

بررسی زمین‌ساخت، داده‌های گسلی و ارتباط آن‌ها با کانه‌زایی و دگرسانی در گستره اسبخان هریس (استان آذربایجان شرقی-شمال غرب ایران)

نیما یادگاری^{۱*}، سید غفور علوی^۲ و محسن موید^۳

۱. دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۲. استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
۳. استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۸/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۲۸

چکیده

گستره مورد مطالعه در جنوب رشته کوه قوش‌آداغ، در شمال روستای اسبخان، شهرستان هریس و در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. این گستره از نظر زمین‌شناسی ساختاری ایران، در پهنه اصلی ایران مرکزی و زیرپهنه البرز-آذربایجان قرار دارد. واحدهای زمین‌شناسی پهنه، شامل سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن با ترکیب آندزیتی، تراکی آندزیتی، بازالتی، توفی و ایگنمبریتی است. توده نفوذی نیمه عمیق با سن الیگوسن، با ترکیب کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت پورفیری و دیوریت به صورت استوک و دایک در پهنه رخمون دارد. بررسی‌های ساختاری از جمله صفحات گسلی، خش‌لغزش‌های روی آن‌ها و سیستم درزه‌های موجود در لیتولوژی‌های مختلف، نشانگر حداقل دو جهت فشارش کلی در گستره هستند و می‌توانند در پی یک رژیم تکتونیکی و یا دو رژیم تکتونیکی ایجاد شده باشند. اگر رژیم تکتونیکی یک فاز در نظر گرفته شود و تانسورهای با جهات مختلف نتیجه چرخش در صفحات گسلی داشته شود، می‌توان یک رژیم عمومی راستالغز با روند عمومی شمالی-جنوبی را معرفی کرد که ساختارهای موجود پهنه را کنترل می‌کند. در همین حین نفوذ توده‌های نفوذی باعث به هم ریختگی این ساختارها و پیچیده‌تر شدن موضوع شده‌اند. به‌طور کلی، گسله‌های با روند شمال غرب-جنوب شرق و مکانیسم راستالغز راست‌بر، ساختارهای اصلی گستره را تشکیل می‌دهند. سایر گسل‌ها نیز با پیروی از سیستم شکستگی‌های ریدل، در کنترل ساختارهای اصلی هستند. بر اساس سیستم درزه‌های موجود در چهار لیتولوژی مختلف، واحدهای لیتولوژیکی از قدیم به جدید شامل: آندزیت بازالت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونکمر بندیت (توده پورفیری) و دیوریت می‌باشند که از قدیم به جدید از تنوع سیستم درزه‌ها کاسته می‌شود. نقش سیستم تکتونیکی شمال غربی-جنوب شرقی در توسعه دگرسانی آرژیلیکی و سیستم شمال شرقی-جنوب غربی در توسعه رگه‌های سیلیسی و کانه‌دار مهم هستند.

واژه‌های کلیدی: اسبخان، درزه، زمین‌ساخت، گسل.

مقدمه

آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند و موجب چین‌خوردگی‌ها در رسوبات غرب و جنوب غرب آذربایجان شده‌اند (Delvaux et al., 2003; Dewey et al., 1986).

کمبرند آتشفشانی سنوزوئیک البرز با روند عمومی E-W در شمال ایران قرار دارد و خود این کمربند، توسط گسل رشت-تاکستان (با روند N-S) به دو بخش شرقی و غربی تقسیم شده و از هم جدا می‌شوند (Azizi and Moinevaziri., 2009). بخش شرقی همگی شامل توف اسیدی و مافیک و لاوا با ترکیبی آکالن تا شوشونیتی است (Blourian, 1994)، درحالی‌که بخش غربی شامل لاوای آندزیتی تا داسیتی و بسیاری توده‌های گرانیتوئیدی با ترکیبات کالکوالکالنی می‌باشد (موید، ۱۳۸۰). این دو بخش تفاوت‌های دیگری نیز با یکدیگر دارند، برای مثال؛ در بخش غربی ذخایر مس پورفیری (سونگون، طارم)، مولیبدن، آهن (مرواریه زنجان) و طلا (زرشوران، آق‌دره) دیده می‌شوند درحالی‌که بخش شرقی چنین ذخایری را ندارد. (Calagari., 2004; Calagari and Hosseinzadeh., 2006; Azizi and Jahangiri., 2008). کمربند آتشفشانی البرز توسط گسل شمال تبریز از بخش‌های جنوبی و ایران مرکزی جدا می‌شود (Azizi and Moinevaziri., 2009).

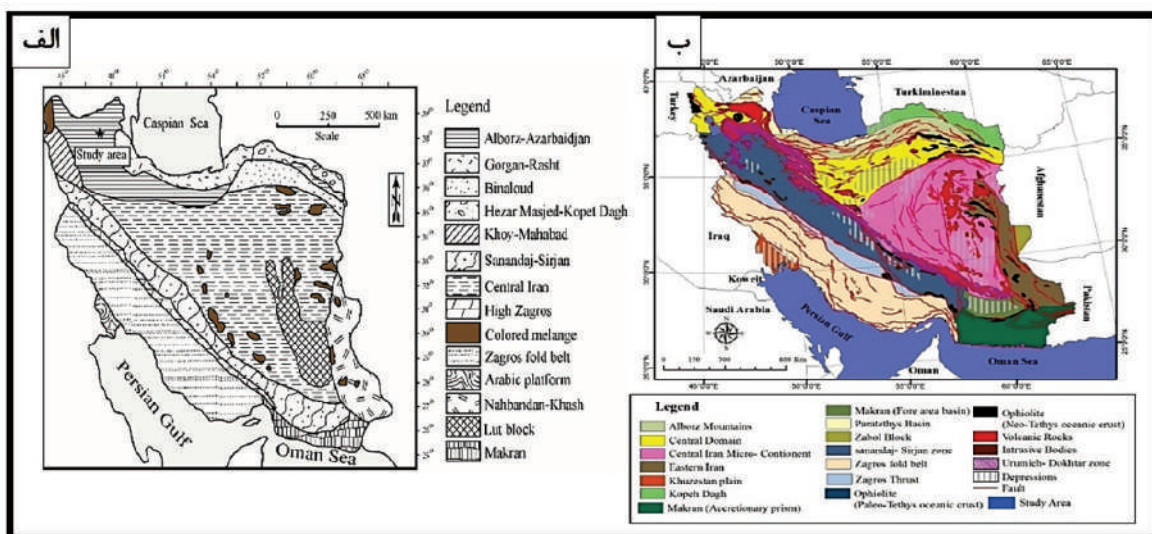
منطقه آذربایجان از نظر زمین‌شناسی متنوع است و همچنین از نظر تکتونیک و فعالیت‌های آتشفشانی نیز جز کمربندهای فعال پوسته ایران می‌باشد. این پهنه از پوسته ایران حوادث زیادی را پشت سر گذاشته که آثار آن از پیرکامیرین (سنگ‌های دگرگونی زنجان، میانه، ماکو، خوی، شمال ارومیه) تا به امروز (آتشفشان سبلان و سهند) قابل مشاهده است. گستره مورد مطالعه بخشی از کمربند ارسباران از پهنه آذربایجان است که در پایان بخش شمال شرقی این پهنه قرار دارد (قربانی، ۱۳۸۱). وجود ساختارهای تکتونیکی با موقعیت‌های متفاوت و خردشدگی‌های شدید در کمربندهای گسلی و همچنین وجود توده‌های نفوذی با سن‌های مختلف و نزدیک به هم باعث پیچیدگی‌های ساختاری ویژه‌ای در گستره مورد مطالعه شده است.

