی بیضوی تنش و نقش آن در جهت لغزش، نسبتی را به نام فاکتور شکل (R) تعریف کرد:

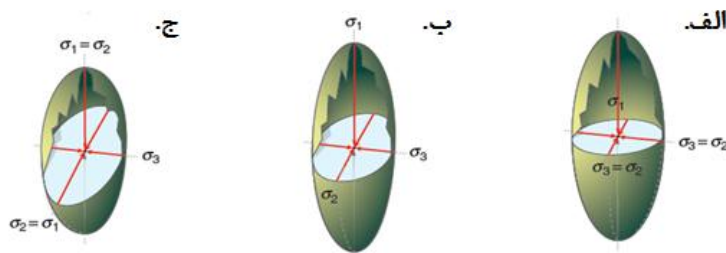
$$R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad 0 \leq R \leq 1$$

شکل میدان تنش بر پایه فاکتور شکل ارائه می‌شود و مقدار آن از رابطه فوق بدست می‌آید. از آنجایی که $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ می‌باشد، هر دو اختلاف تنش در صورت و مخرج کسر در معادله فوق مثبت هستند و مقدار R بین حداقل صفر و حداکثر یک، متغیر است.

از آنجا که مقدار محورهای اصلی می‌تواند مختلف باشد، انتظار می‌رود بیضوی تنش نیز به شکل‌های مختلفی بروز کند. در سه حالت مهم و ساده بیضوی تنش، مقادیر R عبارتند از:

الف ($R = 0$ ؛ ب ($0 < R < 1$ ؛ ج ($R = 1$)

در شکل ۲-۵ در حالت الف، مقدار محورهای اصلی σ_2 و σ_3 با هم برابر است و شکل بیضوی تنش به صورت دوکی شکل می‌باشد. در حالت ب، مقدار محور اصلی σ_1 بزرگتر از σ_2 و σ_3 است و در حالت ج، مقدار محورهای اصلی σ_1 و σ_2 با هم برابر است و شکل بیضوی تنش بصورت کلوچه‌ای می‌باشد.



شکل ۲-۵- تصاویر الف تا ج، شکل هندسی بیضوی استرین را نشان می‌دهند (Fossen, 2010).

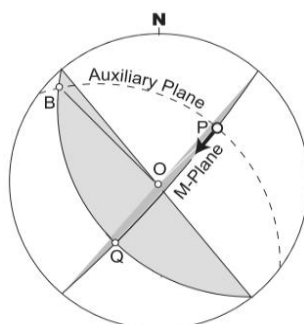
۵-۱-۳- روش دووجهی مستقیم (Right Dihedral Method) یا روش آنجلیه و مکملر

یکی از بهترین و پرکاربردترین روش‌های گرافیکی شناخته‌شده برای تجزیه و تحلیل تنش دیرین، روش دووجهی مستقیم است که توسط Angelier و Machler در سال ۱۹۷۷ ارائه شد. اساس روش دووجهی در واقع مشابه روشی است که در تحلیل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها (Focal Mechanism Solution) بکار می‌رود، با این تفاوت که در بررسی سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها همواره دو صفحه گره به دست می‌آید که یکی از آن‌ها گسل است که این ابهام در تحلیل صفحه گسل با بررسی‌های زمین‌شناسی برطرف می‌گردد؛ اما در بررسی و تحلیل صفحه گسل بر اساس روش دووجهی‌های عمود بر هم نیاز به تشخیص و تفکیک صفحه گسل از صفحه‌ی کمکی نیست، زیرا هدف تعیین موقعیت محورهای اصلی تنش دیرین است.

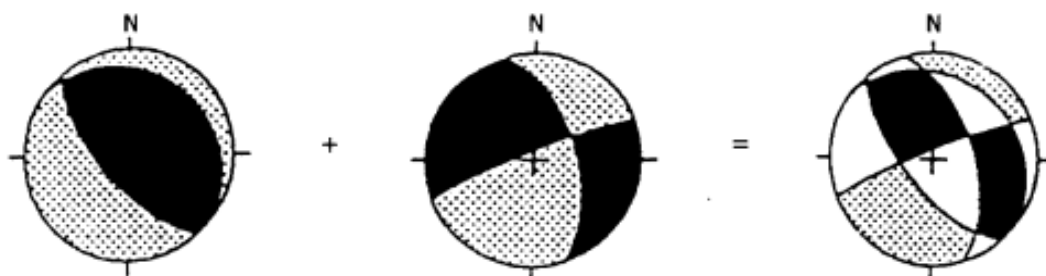
در روش دووجهی مستقیم برای هر دسته از داده‌ها (وضعیت گسل و بردار لغزش) یک صفحه گسل و یک صفحه کمکی می‌توان ترسیم نمود. صفحه کمکی عمود بر صفحه گسل، به گونه‌ای ترسیم می‌شود که از قطب گسل و عمود بر بردار لغزش بر روی سطح گسل بگذرد (شکل ۳-۵).

در این صورت محدوده تحت گسلش به دو بخش فشارشی (محدوده دربردارنده موقعیت محور کششی T) و کششی (محدوده دربردارنده موقعیت محور فشارشی P) تقسیم می‌شود که دو ربع فشارشی و کششی در مقابل یکدیگر قرار می‌گیرند. در این روش، برای اجتماعی از گسل‌های فعال با میدان استرس یکسان، میانگین اشتراک ربع T و P این گسل‌ها، جهت تقریبی محورهای اصلی استرس (σ_1 و σ_2) را بازسازی می‌کند (شکل ۵-۴). به بیان دیگر برای تعداد زیاد گسل‌ها، σ_1 و σ_2 در مناطق فشارش و کشش مشترک برای تمام گسل‌ها قرار می‌گیرند.

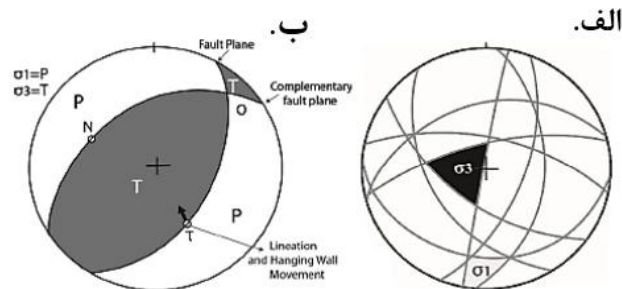
قابل ذکر است که در این روش بزرگی و جهت واقعی محورهای استرس اصلی محاسبه نمی‌شود. در نواحی دارای شکستگی‌های قدیمی، ممکن است اختلاف زیادی بین موقعیت تنش‌های اصلی و محورهای P و T وجود داشته باشد. در واقع موقعیت بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین تنش اصلی ممکن است در هر جایی از ربع‌های P و T قرار گرفته باشد. در این روش موقعیتی که بیشترین تعداد ربع‌های P و T قرار می‌گیرند، به احتمال زیاد با جهت σ_1 و σ_2 مطابقت دارد (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۳- تصویر شماتیکی از سطح گسل و سطح حرکتی (M-Plane) همراه با صفحه کمکی عمود بر سطح گسل (Auxiliary Plane).



شکل ۵-۴- مثال ساده‌ای از دو گسل و نتیجه اشتراک ربع P و T این گسل‌ها که در شکل نشان داده شده است (Angelier, 1994).



شکل ۵-۵-الف- چگونگی قرارگیری ربع‌های P و T در یک گسل معکوس. ب- چگونگی محدود کردن دو وجهی‌های کشش و فشارش و مشخص کردن موقعیتی که بیشترین تطابق را با محور σ_1 و σ_3 دارا می‌باشد.

در تمامی روش‌های اشاره شده در مطالب فوق این نکته را باید در نظر داشت که مقادیر تنش‌های اصلی یا بطور دقیق‌تر، اختلاف تنش‌های اصلی، مهم‌ترین نقش را در فرآیند گسیختگی و اصطکاک بازی می‌کنند. از آنجا که کل داده‌های برداشت شده روی زمین به موقعیت صفحه برش و خش لغز روی آن محدود می‌شود.

لذا محاسبه بزرگای تنش‌های اصلی و مؤلفه‌های آن غیر ممکن است. ولی اگر بتوان موقعیت محورهای اصلی تنش و همچنین نسبت اختلاف تنش را بدست آورد، می‌توان به نزدیک‌ترین حالت وضعیت تنش منطقه دست یافت.

۵-۲- تنش دیرین در منطقه مطالعاتی

از میان روش‌های موجود برای اندازه‌گیری تنسورهای تنش دیرین، روش دووجهی که توسط Angelier و Machler در سال ۱۹۷۷ ارائه شد، مورد توجه دانشمندان بسیاری قرار گرفته است.

در این پژوهش نیز با توجه به وجود شکستگی‌های برشی فراوان در محدوده مطالعاتی که بخش کوچکی از نیمه جنوبی البرز خاوری است، از روش دووجهی به منظور تعیین تنش دیرین استفاده می‌کنیم. داده‌های مورد استفاده در این روش که در جدول ۵-۱ قابل مشاهده می‌باشند، شامل موقعیت گسل و خط خش مربوط به آن و سوی حرکت می‌باشد.

در هر یک از این موارد ابتدا مشخصات صفحه گسلی برداشت شد و پس از تشخیص خطوط خش لغز و برداشت مشخصات آن‌ها، سوی لغزش گسل مشخص شده است. سوی لغزش اهمیت بسیاری دارد و

تشخیص آن می‌تواند کمک شایانی به بررسی و یافتن محورهای تنش کند. بنابراین، ابتدا سوی لغزش در هر یک از موارد با توجه به نشانه‌ها و شاخص‌های مربوطه مشخص شده است. این شاخص‌ها، انواع مختلفی از ساختارهای نامتقارنی هستند که در سطح گسل یا صفحه لغزشی مشاهده شده‌اند. که از میان موارد مشاهده شده بر روی صفحات گسلی در محدوده مطالعاتی می‌توان به معیارهای زیر اشاره کرد.