پهنه آذربایجان در شمال غرب ایران، در بخش مرکزی کمربند تصادمی اوراسیا-عربستان و میان کوهزادهای بزرگ قفقاز در شمال و البرز در شرق و با فاصله از کوهزاد زاگرس در جنوب قرار دارند (درویش‌زاده، ۱۳۷۲). دگرشکلی در آن تا میوسن به صورت کوتاه‌شدگی با گسلش و وقوع زمین‌لرزه‌های قوی همراه می‌باشد (Ambraseys., 1997; Axen et al., 2001; Baker., 1993). در پهنه آذربایجان، گسل تبریز با امتداد NW-SE از میان نهشته‌های زنجان به طرف کوه‌های شمال تبریز (مورو و میشو) و شمال غرب آذربایجان و قفقاز ادامه دارد (Axen et al., 2001). این ساختار آذربایجان را به دو بلوک که یکی از این بلوک‌ها در شمال شرق با فرونشست و رسوب‌گذاری در اوایل دوونین و دیگری در جنوب غرب که با بالآمدگی و با رسوبات کربونیفر پوشیده شده، تقسیم کرده است (Allen et al., 2004). بعد از رویداد کوهزایی سیمیرین پیشین و برخورد حاشیه قاره‌ای فعال اولین فاز از گسل‌های رانده و فرارانش مجموعه‌های اقیانوسی بر روی لبه شمالی پهنه و افیولیت‌های قفقاز و شمال ایران شکل گرفت (Hempton., 1987; Rebai et al., 1993). در آذربایجان رژیم‌های متعدد تکتونیکی وجود دارد. فاز اول فشارشی با جهت NE-SW و فاز دوم فشارش با امتداد NW-SE که با کوتاه‌شدگی همراه هستند (Hempton., 1987). با توجه به شواهد نئوتکتونیکی، فاز دومی نیز هم اکنون فعال است. از نظر مرزهای زمین‌ساختی، در میان چهار گسل امتدادلغز اصلی قرار دارد و شامل گسل ارس در شمال، گسل تبریز در غرب، سامانه گسلی تالش و آستارا در مرز شرقی و گسل میانه-اردبیل در جنوب شرقی قرار دارد (Angelier., 1994). بنابراین حرکات و جنبش این گسل‌ها نسبت به هم در آذربایجان و تاثیر متناوب پایانه‌های گسلی این پهنه را تحت تاثیر خود قرار خواهد داد (Carey, 1992). مهم‌ترین پدیده تکتونیکی در پالئوزوئیک، شکستگی در دوونین هستند و باعث تقسیم رخساره‌ها در آذربایجان شده است (Delvaux et al., 1997). در آغاز الیگوسن، بر اثر حرکات کوهزایی پیرنه، توده‌های نفوذی متعددی مانند سینیت بزکش، کلیبر و اهر به داخل سنگ‌های

زمین‌شناسی

تشکیلات سنگی پهنه اسبخان مربوط به سنگ‌های آهکی ائوسن است. این سنگ‌های رسوبی شیمیایی توسط رخنمون‌های سنگی چون آندزیت، تراکی‌آندزیت، بازالت، توف و ایگنمبریت ائوسن همراهی می‌شود. واحدهای سنگی الیگوسن در پهنه اسبخان شامل سنگ‌های آذرین درونی با ترکیب سنگ‌شناسی کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت پورفیری و دیوریت می‌باشد که توسط مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و کنگلومراهای الیگومیوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۲).

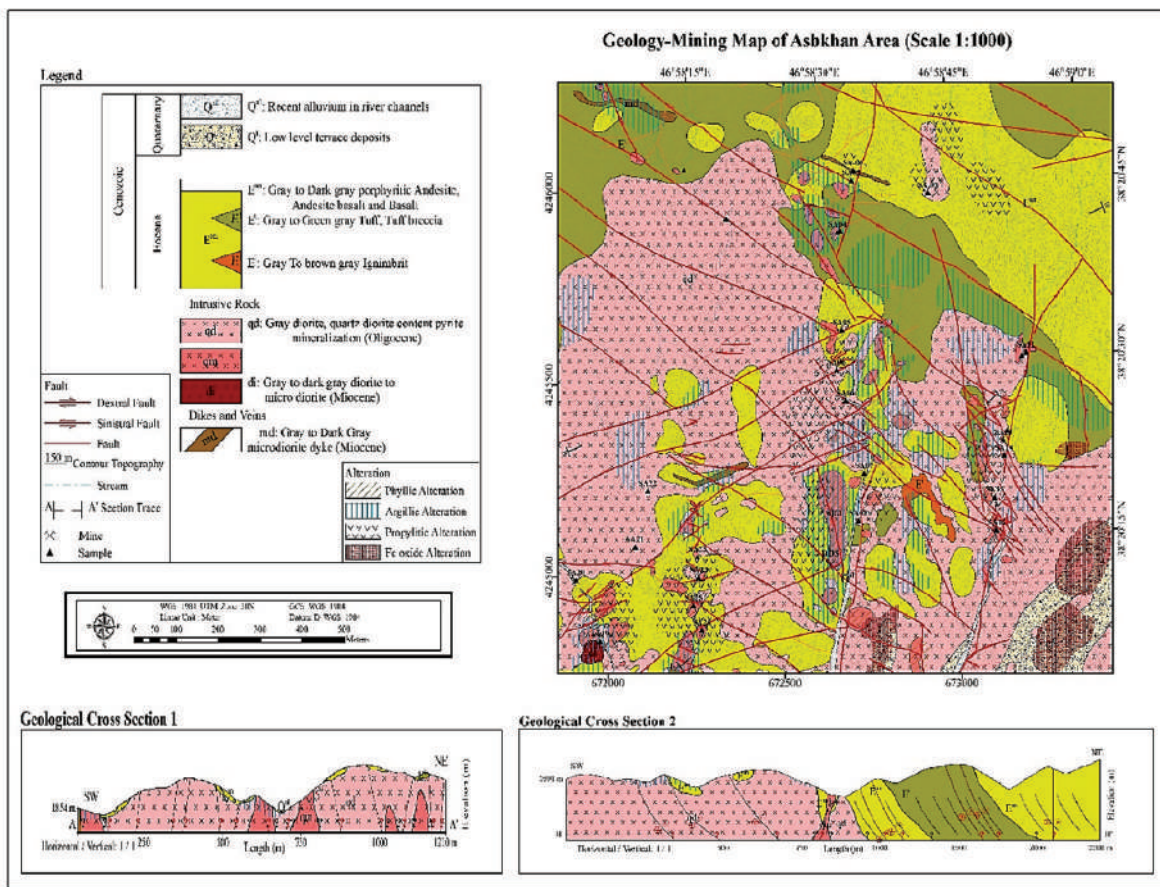
پهنه اسبخان به مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 15' 15''$ تا $38^{\circ} 23' 48''$ طول شرقی و $46^{\circ} 19' 15''$ تا $46^{\circ} 23' 48''$ عرض شمالی، در ۲۵ کیلومتری شمال غرب شهر هریس در استان آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران واقع است. از دیدگاه (نبوی، ۱۳۵۵) این پهنه جز کمربند البرز-آذربایجان (شکل ۱-الف) و از لحاظ تقسیم‌بندی ساختاری-تکتونیکی ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳) این پهنه بخشی از کمربند ایران مرکزی می‌باشد (شکل ۱-ب). قدیمی‌ترین رخنمون