(۱) پله‌های تجمعی کانیه‌ها

(۲) شکستگی‌های ریدل

(۳) بازشدگی‌های کششی

(۴) مناظر نامتقارن

(۵) اشکال هویجی شکل

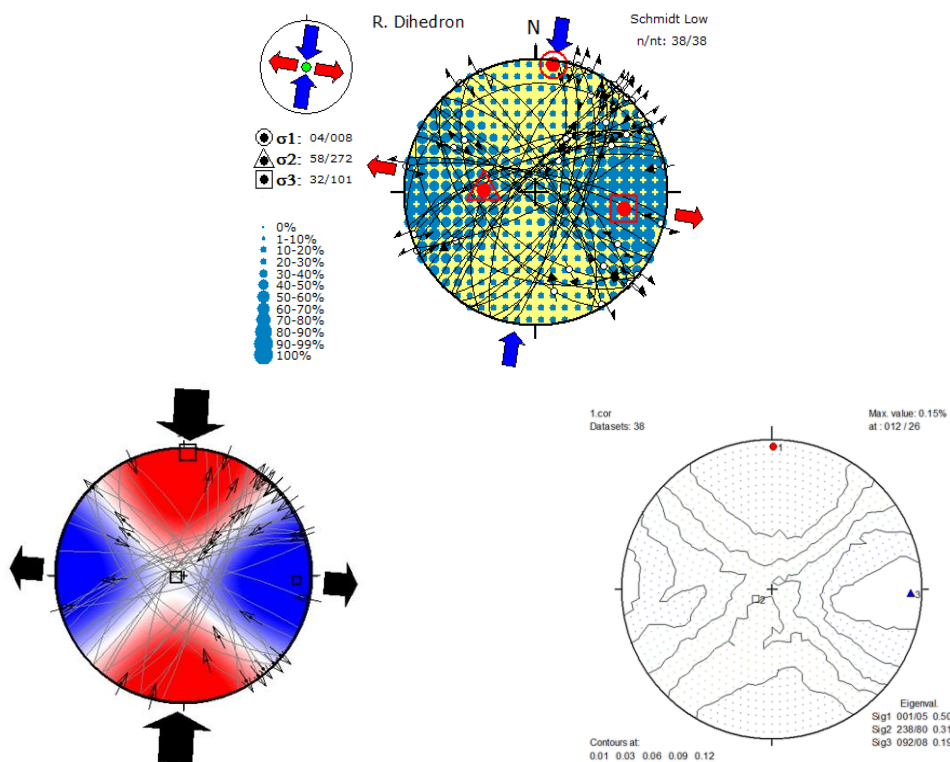
(۶) اشکال هلالی شکل

در نهایت با توجه به معیارهای مشاهده شده و تشخیص سوی لغزش (Fossen, 2010)؛ (Ptite, 1987)؛ (Miguel Doblas, 1997)، نوع حرکت و جابجایی صورت گرفته روی هر صفحه تعیین شده است. با توجه به مشاهدات و برداشت‌های صحرائی از منطقه، گسل‌های دارای مؤلفه راستالغز بسیار بیشتر از گسل‌های با مؤلفه شیب لغز محض می‌باشند.

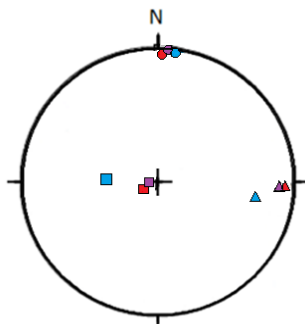
همچنین مشاهده شده است که خط‌خس‌های مورب توسط خط‌خس‌های افقی قطع شده‌اند که با در نظر گرفتن قاعده برش که خراش گسلی قطع‌کننده‌ی خراش گسلی دیگر، از نظر سنی جوان‌تر است، می‌توان بیان داشت که خراش‌های گسلی افقی، جوان‌ترین مؤلفه و مربوط به حرکت گسل‌ها و شکستگی‌ها در بازه‌ی نو زمین ساخت می‌باشد.

بدین منظور برای بدست آوردن تنش در بازه‌ی نو زمین ساخت سعی شده است که تا حد امکان از میان کل داده‌های لغزش گسل جمع‌آوری شده از سازندهای آهکی دلیچای و لار فازهای گوناگون پس از تفکیک از یکدیگر در نرم‌افزارهای رایانه‌ای مربوطه وارد شوند.

بدین منظور از میان جدیدترین داده‌های لغزش گسل موجود که لغزش‌های با ریک کم و سازوکار امتدادلغز هستند تعداد ۳۸ صفحه گسلی (جدول پیوست) که از قابلیت اطمینان بالاتری برخوردار بودند انتخاب شدند و برای حصول اطمینان از نتیجه سه نرم‌افزار Tectonics FP، WinTensor و T-Tecto استفاده گردید و داده‌ها پردازش شدند و موقعیت محورهای تنش بر پایه تحلیل‌های سینماتیکی سطوح گسلی به روش دووجهی محاسبه شد (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶- تعیین جهت محورهای اصلی تنش در بازه نو زمین ساختی در منطقه مطالعاتی که به ترتیب از راست به چپ با استفاده از سه نرم‌افزار Tectonics FP، WinTensor و T-Tecto به دست آمده است.



شکل ۵-۷- نمایش موقعیت محورهای σ_1 ، σ_2 و σ_3 که به ترتیب با دایره، مربع و مثلث نشان داده شده است. رنگ‌های قرمز، آبی و بنفش موقعیت تنش‌های اصلی را به ترتیب برای سه نرم‌افزار Tectonics FP، WinTensor، T-Tecto نشان می‌دهد.

جدول ۵-۱- داده‌های استفاده شده در تعیین تنش دیرین.

*جهت حرکت فرادیواره: ۱: رو به بالا (معکوس)؛ ۲: رو به پایین (نرمال)؛ ۳: راست‌بر؛ ۴: چپ‌بر

No.	Dip. Dir.	Dip	Azimuth	Plunge	Sense*
1	120	71	041	29	2
2	065	65	335	01	3
3	225	85	137	25	3
4	240	55	169	25	1
5	120	60	046	26	2
6	045	70	134	01	3
7	225	50	135	01	3
8	060	78	149	02	3
9	105	70	015	01	4
10	343	70	059	33	2
11	220	85	306	34	2
12	025	85	298	30	1
13	290	75	019	01	4
14	210	85	122	27	1
15	110	60	030	17	4
16	120	70	030	01	4
17	125	65	035	01	4
18	130	70	040	01	4
19	340	70	034	58	1
20	345	75	036	66	1
21	335	65	031	49	1
22	100	75	014	15	4
23	325	80	054	01	4
24	330	78	059	01	4
25	315	85	044	01	4
26	310	80	039	01	0
27	220	60	156	37	1
28	340	60	251	02	4
29	040	85	129	01	3
30	315	60	044	01	4
31	011	78	281	01	4
32	308	81	037	1	4
33	050	85	320	01	3
34	320	78	049	01	4
35	054	77	324	01	3
36	165	80	075	01	4
37	330	85	058	20	4
38	342	80	071	02	4

جدول ۵-۲- موقعیت محورهای σ_1 ، σ_2 و σ_3 ، با استفاده از سه نرم افزار Tectonics FP، WinTensor و T-Tecto.

نام نرم افزار	σ_1	σ_2	σ_3
Tectonics FP	001/05	238/80	092/08
WinTensor	008/04	272/58	101/32
T-Tecto	002/02	254/84	093/06

همانطور که در شکل ۵-۷ قابل مشاهده است، موقعیت محورهای σ_1 ، σ_2 و σ_3 ، که به ترتیب با دایره، مربع و مثلث نشان داده شده است، برای هر سه نرم افزار Tectonics FP، WinTensor و T-Tecto تقریباً مشابه می باشد. موقعیت دقیق تنش های اصلی به دست آمده توسط هر کدام از نرم افزارها در جدول ۵-۲ قابل مشاهده می باشد. با توجه به اینکه موقعیت σ_2 تقریباً قائم است و σ_1 نیز تقریباً افقی است، بنابراین گسلش غالب در منطقه، گسلش با مؤلفه راستالغزی می باشد. محور بیشینه فشارش که از تحلیل جنبشی لغزش های صورت گرفته بر روی سطوح گسلی، $S3^\circ E$ بدست آمده است با مقادیر بدست آمده از بررسی تعیین جهت جنبش های سنگ کره با استفاده از GPS در مدت زمان خاص همخوانی دارد (Vernant et al, 2004).

فصل ششم

بحث و نتیجه گیری

در این تحقیق، طی مطالعات انجام شده بر روی ساختارهای منطقه، خصوصیات این ساختارها مشخص شده و در این فصل، با توجه به اطلاعات بدست آمده از این پژوهش و مطالعات صورت گرفته پیشین، به تحلیل ساختارهای منطقه و تشریح نتایج بدست آمده پرداخته می‌شود. با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه گسل‌های امتدادلغز از ساختارهای اصلی می‌باشند، ابتدا ساختارهایی که می‌توانند همراه این گسل‌ها به وجود آیند را توضیح می‌دهیم و سپس ساختارهای منطقه را تحلیل می‌نماییم.

۶-۱- ساختارهای همراه با گسل‌های امتدادلغز

گسل‌های امتدادلغز گسل‌های تقریباً قائمی هستند که حرکت غالب آن‌ها در امتداد صفحه گسل و به صورت افقی روی می‌دهد. البته این گسل‌ها همراه با گسل‌های عادی یا رانده و چین‌ها نیز ایجاد می‌شوند. بیش‌ترین جابجایی در این گسل‌ها در بخش مرکزی آن‌ها ظاهر می‌شود و به طرف انتهای گسل به تدریج مقدار جابجایی کاهش می‌یابد. با شروع حرکت در امتداد این گسل‌ها، تغییراتی در توزیع تنش منطقه ایجاد شده و بدین ترتیب شکستگی‌های نوع R ، R' ، P و T ایجاد می‌گردند؛ که شناسایی این ساختارها منجر به شناسایی گسل راستالغز می‌شود.

به‌طور کلی دو سازوکار اصلی، ارتباط هندسی و جنبشی گسل‌ها و ساختارهای همراه با آن‌ها را شرح می‌دهند که عبارت‌اند از: ۱- الگوی برش محض یا هم‌محور (Pure Shear) و ۲- الگوی برش ساده یا غیر هم‌محور (Simple Shear).

۱- سیستم دگرشکلی برش محض (Pure Shear): این مکانیسم اولین بار توسط اندرسون برای بیان جهات میدان استرس برای گسل‌ها بکار برده شد. در این سیستم جهت یافتگی و تنش‌های اصلی در طول دگرشکلی تغییر نمی‌کند، از این رو با عناوین بدون چرخش یا هم‌محور توصیف می‌شود. در این مکانیسم گسل‌های امتدادلغز مزدوج با جابجایی چپ‌بر و راست‌بر تشکیل می‌شوند که نسبت به جهت فشارش بیشینه (σ_1) زاویه $+\Phi$ یا $-\Phi$ می‌سازند (Φ زاویه اصطکاک داخلی توده سنگ). همچنین در این الگو شکستگی‌های کششی یا عادی عمود بر محور طولیل‌شدگی شکل می‌گیرند.

۲- سیستم دگرشکلی برش ساده (Simple Shear): در این سیستم در ابتدا محورهای تنش اصلی با

محورهای اصلی مختصات هم‌محورند. ساختارهایی که در این سیستم دگرشکلی به وجود می‌آیند بسیار متنوع‌تر از ساختارهای سیستم دگرشکلی برش محض می‌باشد. از جمله ساختارهایی که در این سیستم دگرشکلی به وجود می‌آیند عبارت‌اند از:

- شکستگی‌های نوع ریدل (R) : شکستگی‌های برشی همسو با گسل امتدادلغز، اولین ساختارهای تشکیل شده در الگوی شکستگی سطحی می‌باشند.

- شکستگی‌های نوع آنتی ریدل (R') : شکستگی‌های برشی ناهم‌سو با گسل امتدادلغز می‌باشند که با فراوانی کمتر در پهنه‌های همپوشانی شکستگی‌های نوع ریدل به وجود می‌آیند که طبق تئوری گسیختگی شکننده زاویه بین این دودسته شکستگی برابر $(90 - \Phi/2)$ است (Φ)، زاویه اصطکاک داخلی سنگ‌ها است که برای توده سنگ معمولاً متوسط ۳۰ درجه در نظر گرفته می‌شود).

- شکستگی‌های نوع (P) : شکستگی‌های امتدادلغز همسو و کم زاویه که شکستگی‌های نوع ریدل را به هم وصل می‌کنند.

۲-۶- الگوی هندسی و حرکتی (سینماتیک) گسل‌ها

۱-۲-۶- گسل راندگی شاهرود

گسل راندگی شاهرود با طول تقریبی ۴۰ کیلومتر در بخش شمالی منطقه مطالعاتی و در محدوده نزدیک آرامگاه شهدای گمنام، به خوبی قابل مشاهده می‌باشد. این گسل با راستای تقریباً خاوری - باختری و شیب به سمت شمال باختر ($N80^{\circ}E, 20^{\circ}NW$) دارای سازوکار راندگی است. اگر چه در محدوده مورد مطالعه آثار جنبش کواترنری آن دیده نشده است ولی با استناد به مطالعات اعراب و همکاران (۱۳۸۸) بر روی ادامه باختری این گسل، سازوکار راستالغز چپ بر و جنبش کواترنری آن آشکار گشته است.

گسل راندگی شاهرود، نتیجه شکست و گسلش ناشی از اعمال تنش‌های جدید (نو زمین‌ساختی) نیست؛ بلکه گسلی است که در فازهای تنش گذشته تشکیل شده و در نتیجه هندسه این گسل ارتباطی با میدان تنش جاری ندارد. ولی در مقابل میدان تنش جدید در بخش‌هایی از آن واکنش

امتدادلغز مشاهده شده است.

۶-۲-۲- گسل کواترنری شاهرود

گسل کواترنری شاهرود نیز با درازایی حدود ۶۰ کیلومتر، که حدود ۱۳ کیلومتر خاوری آن در محدوده مطالعاتی قرار دارد، در بخش شمالی منطقه و در محدوده مزار شهدای گمنام شاهرود رخنمون یافته است. این گسل دارای راستای شمال‌خاوری - جنوب‌باختری با شیب به سمت شمال خاور ($N38^{\circ}E, 81^{\circ}NW$) می‌باشد.

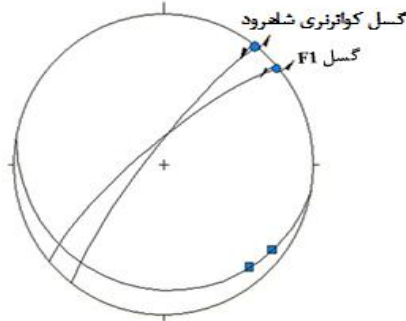
این گسل دو دسته خراش گسلی با ریک‌های متفاوت را بر روی سطوح گسلی خود به همراه دارد. ریخت‌شناسی منطقه حاکی از برخاستگی بلوک شمالی نسبت به بلوک جنوبی و در نتیجه سازوکار چپ‌بر معکوس برای فاز S_1 است و برای فاز S_2 با خراش‌های گسلی با ریک افقی، می‌توان سازوکار کنونی گسل را بر اساس شواهد ریخت‌شناسی سطح گسل راستالغز چپ‌بر معرفی نمود. این گسل که از گسل‌های مهم ناحیه مورد بررسی است، رسوبات کواترنری را بریده و با قطع کردن رسوبات کواترنری در سراسر طول خود، فعالیت خود را طی این دوره نمایان ساخته است.

۶-۲-۳- گسل F1

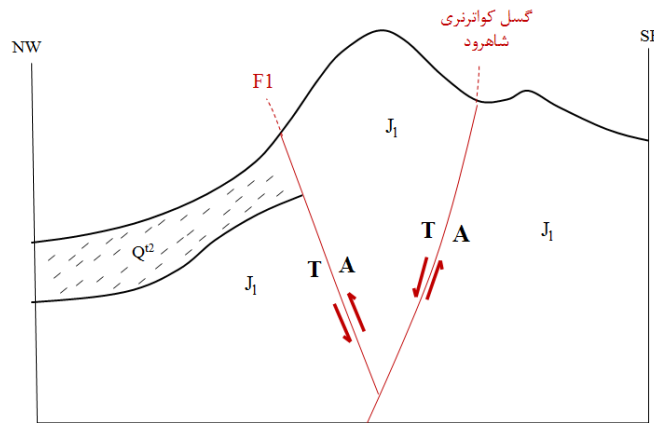
گسل F1 با درازای حدود ۲ کیلومتر با راستای شمال‌خاور - جنوب‌باختر و شیب به سمت جنوب خاور ($N48^{\circ}E, 78^{\circ}SE$) مرز بین دشت جلالی و آهک‌های مزوزوئیک را تشکیل می‌دهد. دشت جلالی از نظر موقعیت جغرافیایی در بخش شمالی منطقه مطالعاتی قرار دارد. این گسل دو دسته خراش گسلی با ریک‌های متفاوت را بر روی سطوح گسلی خود به همراه دارد که نشان‌دهنده تأثیر حداقل دو فاز حرکتی بر روی آن می‌باشد. با توجه به قطع شدن خراش‌های گسلی با ریک بیشتر توسط خراش‌های گسلی افقی، می‌توان سازوکار کنونی گسل را راستالغز چپ‌بر معرفی نمود.

در خصوص گسل F1 می‌توان بیان داشت که این گسل با روندی تقریباً مشابه با گسل کواترنری شاهرود و سازوکاری مشابه با آن، با گسل کواترنری شاهرود زاویه‌ای حدود ۱۰ درجه می‌سازد (شکل ۶-۱). بنابراین این گسل را می‌توان در ارتباط با گسل کواترنری شاهرود معرفی کرد. احتمالاً گسل F1

در عمق به گسل کواترنری شاهرود پیوسته و همراه با این گسل، گسل واحدی را تشکیل دهد (شکل ۶-۲).



شکل ۶-۱- تصویر استریوگرافیک نشان دهنده زاویه ۱۰ درجه بین صفحه میانگین برای گسل کواترنری شاهرود با موقعیت N38°E/81°NW همراه با موقعیت میانگین گسل F1.



شکل ۶-۲- مدل پیشنهادی برای گسل کواترنری شاهرود و گسل F1.