شکل ۱. الف) تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران (نبوی، ۱۳۵۵)، ب) پهنه‌های رسوبی-ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳)

و نمونه دستی، خاکستری متوسط و خاکستری روشن تا سفید می‌باشد. بر اساس مطالعات میکروسکوپی کانی‌های اصلی آن شامل کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند با بافت پورفیری هستند (شکل ۳-پ). توده کوارتز مونزونیت پورفیری با وسعت کمتر نسبت به توده کوارتز دیوریتی در حاشیه این توده به صورت دسته‌هایی با اندازه‌های متفاوت رخنمون دارد. این واحد دارای مورفولوژی ملایم می‌باشد. بر اساس پیمایش‌ها و مطالعات صحرایی دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلیک در این واحد قابل مشاهده است (شکل ۳-ت). کانی‌شناسی اصلی این توده شامل بلورهای نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز و اندکی پتاسیم فلدسپار است که در خمیره ریزپلوری از کوارتز و پتاسیم فلدسپار قرار دارند. کانی‌های فرومنیزین این توده (شاید آمفیبول و بیوتیت) به‌طور کامل

از برجسته‌ترین سیمای زمین‌شناسی اقتصادی پهنه اسبخان می‌توان به نفوذ توده‌های آذرین درونی کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت پورفیری و دیوریت الیگوسن به درون تشکیلات آندزیتی، تراکی‌آندزیتی، بازالتی، توفی و ایگنمبریتی ائوسن و گسترش یک سامانه دگرسانی گسترده اشاره کرد. سامانه دگرسانی یاد شده از پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک، فیلیک، پروپیلیتیک و سیلیسی تشکیل شده است. توده کوارتز دیوریت با گسترش بیشتر در بخش‌های مرکزی، شمالی و جنوبی ناحیه اکتشافی رخنمون دارد و به صورت باتولیت واحدهای آتشفشانی و آندزیتی-بازالتی را قطع کرده است (شکل ۳-الف و ب). از لحاظ مورفولوژیکی این واحد سنگی ارتفاعات متوسط تا خشن پهنه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-ب). رنگ این مجموعه در مشاهدات صحرایی



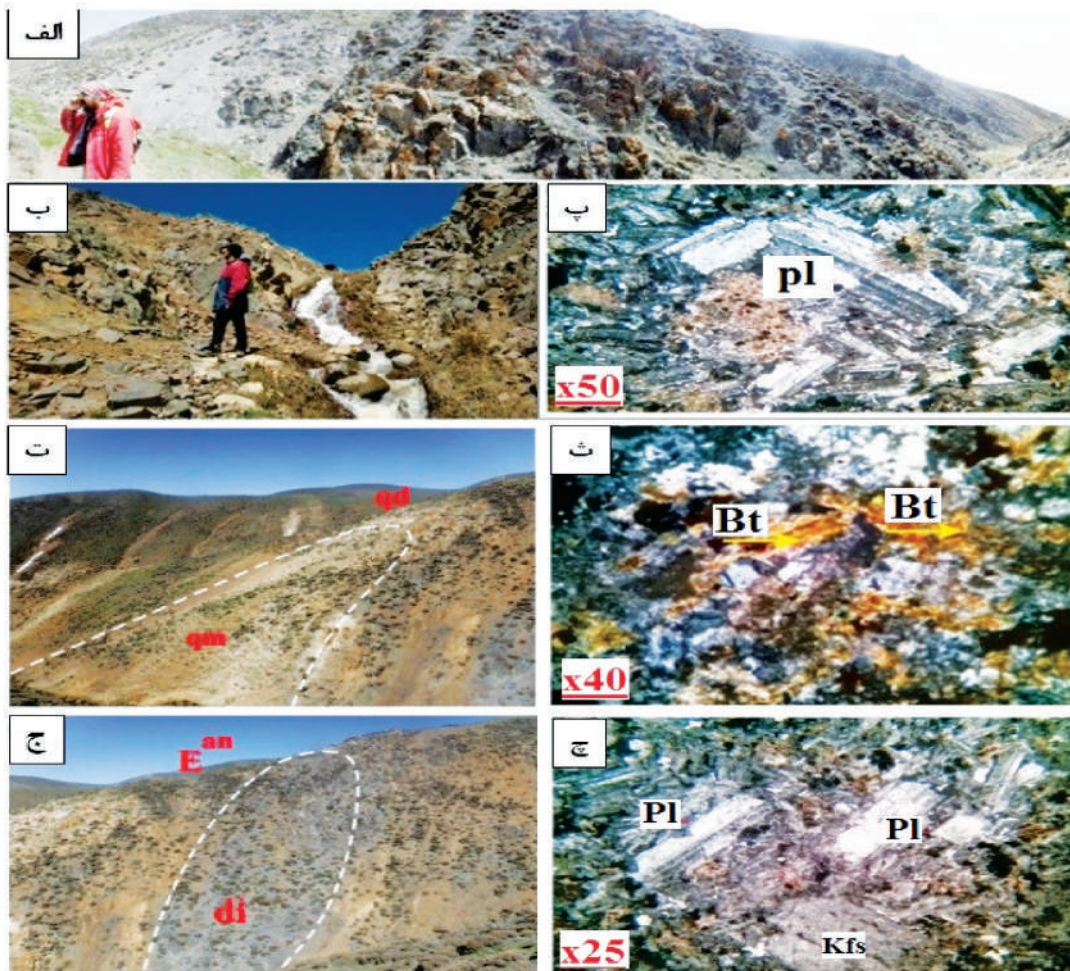
شکل ۲. نقشه زمین شناسی گستره اسبخان در مقیاس ۱:۱۰۰۰ با تغییرات

برجستگی ارتفاعات قوشاداغ از زمین های اطراف است. در گستره روستای اسبخان دره های گوی دَرسی، زگلینگ دَرسی و قره تورپاق دَرسی همگی گسله هستند و جابجایی راست بر حدود ۷۰ تا ۸۰ درجه روی آنها پدیدار است. هم مرز شمالی و هم مرز جنوبی توده اسبخان منطبق بر گسل های راندگی است. سیستم های گسلی موجود در پهنه را می توان به انواع مختلف تقسیم بندی کرد ولی بیشتر دو نوع سیستم شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب تا شمالی جنوبی در پهنه حاکم هستند. این در نقشه تهیه شده نیز به روشنی دیده می شود (شکل ۴). سیستم گسل های شمال غربی-جنوب شرقی که از سیستم های گسلی عمیق و قدیمی در پهنه هستند، در ارتباط با فعالیت گسل دامنه جنوبی کوه های قوشاداغ می باشند. این سیستم گسلی در جابجایی بلوک ها، ایجاد ماگماتیسم و جایگزینی توده های نفوذی و همچنین تشکیل حوضه های رسوبی بین کوهستانی پهنه و ایجاد دگرسانی در گستره مورد مطالعه نقش داشته است.