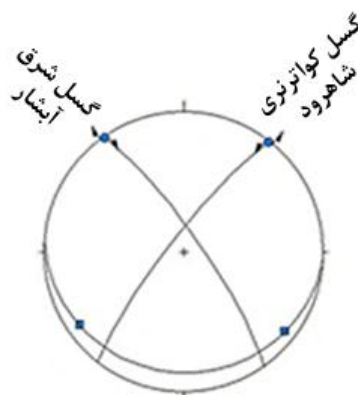
۶-۲-۴- گسل شرق آبشار

گسل شرق آبشار با راستای شمال باختر- جنوب خاور و شیب به سمت شمال خاور (N35°W, 80°NE) با طول حدود ۱۰۰ متر، یکی دیگر از گسل‌های منطقه است. بهترین رخنمون از این گسل را می‌توان در آهک‌های سازند لار، در ابتدای جاده سلامتی مشاهده نمود. شواهد ریخت شناسی سطح گسل، برای جدیدترین فاز حرکت گسل، سازوکار راستالغز راست‌بر را پیشنهاد می‌کند. گسل شرق آبشار در پایانه‌ی شمال باختری خود به گسل F1 رسیده و پایان می‌یابد. زیرا پس از F1 اثری از گسل شرق آبشار در ارتفاعات شمال دره آبشار نیست (شکل ۶-۳). گسل شرق آبشار با راستای شمال باختر- جنوب خاور و سازوکار جدید امتدادلغز راست‌بر با گسل کواترنری شاهرود که دارای راستای شمال

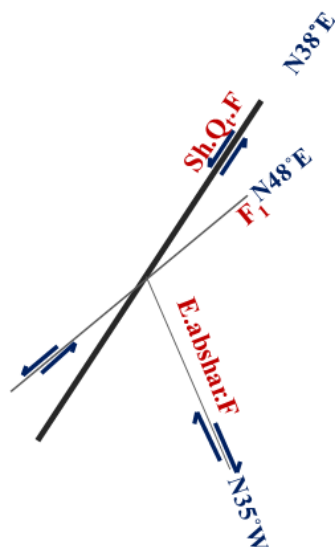
خاور- جنوب باختر و سازوکار امتدادلغز چپ‌بر است زاویه‌ای حدود ۷۵ درجه می‌سازد. استریوگرام شکل ۴-۶ زاویه بین این دو گسل را برابر ۷۵ درجه نشان می‌دهد و شکل ۵-۶ موقعیت گسل شرق آبشار و گسل F1 را نسبت به گسل کواترنری شاهرود به نمایش می‌گذارد.



شکل ۳-۶- نمایشی از گسل F1 در مرز بین واحدهای مزوزوئیک و دشت جلالی و نمایش پایانه گسل شرق آبشار که در رسیدن به گسل F1 مستهلک می‌شود.



شکل ۴-۶- تصویر استریوگرافیک نشان دهنده زاویه ۷۵ درجه بین صفحه میانگین برای گسل کواترنری شاهرود با موقعیت $N38^{\circ}E/81^{\circ}NW$ همراه با موقعیت میانگین گسل شرق آبشار.



شکل ۵-۶- طرح شماتیکی از موقعیت گسل‌های محدوده مطالعاتی نسبت به گسل کواترنری شاهرود

۵-۲-۶- گسل غرب آبشار

گسل غرب آبشار در ارتفاعات شمال باختر شاهرود، با درازای حدود ۳۰۰ متر با راستای تقریباً شرقی- غربی و شیب بسیار زیاد ($N79^{\circ}W, 78^{\circ}NE$) از سازند لار عبور کرده است. شواهد صحرایی از سطح این گسل، حاکی از سازوکار امتدادی چپ‌بر روی آن می‌باشد.

۳-۶- ارتباط هندسی و جنبشی گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه

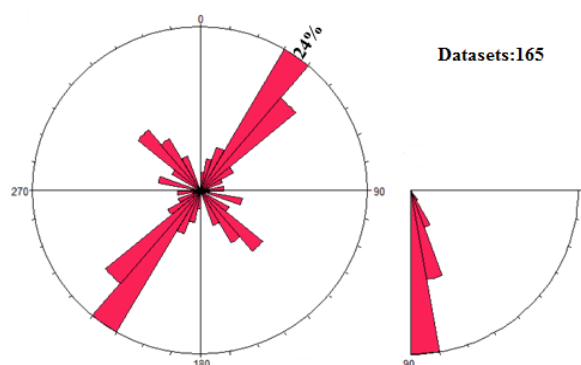
ساختارهای برشی ریدل، الگوی گسلی معمول شناخته‌شده درون پهنه‌های برشی شکننده هستند که اغلب در اولین مراحل گسلش و اکثراً با گسل‌های امتدادلغز همراه هستند.

بنابراین با توجه به اینکه بارزترین ساختار تکتونیکی جوان (نو زمین‌ساختی) منطقه مطالعاتی گسل‌ها و شکستگی‌های با سازوکار امتدادلغز هستند به بررسی ارتباط هندسی و جنبشی این ساختارها در منطقه می‌پردازیم.

در این پژوهش، بر اساس نتایج به دست آمده از شکستگی‌های منطقه و مشاهده نمودار گل‌سرخ‌تریسیم شده برای شکستگی‌های کل منطقه و نیز بررسی‌های آماری روی شکستگی‌ها و مقایسه سیستم شکستگی‌ها و گسل‌ها با یکدیگر چنین استنباط می‌شود که شکستگی‌های کوچک مقیاس به وجود آمده در محدوده کاملاً متأثر از حرکت گسل‌های شمال خاور - جنوب باختر مخصوصاً گسل

کواترنری شاهرود قرار گرفته‌اند.

همانطور که در شکل ۶-۶ قابل مشاهده می‌باشد، می‌توان بیان داشت که روند شمال خاور- جنوب باختر ($N30^{\circ}E$ تا $N40^{\circ}E$) بارزترین روند شناخته‌شده برای شکستگی‌ها در این محدوده است. این راستا، با راستای کلی منطقه مطالعاتی که بخشی از زون رسوبی- ساختاری البرزخاوری است و همچنین با راستای بارزترین ساختار تکتونیکی منطقه که گسل کواترنری شاهرود ($N38^{\circ}W, 81^{\circ}NW$) است، همخوانی دارد.



شکل ۶-۶- نمودار گل سرخی ترسیم شده برای کل شکستگی‌های برداشت شده از منطقه مطالعاتی. همان‌طور که در این نمودار به‌وضوح نمایان است ۲۴٪ درصد شکستگی‌ها در این منطقه در بازه $N30^{\circ}E$ تا $N40^{\circ}E$ قرار دارند.

بر اساس نمودار گل سرخی ترسیم شده برای شکستگی‌های منطقه مطالعاتی (شکل ۶-۱)، ۲۴٪ درصد شکستگی‌ها با میانگین سطح $N35^{\circ}E, 85^{\circ}NW$ ، هم‌راستا با گسل کواترنری شاهرود ایجاد شده‌اند که در رده شکستگی‌های نوع M (شکستگی‌های همسو و هم‌راستا با گسل اصلی) جای دارند. شکستگی‌های نوع R' با میزان ۱۱٪ درصد فراوانی با موقعیت $N40^{\circ}W, 85^{\circ}NE$ زاویه ۷۵ درجه با گسل کواترنری شاهرود می‌سازد و حرکتی ناهمسو با این گسل دارند. شکستگی‌های P با میانگین سطوح $N45^{\circ}E, 81^{\circ}NW$ زاویه ۱۰ درجه با گسل کواترنری شاهرود می‌سازند.

ارتباط زاویه‌ای بین این شکستگی‌ها با سطح گسل به خواص مکانیکی سنگ (زاویه اصطکاک داخلی و نیروی چسبندگی) و شرایط فیزیکی آن بستگی دارد؛ بنابراین در سنگ‌هایی با جنس‌های مختلف این برشی‌ها با زوایای خاصی نسبت به روند گسل اصلی قرار خواهند گرفت. روابط ۶-۱، ۶-۲ و ۶-۳ این

ارتباط را به خوبی نشان می دهند.

$$R = \phi/2 \quad \text{رابطه (۱-۶)}$$

$$R' = 90 - \phi/2 \quad \text{رابطه (۲-۶)}$$

$$P = -\phi/2 \quad \text{رابطه (۳-۶)}$$

بر این اساس به منظور حصول اطمینان از نتیجه داده‌های صحرایی در خصوص الگوی شکستگی‌های ریدل، برشی‌های ریدل مرتبط با گسل کواترنری شاهرود به روش تئوری و با استفاده از زاویه اصطکاک داخلی برای آهک (جدول ۱-۶) که از مطالعات آزمایشگاهی به دست آمده محاسبه شد. در این روش زاویه‌ای که هر یک از شکستگی‌های P, R', R و T با گسل کواترنری شاهرود تشکیل می‌دهند برای زاویه اصطکاک داخلی ۳۴ درجه محاسبه شد (جدول ۲-۶).

جدول ۱-۶- نمایش زاویه اصطکاک داخلی برای سنگ‌های با لیتولوژی‌های متفاوت (B.G.Look, 2007)

Rock class	Friction angle range(degrees)	Typical rock types
Low friction	20 to 27	Schists, shale
Medium friction	27 to 34	Sandstones, Siltstone, Chalk, Gneiss, Slate,
High friction	34 to 40	Basalt, Granite, Limestone, Conglomerate.

جدول ۲-۶- تعیین زاویه بین شکستگی‌های برشی ثانوی و گسل کواترنری شاهرود، برای زاویه اصطکاک داخلی ۳۴ درجه.

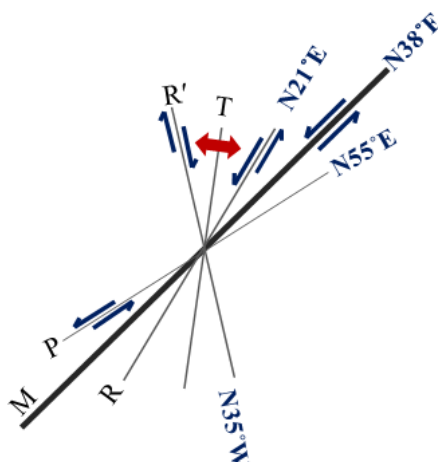
Φ	R	R'	P
34	17	73	-17

سپس با استفاده از زاویه بین شکستگی‌های برشی و گسل کواترنری شاهرود (جدول ۲-۶)، و با توجه به موقعیت گسل کواترنری شاهرود با امتداد $N38^{\circ}E$ ، موقعیت هندسی شکستگی‌های ریدل مرتبط با این گسل بازسازی شدند (جدول ۳-۶).