توسط محصولات دگرسانی نظیر کلریت، کلسیت، اپیدوت، اکسیدهای آهن، سریسیت و در نهایت بیوتیت های ریز و پولکی ثانویه سودومورف شده اند (شکل ۳-ث). واحد سنگی دیوریتی با وسعت کمتر نسبت به دو توده بحث شده در بخش غربی گستره و به صورت دایک در بخش های میانی گستره گسترش دارد (شکل ۳-ج). کانی های اصلی مشاهده شده در این توده شامل ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز با بافت گرانولا با زمینه دانه متوسط می باشد (شکل ۳-چ).

زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک

از نقطه نظر ساختمانی گستره مورد مطالعه را می توان به دو بخش رشته کوه قوشاداغ و دشت فرو افتاده نمرور در جنوب تقسیم کرد. با توجه به فرازش بخش شمالی (ارتفاعات قوشاداغ) نسبت به دشت نمرور احتمال عملکرد گسل در مرز این دو بخش قوت می گیرد. وجود گسل های راست بر معکوس و گسلش راندگی در گستره عاملی برای

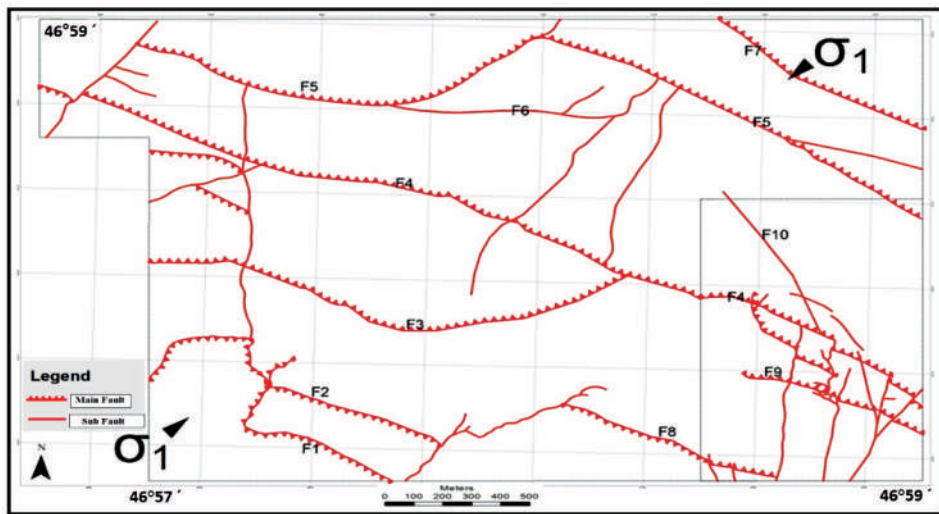


شکل ۳. الف) نمای دور از واحد کوارتز-دیوریتی با دید به سمت شرق، ب) نمای نزدیک از واحد کوارتز-دیوریتی، پ) مجموعه‌ای از فنوکریست‌های دانه‌درشت تا متوسط پلاژیوکلاز و ارتوز در نور XPL، ت) نمایی از مرز واحد کوارتزمونزونیت پورفیری با توده کوارتز-دیوریت، ث) تصاویری از تشکیل بیوتیت ثانویه در توده کوارتزمونزونیت پورفیری اسبخان در نور XPL، ج) نمایی از توده دیوریتی تا میکرودیوریتی که به شکل دایک در داخل توالی اتوسن نفوذ کرده است، چ) تصاویری از بافت گرانولار به همراه پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار موجود در توده دیوریتی در نور XPL

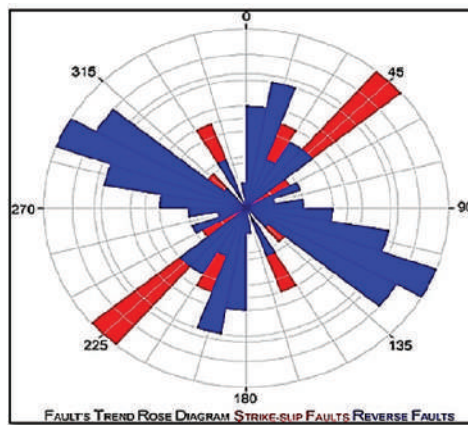
روش مطالعه

در مجموع از ۸۶ ایستگاه اندازه‌گیری اقدام به برداشت‌های ساختاری از جمله صفحات گسلی و سیستم درزه‌ها شده است. داده‌های گسلی برداشت شده در چند مرحله مورد تحلیل قرار گرفتند. ابتدا بر روی تصویر ماهواره پیاده و با ساختارهای قابل تفکیک در تصویر تطبیق داده شد تا نقشه ساختاری قابل قبولی به دست آید. برای به دست آمدن جهت تنش عمومی پهنه، از روش وارون‌سازی تنش (Stress Inversion) (Shabanian et al., 2009) استفاده شده با استفاده از داده‌های خش‌لغزش گسلی برداشت شده از هر ایستگاه و با نرم‌افزار Win-tensor-5-0-3 استفاده

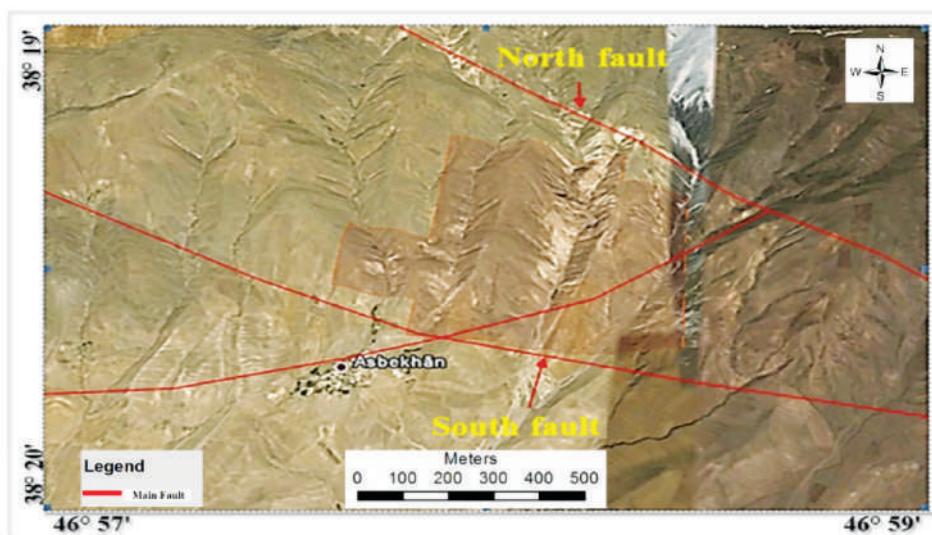
گسل‌های فراوانی در پهنه مورد مطالعه با این روند دیده می‌شوند. سیستم گسلی دیگری که در تکتونیک پهنه نقش بارزی دارد، سیستم گسلی شمال شرقی-جنوب غربی تا شمالی جنوبی می‌باشد که این سیستم نیز به‌نوبه خود در جابجایی بلوک‌ها و همچنین گسترش انواع دگرسانی‌ها در گستره نقش داشته است (شکل ۵). دو گسل اصلی در بخش شمالی و جنوبی گستره دیده می‌شوند که آن‌ها به عنوان گسل شمالی و جنوبی در (شکل ۶) ذکر شده‌اند. این دو گسل در واقع شاخه‌هایی از گسل جنوبی ارتفاعات قوشاداغ هستند و در بخش شمالی و جنوبی گستره مطالعاتی آشکار شدند.



شکل ۴. نقشه گسل‌های گستره. گسلس معکوس با راستای شمال غرب-جنوب شرق و شمال شرق-جنوب غرب تا شمالی-جنوبی که در پهنه حاکم هستند و نقش مهمی در دگربختی سیمای گستره داشته‌اند



شکل ۵. نمودار گلسرخ‌ی تهیه شده از گستره با عمده گسلس معکوس با روند شمال غرب-جنوب شرق



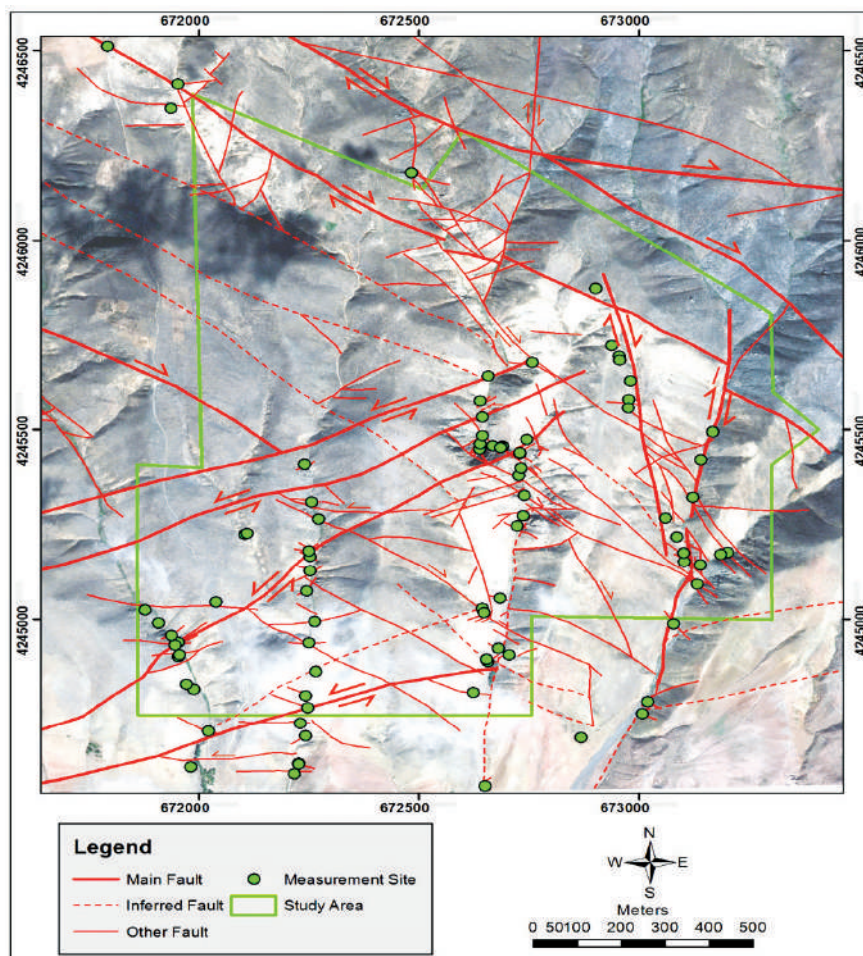
تصویر ۶. نمایی از گسل‌های اصلی در مناطق مجاور گستره مطالعاتی که این گستره را تحت تاثیر قرار داده‌اند

فرعی هستند و در اندازه‌گیری‌ها بیشترین تعداد را به خود اختصاص داده‌اند، همگی شیب جنوبی و مکانیسم حرکتی چپ‌گرد دارند که به‌ویژه در بخش‌های جنوبی‌تر (گوی دره و کند دره) این حرکت چپ‌گرد با مولفه نرمال همراه است (شکل ۷). در شکل ۷ نقشه گسله‌های گستره به همراه موقعیت ایستگاه‌های اندازه‌گیری نمایش داده شده است. گسله‌های اصلی گستره دو روند کلی NW-SE و NE-SW را نشان می‌دهند، علاوه بر این ساختارهای اصلی، دو روند دیگر N-S و E-W را نیز در گسله‌های فرعی می‌توان مشاهده کرد. از نظر آماری گسله‌های E-W با وجود کوچک بودن، بیشترین آمار را در اندازه‌گیری‌ها به خود اختصاص داده‌اند. وجود چهار روند عمومی برای گسله‌های گستره مورد مطالعه، خود نشان‌دهنده پیچیدگی در تکتونیک گستره است.

شد. در پایان نیز با توجه به جهت فشارش عمومی و روند گسله‌های اصلی، مدلی شماتیک از ژئودینامیک حاکم بر گستره پیشنهاد شده است.

بررسی داده‌های گسلی

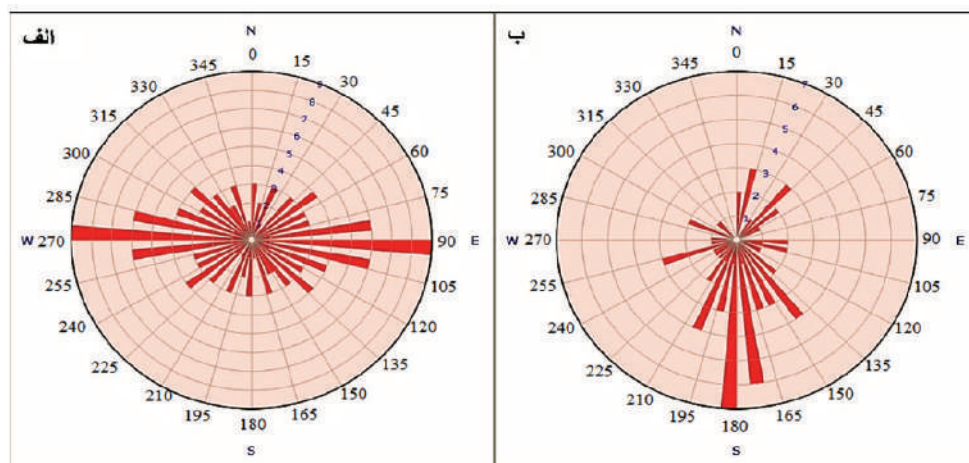
گسله‌های با روند شمالی-جنوبی دارای شیب متمایل به شرق و مکانیسم راست‌گرد با مولفه کوچک معکوس هستند. گسله‌های شمال غربی-جنوب شرقی که ساختارهای اصلی و گسله‌های بزرگ گستره را تشکیل می‌دهند در بخش‌های شمالی، دارای شیب شمال شرقی می‌باشند و مکانیسم راست‌گرد با مولفه معکوس دارند، درحالی‌که در بخش‌های جنوبی گستره، شیب جنوبی دارند و گاهی مولفه نرمال را نیز نشان می‌دهند. گسله‌های شمال شرقی-جنوب غربی دارای مکانیسم چپ‌گرد و گسله‌های شرقی-غربی که بیشتر