تصویر شماتیکی از شکستگی‌های مرتبط با گسل کواترنری شاهرود برای زاویه اصطکاک داخلی ۳۴ در شکل ۷-۶ نشان داده شده است.

جدول ۳-۶- موقعیت سطوح شکستگی نسبت به گسل اصلی منطقه با موقعیت $N38^{\circ}E, 90^{\circ}$ در حالتی که $\Phi = 34^{\circ}$

N	Dip. Dir	Dip	Azimuth	Plunge	Sense
F	308	89	038	01	4
R	291	89	021	01	4
R'	235	89	325	01	3
P	325	89	055	01	4

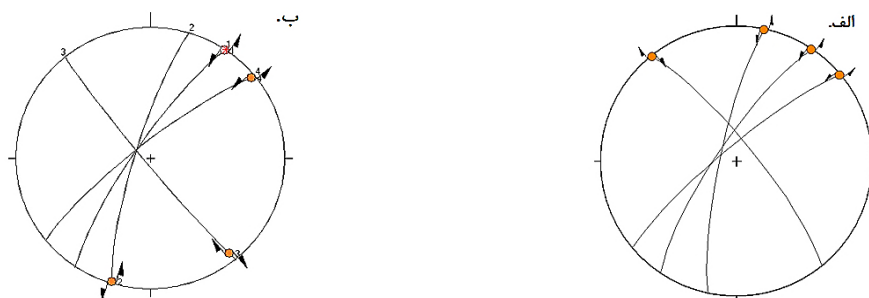


شکل ۶-۷- الگوی نمادین محاسبه شده از موقعیت شکستگی‌های برشی نسبت به گسل کواترنری شاهرود با موقعیت $N38^{\circ}E$ در حالتی که زاویه اصطکاک داخلی 34° درجه انتخاب شود.

در ادامه زاویه بین موقعیت هندسی شکستگی‌هایی که از داده‌های صحرایی به دست آمد با آنچه توسط فرمول‌های ریاضی محاسبه شد باهم مقایسه گردید (جدول ۴-۶) در این مقایسه شکستگی‌های ریدل به دست آمده در نتیجه‌ی بازدیدهای صحرایی قرابت نزدیکی با الگوی شکستگی‌های ریدل به دست آمده در مدل ریاضی داشتند (شکل ۶-۸).

جدول ۴-۶- مقایسه‌ی زاویه‌ی به دست آمده بین گسل کواترنری شاهرود و شکستگی‌های ریدل با دو روش مشاهدات صحرایی و نتایج تئوریک

انواع شکستگی‌های ریدل	زاویه‌ی حاصل از نتایج صحرایی	زاویه‌ی حاصل از نتایج تئوری
R	۱۵	۱۷
R'	۷۵	۷۳
P	۱۰	۱۷

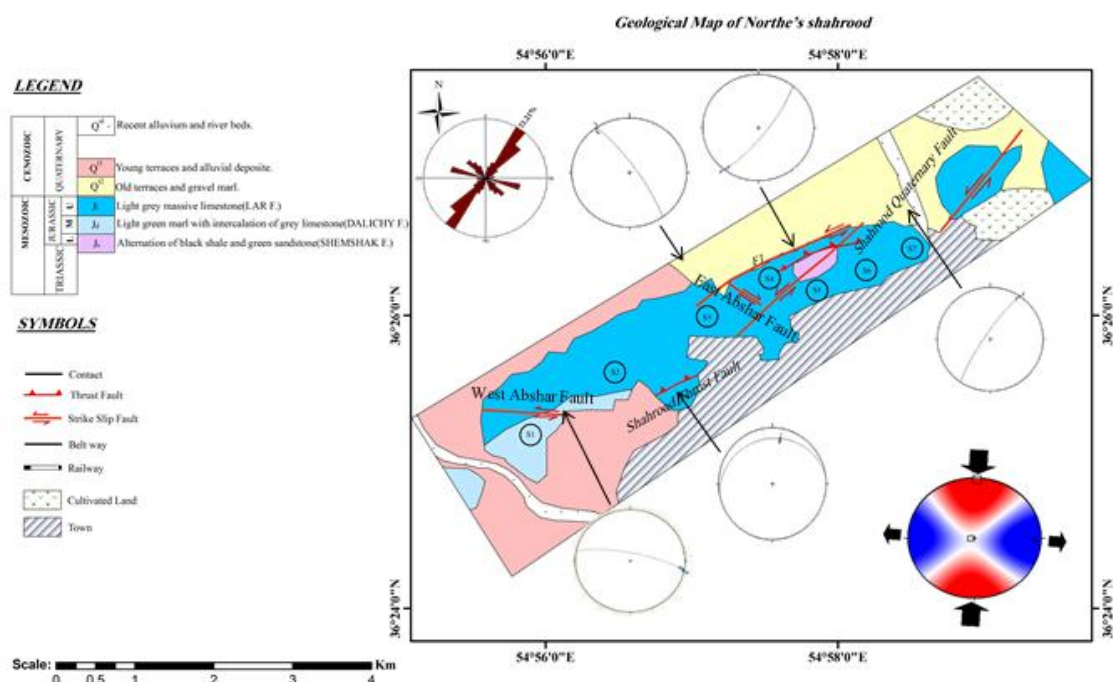


شکل ۶-۸- استریوگرام گسل کواترنری شاهرود همراه با شکستگی‌های ریدل تشکیل شده در نتیجه تأثیر این گسل راستالغز که از برداشت‌های صحرائی به دست آمد. ب- استریوگرام گسل و شکستگی‌های ریدل مرتبط با آن به روش تئوری و در حالتی که ضریب اصطکاک سنگ‌آهک را ۳۴ در نظر گرفتیم.

۶-۴- ارزیابی الگوی دگرریختی‌ها

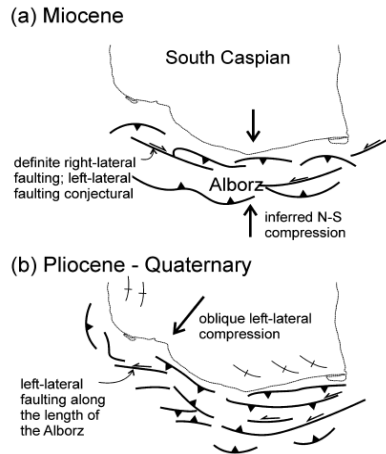
همان‌طور که در مباحث فوق بیان شد به جز گسل راندگی شاهرود که مربوط به فازهای قدیمی است و میدان تنش مسبب آن متفاوت از میدان تنشی است که محاسبه شده است، سایر گسل‌ها (گسل کواترنری شاهرود، شرق آبشار، غرب آبشار و F1) شیب نزدیک به قائم و حرکت جدید امتدادالغز دارند. سازوکار جدیدترین حرکت گسل‌های شمال خاور- جنوب باختر و شرقی - غربی در محدوده مطالعاتی امتدادالغز چپ‌بر است و گسل‌های شمال باختر - جنوب خاور سازوکار امتدادالغز راست‌بر دارند؛ بنابراین گسل‌های موجود را می‌توان گسل‌های از پیش ساخته‌ای دانست که برای میدان تنش جدید متناسب با وضعیت هندسی، واکنش راست‌بر یا چپ‌بر از خود نشان داده‌اند که در نقشه شکل ۶-۹ این مدل هندسی، سینماتیک و دینامیک به نمایش در آمده است.

توجه به هندسه و سینماتیک گسل‌ها در منطقه و اضافه نمودن جهت تنش بیشینه به این الگو همان‌طور که در شکل ۶-۹ قابل مشاهده است، ارتباط بین هندسه و سازوکار گسل‌های اصلی را با وضعیت سوی تنش بیشینه ناحیه مورد مطالعه نشان می‌دهد. با توجه به اینکه موقعیت σ_2 تقریباً قائم است و σ_1 نیز تقریباً افقی است، بنابراین گسلش غالب در منطقه، گسلش با مؤلفه راستالغزی می‌باشد همچنین جهت تنش بیشینه نشان‌دهنده سازگاری جهت تنش با هندسه و سینماتیک گسل‌ها و شکستگی‌ها است.



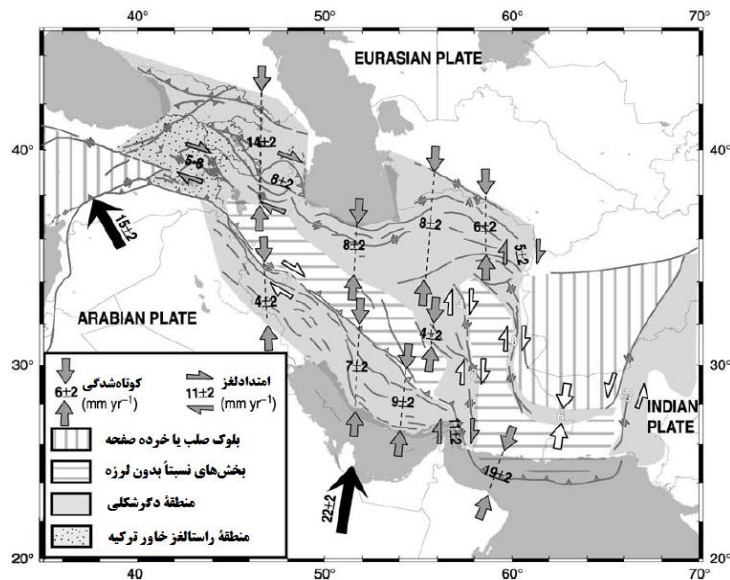
شکل ۶-۹- نقشه ساختاری محدوده مورد مطالعه همراه با استریوگرام ساختارهای اصلی و نمودار گل سرخی شکستگی‌ها.