شکل ۷. نقشه ساختاری گستره مورد مطالعه. نقاط سبز رنگ، ایستگاه‌های اندازه‌گیری را نشان می‌دهند

نقشه نشان می‌دهد که بیشتر گسله‌هایی که شیب آن‌ها به سمت جنوب است، در بخش‌های جنوبی و جنوب غربی و گسله‌های با شیب شمالی (که اندک هستند) بیشتر در شمال غربی گستره مشاهده می‌شوند.

بررسی هندسی گسله‌های اندازه‌گیری شده (شکل ۸) نشان می‌دهد که بیشترین روند، مربوط به روند شرقی-غربی و با شیب به سمت جنوب است. به‌طور کلی شیب گسله‌ها در گستره زیاد است و در محدوده بیشتر از ۷۰ درجه هستند. بررسی شیب این گسله‌ها با توجه به موقعیت گسله روی



شکل ۸. الف) نمودار رز امتداد گسله‌های اندازه‌گیری شده، ب) نمودار رز جهت شیب گسله‌های اندازه‌گیری شده

گسلی چند نسلی و یا به عبارت دیگر، صفحات گسلی که بیش از یک دسته خش لغزش دارند، می‌توانند کمک زیادی برای مشخص کردن نسل‌های جدا از هم تانسورها کنند. ولی از آنجاکه در گستره مورد مطالعه صفحات چند نسلی چندانی مشاهده نمی‌شود و یا صفحاتی که خش لغزش‌های متفاوتی را نشان می‌دهند، اغلب، مکانیسم حرکتی مشابهی دارند. به نظر می‌رسد این‌گونه صفحات تنها حاصل چرخش صفحات گسلی باشند و بنابراین نمی‌توان وجود چند رژیم تکتونیکی را توسط تحلیل صفحات چند نسلی اثبات کرد. در نهایت باید بر پایه تحلیل آماری متکی بود و تانسور عمومی که صفحات گسلی بیشتری دارد را به عنوان تانسور عمومی معرفی کرد. اگر از دیدگاه آماری نیز تعداد مشابهی داشته باشند، می‌توان یک روند میانگین با توجه به مکانیسم حرکتی گسله‌ها و ساختارهای پهنه پیشنهاد داد.

طی بررسی داده‌های گسلی ابتدا داده‌های هر ایستگاه جداگانه مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۹) و سپس برای به دست آمدن تانسور تنش عمومی و یا جهت فشارش عمومی گستره، همه این داده‌ها یک جا مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۹). نکته اساسی در تحلیل‌های کینماتیکی

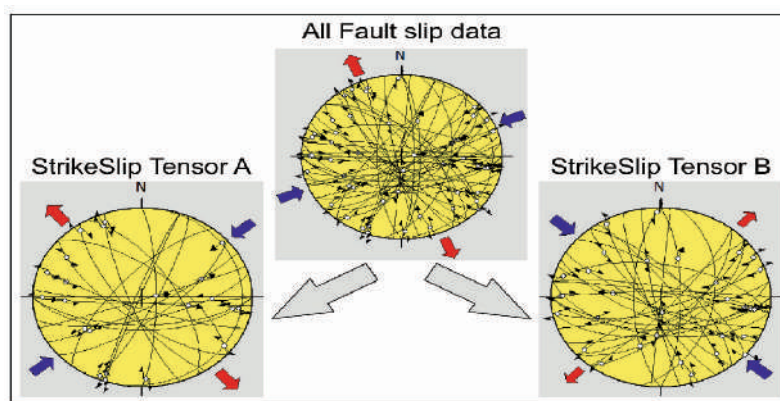
در بررسی مکانیسم حرکتی و تانسورهای تنش گسله‌ها، آشفتگی و پراکندگی نامنظمی دیده می‌شود (شکل ۹). بدین ترتیب که در برخی از نقاط تانسور با روند NW-SE و در برخی دیگر تانسور با روند NE-SW و یا با روندهای مختلف دیده می‌شود. حتی در برخی از این نقاط دو تانسور با روندهای متفاوت مشاهده می‌شوند. همچنین در برخی از گسله‌ها مکانیسم چپ‌گرد دیده می‌شود و در عین حال در نقطه‌ای دیگر از همان گسله مکانیسم راست‌گرد مشاهده می‌شود. در تانسورها نیز به همین ترتیب است و مشاهده می‌شود که روی یک گسله با روند مشخص، دو تانسور تنش، با جهات متفاوت به دست می‌آید. به‌طور کلی وجود خش لغزش‌هایی با مکانیسم‌های متفاوت و به تبع آن تانسورهای تنش متفاوت بر روی یک صفحه گسلی، دلایل مختلفی می‌تواند داشته باشد از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱. تغییر در رژیم تکتونیکی حاکم بر پهنه، ۲. هندسه بلوک‌های ساختاری، ۳. گوناگونی لیتولوژیکی (تفاوت در سختی مواد).

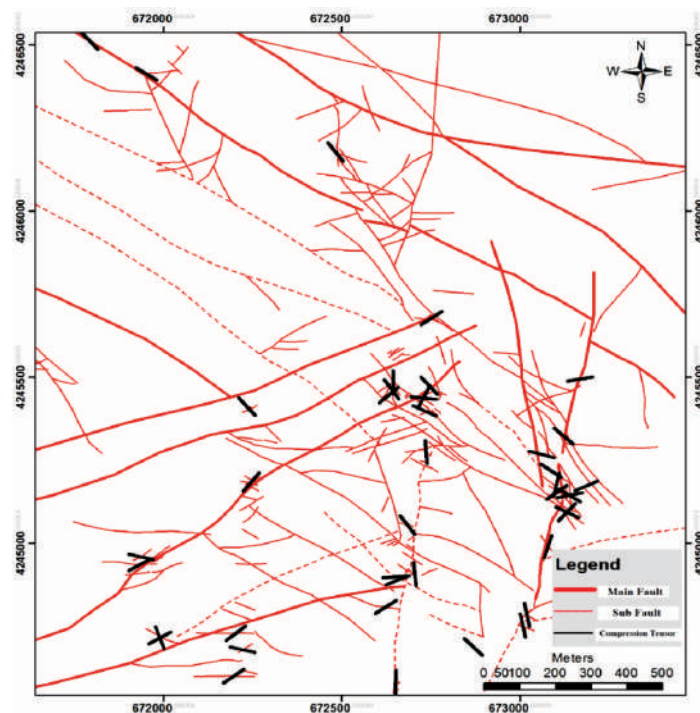
به‌طور کلی در طبیعت و ساختارهای تکتونیکی، مشاهده چنین وضعیتی در تانسورها دور از انتظار نیست. صفحات

با توجه به شکل ۹، طی تحلیل کینماتیکی داده‌های گسلی و سپس فرآیند جداسازی داده‌ای، دو تانسور تنش با جهت فشارش NE-SW و NW-SE به دست آمد که از نظر آماری نیز کم‌وبیش تعداد یکسانی را دارا هستند. بنابراین برای تانسور تنش عمومی گستره می‌توان میانگین این دو تانسور را در نظر گرفت و روند عمومی N-S را برای تانسور میانگین ساختارهای گستره اعمال کرد. مکانیسم حرکتی گسله‌ها نیز با جهت فشارش عمومی N-S سازگاری خوبی را نشان می‌دهد (شکل ۱۰).

به روش وارون‌سازی تنش، مرحله جداسازی است، بدین ترتیب که پس از وارد کردن همه داده‌ها، همواره تانسوری که به دست می‌آید، از دقت پایینی برخوردار است، چرا که در این مرحله صفحات گسلی گوناگون با مکانیسم‌های حرکتی حتی مخالف هم در یک جا مورد تحلیل نرم‌افزار قرار می‌گیرند. در مرحله مهم جداسازی، با توجه به ویژگی‌های هندسی و مکانیسم‌های حرکتی متفاوت، باید اقدام به تفکیک صفحات از یکدیگر کرده و هر صفحه گسلی را در کنار صفحات هماهنگ با خود، مورد بررسی قرار داد.



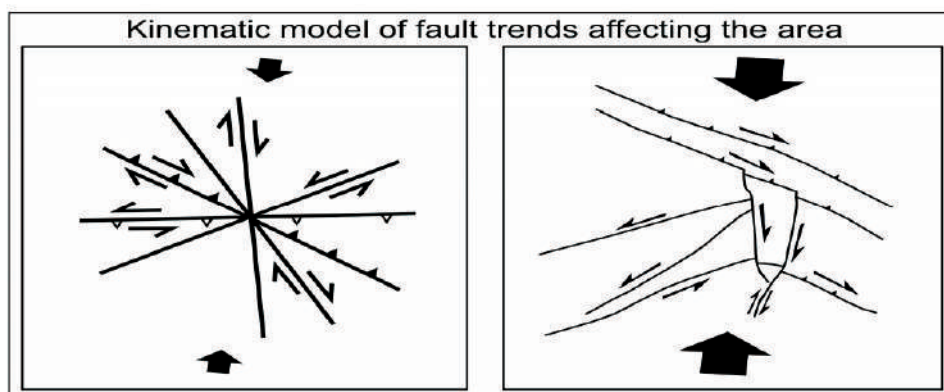
شکل ۹. بالا، تانسور تنش کلی مربوط به همه صفحات گسلی، پایین، تانسورهای تنش جداسازی شده، تانسورهای A و B تعداد صفحات کم‌وبیش یکسانی دارند



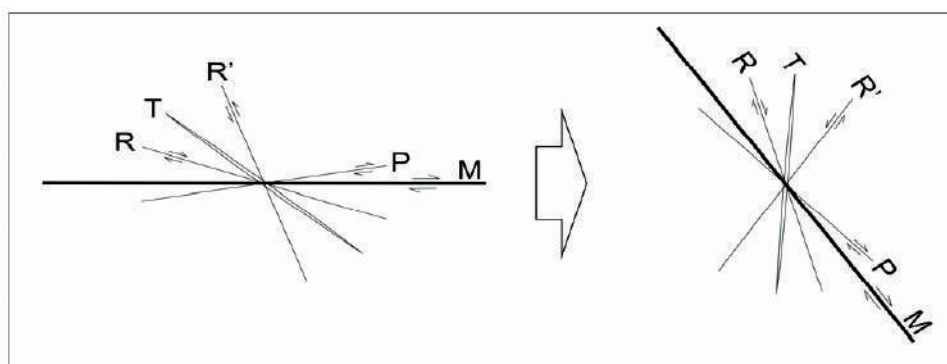
شکل ۱۰. جهت تانسورهای فشارش (خطوط مشکی) در نقاط مختلف گستره مورد مطالعه

با مدل شکستگی‌های ریدل نشان می‌دهد. بدین گونه که اگر شکستگی‌های ریدل را کمی در جهت عقربه‌های ساعت بچرخانیم، مطابقت زیادی با مدل شکستگی‌ها و گسله‌های گستره مورد مطالعه نشان می‌دهند (شکل ۱۲).

با توجه به موقعیت و مکانیسم حرکتی گسله‌های اصلی گستره و تانسورهای تنش به دست آمده از صفحات خش لغزش گسلی، می‌توان مدل جنبشی و ژئودینامیکی شماتیک و ساده شده‌ای از ساختارهای گستره و رژیم فشارشی حاکم، ارائه کرد (شکل ۱۱). این مدل کینماتیکی، سازگاری خوبی



شکل ۱۱. مدل جنبشی و ژئودینامیکی ساختارها و گسله‌های گستره مورد مطالعه



شکل ۱۲. مدل شکستگی‌های ریدل و هم‌خوانی آن با مدل شکستگی‌های گستره مورد مطالعه (Fossen, 2010)