به طور کلی تغییر شکل فشاری سنوزوئیک در البرز، از میوسن (یا کمی پیش‌تر) و با اولین مرحله برخورد صفحات عربی و اوراسیا آغاز گشت که در این زمان جهت‌گیری تنش بیشینه، شمالی- جنوبی بوده و البرز به طور غالب تحت تنش فشاری قرار داشته است. با غلبه تنش اعمال شده از صفحه عربی و آغاز حرکت رو به سمت باختر پی سنگ خزر جنوبی نسبت به ایران از زمان پلیوسن، جهت تنش بیشینه ناحیه‌ای از حالت شمالی- جنوبی به راستای شمال خاوری- جنوب باختری تغییر کرده (شکل ۶-۱۰) و تغییر در شرایط دگرشکلی فشاری به چپ‌لغز را سبب شده است (Allen et al 2003). این تغییرات، شرایط شکل‌گیری و فعالیت گسل‌های امتدادلغز چپ‌گرد را ایجاد کرده که تاکنون به فعالیت خود ادامه داده‌اند.



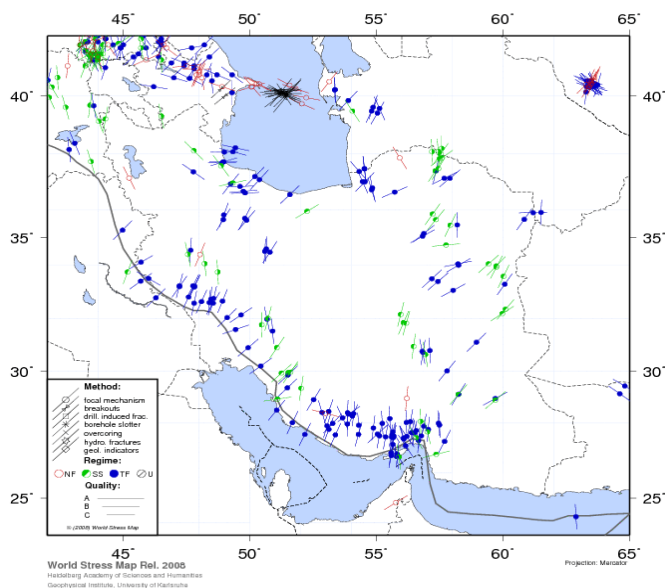
شکل ۶-۱۰- تکامل ساختاری البرز در اواخر دوران سنوزوئیک؛ تغییر شکل در میوسن بیشتر به صورت فشارشی همراه با حرکات راست‌لغز و بعد از میوسن به سبب جابجایی رو به سمت باختر پی‌سنگ خزر جنوبی، حرکات غالب به طور عمده از نوع چپ‌بر می‌باشد (برگرفته از Allen et al 2003)

در سال‌های اخیر، مطالعات ژئودزی متعددی در بخش‌های مختلف ایران از جمله البرز صورت گرفته و نرخ جابجایی در نواحی مختلف محاسبه گشته است. ورنانت و همکاران (Vernant et al, 2004) با اندازه‌گیری‌های GPS صورت گرفته بر روی البرز، میزان 8 ± 2 میلی‌متر کوتاه‌شدگی در سال را برای این ناحیه از ایران برآورد کردند (شکل ۶-۱۱).



شکل ۶-۱۱- نمایش نتایج بررسی‌های ورنانت و همکاران؛ پیکان‌های سیاه نشانگر جنبش صفحه عربستان نسبت به اوراسیا می‌باشند. پیکان‌های خاکستری نرخ‌های دگرشکلی اندازه‌گیری شده توسط GPS را نشان می‌دهند. پیکان‌های سفید نمایانگر نرخ‌های برآورد شده به کمک GPS، شواهد زمین‌شناسی و زلزله‌شناسی هستند. تمامی نرخ‌ها بر حسب میلی‌متر در سال می‌باشد (برگرفته از Vernant et al 2004).

محققین متعددی طی پژوهش‌های خود به بررسی جهت تنش‌های دیرینه و کنونی حاکم بر البرز پرداخته‌اند. امیدی و همکاران (۱۳۸۱) در بازسازی تنش کواترنری در نیمه جنوبی البرز خاوری، جهت تنش پیشینه را رو به سمت شمال-شمال خاوری معرفی کرده‌اند. علاوه بر این، نقشه تنش ایران که در چهارچوب پروژه WSM رسم شده است در شکل ۶-۱۲ دیده می‌شود.



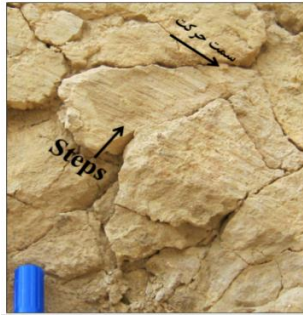
شکل ۶-۱۲- نقشه تنش ایران تهیه شده توسط WSM (برگرفته از سایت اینترنتی World Stress Map). همانطور که مشاهده می‌شود راستای بردارهای تنش دیرین، که از داده‌های لغزش گسل جمع‌آوری شده در مطالعات صحرائی بدست آمده است با راستای جهت تنش‌های ثبت شده در این نقشه که بطور کامل بر مبنای سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها بدست آمده همخوانی دارد. این بردارها جهت کشش را در راستای شمال باختری- جنوب خاوری و راستای فشارش را عمود بر آن نشان می‌دهد که حاکی از آن است که جهت تنش پیشینه به‌دست آمده با الگوی تنش پیشینه در رژیم زمین‌ساختی جاری هماهنگی قابل قبولی دارد. سازوکار راستالغز چپ‌بر برای گسل کواترنری شاهرود، گسل غرب آبشار و گسل F1 و سازوکار راستالغز راست‌بر برای گسل شرق آبشار می‌تواند ناشی از اعمال میدان تنش با موقعیت‌های به‌دست آمده در پژوهش حاضر باشد. الگوی سینماتیک و دینامیکی جوان در منطقه مورد مطالعه با همین الگو در پهنه البرز خاوری سازگار است.

۶-۵-پیشنهادات

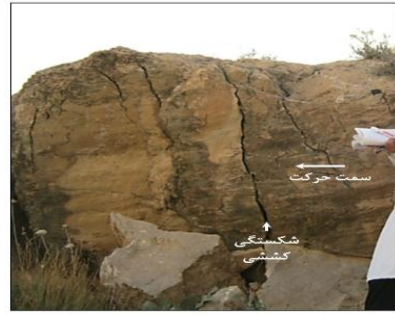
- ۱- ادامه مطالعات ساختاری بر روی گسل کواترنری شاهرود به عنوان مهم‌ترین گسل محدوده مطالعاتی و ردیابی ادامه شمال خاوری و جنوب باختری آن بویژه در محدوده شهر دامغان.
- ۲- انجام مطالعات دیرینه لرزه شناسی بر روی گسل کواترنری شاهرود

پوست

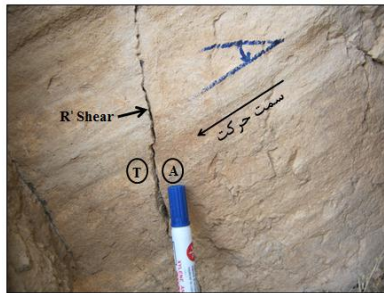
جدول پیوست: تصایر صحرائی از داده‌های استفاده شده در تعیین تنش دیرین.



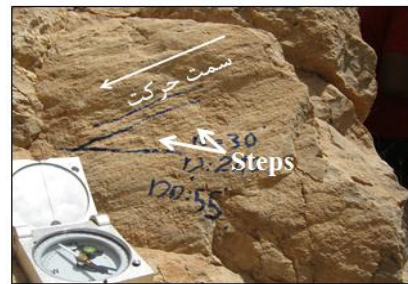
1) N 36° 25' 51.2" , E 54° 57' 00.6"



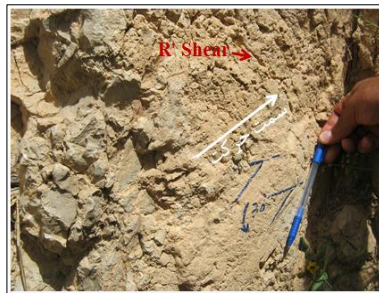
2) N 36° 25' 51.1" , E 54° 57' 00.2"



3) N 36° 26' 01.2" , E 54° 57' 43.8"



4) N 36° 25' 48.59" , E 54° 57' 04.09"



5) N 36° 25' 50.15" , E 54° 57' 37.29"



6) N 36° 25' 50.4" , E 54° 57' 01.6"



7) N 36° 25' 28.4" , E 54° 56' 57.6"



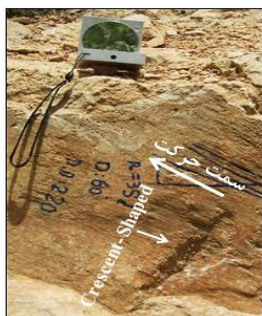
8) N 36° 26' 11.67" , E 54° 58' 14.98"



9) N 36° 25' 31.71" , E 54° 56' 34.97"



10) N 36° 25' 47.69" , E 54° 57' 13.87"



11) N 36° 25' 55.65" , E 54° 57' 40.50"



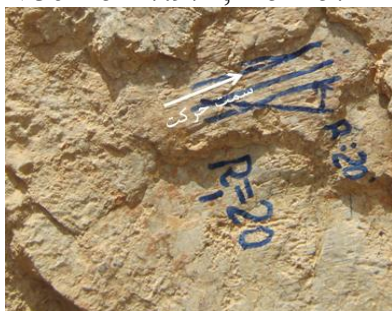
12) N 36° 25' 20.30" , E 54° 56' 59.85"



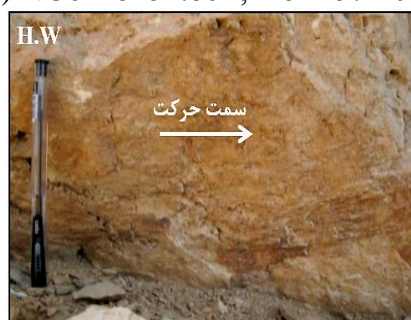
13) N 36° 25' 47.97" , E 54° 57' 14.66"



14) N 36° 25' 51.86" , E 54° 57' 29.63"



15) N 36° 25' 50.01" , E 54° 57' 23.33"



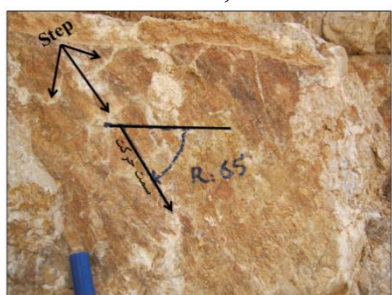
16) N 36° 26' 18.35" , E 54° 58' 05.88"



17) N 36° 24' 53.40" , E 54° 55' 53.78"



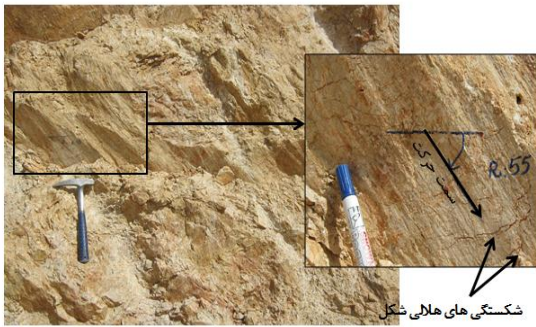
18) N 36° 26' 02.22" , E 54° 57' 42.09"



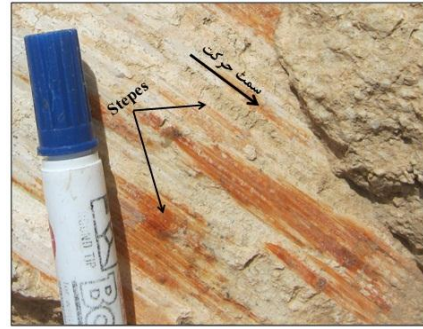
19) N 36° 25' 51.45" , E 54° 57' 34.08"



20) N 36° 25' 50.87" , E 54° 57' 34.84"



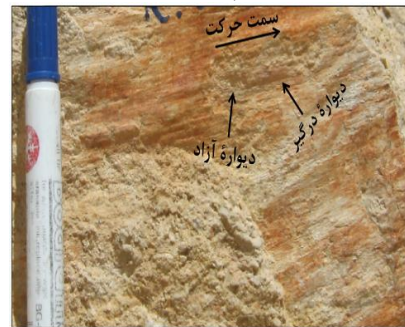
21) N 36° 25' 53.19" , E 54° 57' 38.10"



22) N 36° 25' 48.61" , E 54° 57' 13.72"



23) N 36° 25' 55.07" , E 54° 57' 30.86"



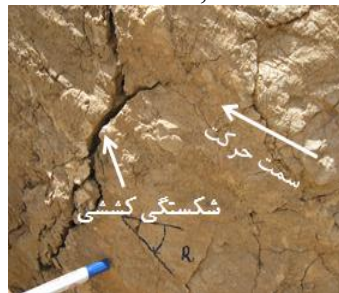
24) N 36° 25' 32.42" , E 54° 56' 38.27"



25) N 36° 26' 17.3" , E 54° 58' 23.7"



26) N 36° 26' 18.8" , E 54° 58' 27.8"



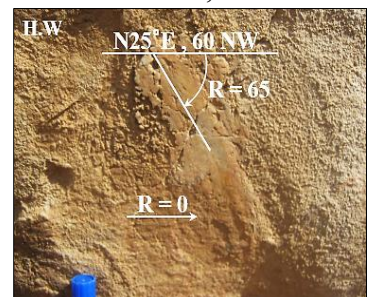
27) N 36° 26' 17.8" , E 54° 58' 25.7"



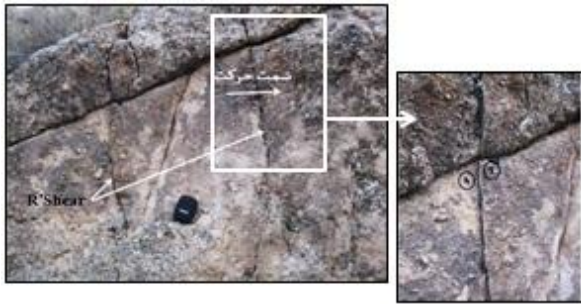
28) N 36° 26' 10.5" , E 54° 58' 15.00"



29) N 36° 25' 52.2" , E 54° 57' 27.5"



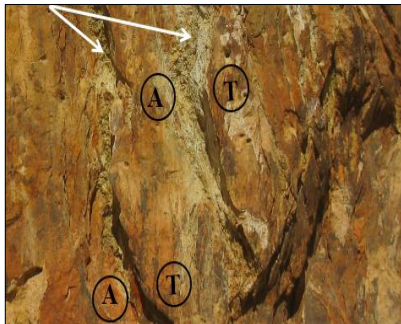
30) N 36° 25' 17.3" , E 54° 56' 56.9"



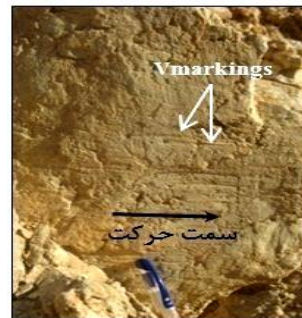
31) N 36° 24' 54.16" , E 54° 55' 56.30"



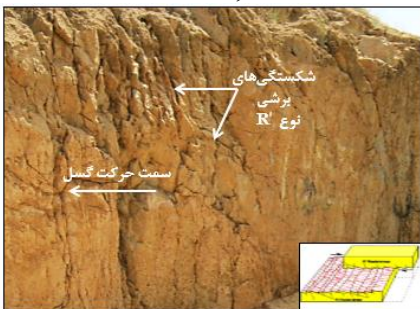
32) N 36° 25' 57.80" , E 54° 57' 36.82"



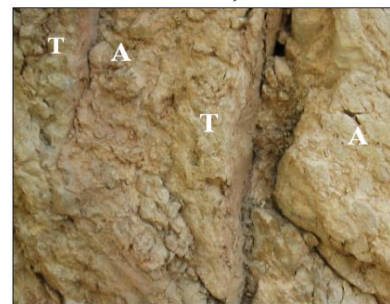
33) N 36° 25' 59.09" , E 54° 57' 38.30"



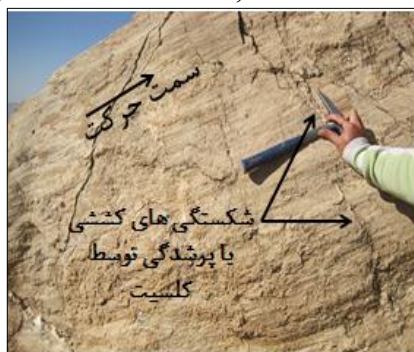
34) N 36° 25' 52.05" , E 54° 56' 59.89"



35) N 36° 25' 49.55" , E 54° 57' 02.75"



36) N 36° 25' 49.56" , E 54° 57' 02.71"



37) N 36° 26' 07.9" , E 54° 57' 49.3"



38) N 36° 26' 06.3" , E 54° 57' 47.4"

منوع

- اعراب ف.، (۱۳۸۷)، "تحلیل ساختاری چین‌خوردگی و گسلش در باختر شاهرود"، دانشکده علوم، دانشگاه دامغان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد.
- اعراب ف.، امیدی پ.، طاهری ع.، (۱۳۸۸) "دگرریختی کواترنری در باختر شاهرود (البرز خاوری)" مجله علوم زمین، شماره ۸۰، صفحات ۸۹ - ۹۴.
- امیدی پ.، نوگل سادات م.ع.، قرشی م.، (۱۳۸۰) "جایگاه نظام گسلی دامغان در پهنه برشی همگرای آستانه عطاری" فصلنامه علوم زمین، شماره ۳۹ و ۴۰، صفحات ۲ - ۲۵.
- امیدی پ.، نوگل سادات م.ع.، قرشی م.، (۱۳۸۱) "بازسازی تنش کواترنری بر اساس تحلیل لغزش گسل در نیمه جنوبی البرز خاوری" فصلنامه علوم زمین، شماره ۴۵ و ۴۶، صفحات ۴۸ - ۶۳.
- آقائباتی ع.، (۱۳۷۷)، "چینه شناسی ژوراسیک ایران - ۱" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، شماره ۶۵، ۳۵۵ صفحه.
- آقائباتی ع.، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- بربریان م.، (۱۳۶۳) "بررسی و پژوهش نو زمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در ناحیه باختر دامغان" مهندسين مشاور کویانکاو، سازمان آب منطقه‌ای سمنان.
- بربریان م.، قرشی م.، طالبیان م. و شجاع طاهری ج.، ۱۳۷۵، پژوهش و بررسی نوزمین ساخت و خطر زمین لرزه-گسلش در گستره سمنان، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره ۶۳، ۲۶۶ صفحه.
- حیدری ک.، حافظی مقدس ن.، رضانی اومالی ر.، (۱۳۸۸) "پهنه بندی خطر ریزش سنگی در شمال شهر شاهرود" کنفرانس زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران، دانشگاه تربیت مدرس، صفحات ۱۰۷ - ۱۱۴.
- درویش زاده ع.، (۱۳۷۰) "زمین شناسی ایران" موسسه انتشارات امیر کبیر دانشگاه تهران، ۹۰۱ صفحه.

- رادفر ع.، رحیمی چاکدل ع.، (۱۳۹۱) "تحلیل هندسی چین خوردگی تپال در حاشیه جنوبی البرز خاوری - شاهرود" فصلنامه زمین شناسی کاربردی دانشگاه آزاد اسلامی، شماره ۲، صفحات ۹۹-۱۰۸.
- شفیع زاده م.، سید امامی ک.، (۱۳۸۵) "سنگ چینه شناسی وزیست چینه شناسی سازند دلیچای در باختر شاهرود (البرز خاوری)" مجله علوم زمین، شماره ۵۷، صفحات ۹۸ - ۱۱۳.
- شهرابی م.، صالحی راد ر.، علوی م.، ژنی ژ.، استامفیلی ژ.، (۱۳۶۹) " نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان" سازمان زمین شناسی کشور.
- شهیدی ع.، بایر ا.، فرانسوا برون م.، سعیدی ع.، (۱۳۸۸) "فرگشت ساختاری البرز در میان زیستی و نوزیستی" مجله علوم زمین، شماره ۸۱، صفحات ۲۰۱ - ۲۱۶.
- گیاهی یزدی ح.ر.، (۱۳۷۸)، "مطالعه سنگ شناسی و محیط رسوبی سازندهای دلیچای و لار در ناحیه البرز خاوری (غرب شاهرود)" دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، پایان نامه کارشناسی ارشد.
- نبوی م.ح.، (۱۳۵۵) " دیباچه ای بر زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.
- وزیري س. ح.، مجیدی فر م. ر.، (۱۳۸۰) "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهرود" سازمان زمین شناسی کشور.
- Alavi M., (1991) "*Sedimentary and structural characteristics of the Paleo- Tethys remnants in Northeastern Iran*" Geological Society of America Bulletin 103, P. 983-992 .
- Alavi M., (1996) "*Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran*" Journal of Geodynamic, Vol. 21(1), P. 1-33.
- Alavi Naini M., (1972) "*Etude géologique de la région de Djam*" Geological Survey of Iran, Tehran, 288 p.
- 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, Vol. 25, P. 627-659.
- Allmendinger R.W., With Contributions by Gephart 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, New York.
 - Anderson E. M., (1942) “The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain” Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 p.
 - Anderson E. M., (1951) “The Dynamics of Faulting and Dyke Formation with Application to Britain” Oliver and Boyd Edinburgh, P. 191-194.
 - Angelier J., (1975) “Sur l’analyse de mesures recueillies dans des sites faillés: l’utilité d’une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques”. Compte Rendus del’Académie des Sciences de Paris D281, P 1805-1808.
 - Angelier J., (1990) “ Inversion of field data tectonics to obtain the regional stress – III. A new rapid direct inversion method by analytical means” Journal of Geophysics, P 363-376.
 - Angelier J., (1994) “ Fault slip analysis and paleostress reconstruction. Continental deformation” Edition by Hancock P. L., pergamon press, P 53-100.
 - Angelier J., Melcher P., (1977) “Sur un methode graphique de recherche des contraintes principes egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la
 - Assereto R., (1966) “The Jurassic shemshak formation in central Elburz (Iran)” Rivista Italiana di Paleontologia e stratigraphia, Vol .72, P.1133-1182.
 - Bott M.H.P., (1959) “The mechanisms of oblique slip faulting” Geological Magazine, 96, P 109 –117.
 - Brace W.F., Kohlstedt D.L., (1980) “Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments” Journal of Geophysics, P 6248-6252.
 - Bull W.B., (2007) “Tectonic Geomorphology of mountains: A New Approach to paleoseismology” Oxford: BLACKWELL.
 - Carey E., Brunier M. B., (1974) “Analyse theorique et numerique d’un modele mecanique elementaire applique. l’etude d’une population de failles” C.R. Acad. Sci. Paris D 279,891.
 - Chen W.P., Molnar P., (1983) “Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of

- the lithosphere*” Journal of Geophysics, P 4183- 4214.
- Coelho S., Passchirer C., (2006) “*Ridel-shear control on the development of pennateveins field example and analogue modelling*” Journal of structural geology 28, P 1658-1669.
 - Doblans M., (1998) “*Slickenside kinematic indicators*” Tectonophysics, P 187-197.
 - Fossen H., (2010) “*Structural geology*” Cmbridge University Press, NewYork, 463 p.
 - Gansser A., Huber. H., (1962) “Geological observations in Central Alburz, Iran. Schweizerische Mineralogische und petrographische Mitteilungen ” pp583-63
 - Goodman R.E., (1989) “*Introduction to rock mechanics*” Second Edition by John Wiley & Sons, Published in Canada, 562 p.
 - Griffit A.A., (1921) “*The phenomena of rupture and flow in solids*” Royal Society of London Transactions, P.163-198.
 - Hancock P.L., (1988) “ *Neotectonics:Geology Today*” Vol.4, P 57- 61.
 - Hippolyte J. C., Bergerat F., Gordon M.b., Bellier O., Espurt N., (2012)“*Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier’s methods*” Tectonophysics, vol. 581, P 144–162.
 - Jackson J., Priestly K., Allen M., Berberian M., (2002) “*Active tectonics of the South Caspian Basin*” Journal of Geophysics, P 214 - 245.
 - Look B.G., (2007) “*Handbook of Geotechnical Investigation and Design Tables*” Published by Taylor & Francis/Balkema, London, 331p.
 - Marrett R., Allmendinger R.W., (1990) “Kinematic analysis of fault –slip data” Journal of structural geology, V.12, P 973 – 986.
 - Marshak S.T., Mitra G., (1988)“*Basic Methods of structural geology*” Prentic Hall EnglewoodCliffs, New Jersey, P 446.
 - *methode des diedtes droites* ” Bull.Soc.Geol.F.Vol.7, P 1309-1318.
 - Nazari H., 2006- “*Analyse de la tectonique récente et active dans l’Alborz Central et la région de Téhéran: «Approche morphotectonique et paléoseismologique»*” Thèse, Université Montpellier II, Montpellier, 247 p.
 - Nelson R.A., (1985)“*Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*”Gulf Professional Publications, boston, Texas, USA. 332 p.
 - Petite J.P., (1987) “*Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rokes*” Journal of Structural Geology, P 597-608.

- Ramsay J.G., Huber M.I. (1987) "*The Techniques of modern structural geology*" Academic Press Limited, Vol. 2 (fold and fracture) , 391p.
- Ramsay J.G., Lisle R.J., (2000) "*The Techniques of Modern Structural Geology*" Vol.3: Fault slip Analysis and Stress Tensor Calculation, Academic press. P 758-810
- Shahidi A., Barrier E., Brunet M.F., Saidi A., (2008) "*Tectonic evolution and late triassic-middle eocene extension in central Alborz, Iran*" Scientific Quarterly Journal (GSI), Vol. 17, No. 1, P 4-25.
- Singhal B.B.S., Gupta R.P., (2010) "*Applied hydrogeology of fractured rocks*" Springer Science and Business Media B.V.,408p.
- Stocklin J., (1974) "*Northern Iran: Alborz mountains, mesozoic – cenozoic orogenic belt, data for orogenic studies*" Geological Society, Special Publications, London, Vol. 4, P 213- 234.
- Twiss R.J., Moores E.M., (1992) "*Structural geology*" W.H. FreemanandCompany, NewYork, 532p.
- Vernant Ph., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbassi M.R., Vigny C., Masson F., Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R, Tavakoli F., Chery J., (2004) "*Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman*" Journal of Geophysics, P 381-398.
- Wallace, R.E., (1951) "Geometry of shearing stress and relation to faulting. Journal of Geology" 59, P 118–130.
- Woodcock N.H, Schubert C., (1994) "*Continental Strike-slip Tectonics*" In: HANCOCK P.L, Edition "*Continental Deformation*" Pergamon Press, P 251-263.

Abstract:

The heights of north Shahrood (The study area) is a part of south margin of the Eastern Alborz. Stratigraphic investigation confirmed outcrops of Mesozoic rock units in this area with northeast-southwest structural trend. The south margin of those heights is covered by Quaternary deposits, which the Shahrood city was established on it. In this research, fractures of this rock units were studied. In addition to Shahrood thrust that is result of Paleotectonics processes another neotectonic faults to be formed in the study area including Shahrood Quaternary fault , East Abshar and west Abshar faults were identified. The strikes of these faults are northeast-southwest , northwest- southeast and east- west respectively. The most important of these faults is Shahrood Quaternary fault with left lateral strike slip mechanism and that it's about length 60 km from Shahrood to Damghan. Presence of Shahrood Thrust accompanied by cross- cutting slikenlines, showing the multiple movement Phases. The youngest of these slip phases has large strike slip component .calculations of paleostress based on neotectonic fault slip data present the circumstances of principal stress σ_1 , σ_2 and σ_3 , 05/001, 80/238 and 08/092, respectively. It seems that this stress field accompanied by movements of Shahrood Quaternary faults the existing fractures can be results of neotectonic stress field on are inherited fracture. That is activated neotectonic stress regime

Keywords: Eastern Alborz,Shahrood, Shahrood Quaternary fault, neotectonic faults.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Tectonic Group

Title:

***Kinematic and Dynamic Analysis of Fractures on Mesozoic
Rock Units in North of Shahrood***

By:

Mahboobe hosseini

Supervisor

Dr. P. Omidi

Advisor

Dr. A. Taheri

September 2014