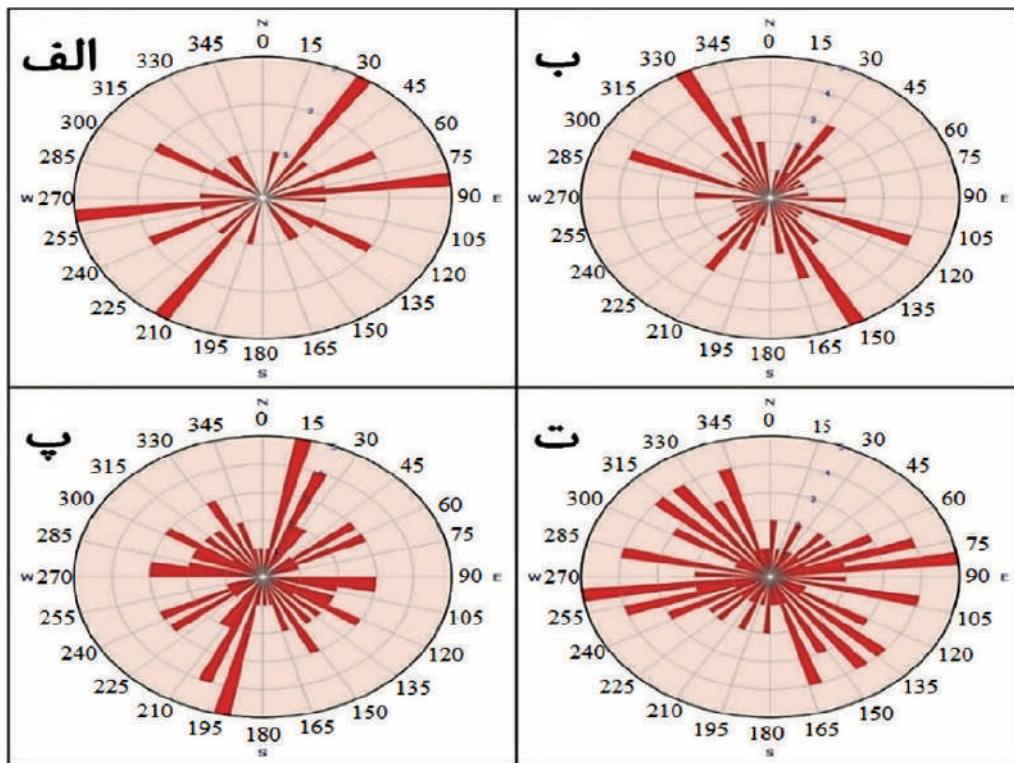
بررسی درزه‌ها

تورپاق قابل مشاهده است و جوان‌ترین واحدهای گستره را که بیشتر به شکل دایک نفوذ کرده‌اند تشکیل می‌دهند. ۲. توده کوارتز دیوریتی روشن‌تر با زمینه کالباسی رنگ که در بخش‌های شمالی دره زریک رخنمون دارند. ۳. توده کوارتز مونزونیتی روشن (به اصطلاح توده پورفیری) که رخنمون‌های آن در سطوح ارتفاعی پایین و در بخش‌های جنوبی و غرب گستره رخنمون دارند و ۴. آندزیت بازالت که در بیشتر گستره قابل مشاهده هستند. در شکل ۱۳، نمودار رز سیستم درزه‌های هر یک از این

با توجه به تکتونیزه بودن گستره در بیشتر رخنمون‌ها شاهد خردشدگی‌های شدید و سیستم درزه‌های به هم ریخته هستیم. اما در برداشت‌های صحرایی سعی بر این شده که تا حد امکان از مناطق تازه و غیرگسلی داده‌های درزه‌ها تهیه شود. در مجموع، از ۳۶ ایستگاه اندازه‌گیری، اقدام به برداشت دسته درزه شده است. این داده‌ها از لیتولوژی‌های گوناگون گستره در نقاط مختلف برداشت شده‌اند. در گستره مطالعاتی، چهار لیتولوژی عمده را می‌توان تشخیص داد؛ ۱. توده دیوریتی تیره رنگ که بیشتر در کند دره و دره قره

به همین ترتیب واحدهای جوان تر سیستم درزه‌های کمتری را خواهند داشت. اگر به تنوع سیستم درزه‌ها در شکل ۱۳ توجه کنیم، از A به D تنوع بیشتر می‌شود و به همین ترتیب سن واحدها نیز افزایش می‌یابد. به‌وضوح می‌توان مشاهده کرد، واحدهای جوان‌تر یا پس از ائوسن، تنوع درزه و شکاف کمتری نسبت به واحدهای قدیمی‌تر دارند.

چهار لیتولوژی به‌صورت جدا از هم نشان داده شده است. A مربوط به واحدهای دیوریتی، B، مربوط به واحدهای کوارتزموزنویتی، C، مربوط به کوارتزدیوریت و D، مربوط به آندزیت بازالت‌های ائوسن هستند. به‌طور کلی واحدهای سنگی هرچه قدیمی‌تر باشند، تنوع درزه و شکاف در آن‌ها نیز بالاتر خواهد بود، چرا که رژیم‌های تکتونیکی و رخدادهای ساختاری بیشتری روی آنها تاثیر گذاشته است.



شکل ۱۳. الف) نمودار رز توده‌های دیوریت، ب) نمودار رز توده‌های کوارتزموزنویت، پ) نمودار رز توده‌های کوارتزدیوریت، ت) نمودار رز آندزیت بازالت‌های گستره

شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد. همچنان که روند رگه‌های سیلیسی و کمربندهای سیلیسی منطبق بر سیستم گسلی شمال شرقی-جنوب غربی می‌باشد. به نظر می‌رسد، نقش سیستم تکتونیکی شمال غربی-جنوب شرقی در توسعه دگرسانی آرژیلیکی و سیستم شمال شرقی-جنوب غربی در توسعه رگه‌های سیلیسی و کانه‌دار مهم می‌باشد. چنانچه در شکل ۱۴ مشاهده می‌شود، گسترش دگرسانی آرژیلیکی در گستره اسبخان ارتباط تنگاتنگی با گسلس در گستره

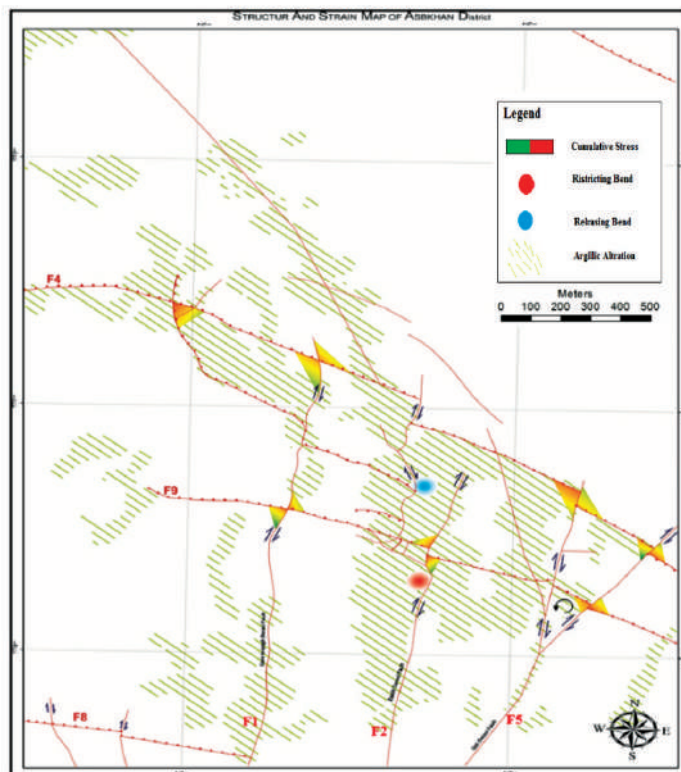
ارتباط کانی‌زایی و دگرسانی با سیستم تکتونیکی پهنه

در گستره مطالعاتی سیستم دگرسانی گسترده آرژیلیکی مشاهده می‌شود که این سیستم بیشتر توسط تکتونیک، کنترل و توسعه یافته است. به نظر می‌رسد، چرخش سیالات در سیستم‌های شکستگی باعث توسعه این دگرسانی شده است. همچنین در گستره مطالعاتی رگه گالن-کالکوپیریت مشاهده می‌شود. روند این رگه نیز منطبق بر سیستم گسلی

بررسی زمین ساخت، داده‌های گسلی و ارتباط آن‌ها با کانه‌زایی ...

دارد. به نظر می‌رسد گسل خوردگی‌ها و شکستگی‌ها معبر مناسبی برای راه‌یابی محلول‌های دگرسان کننده به سطح ایجاد کرده‌اند.

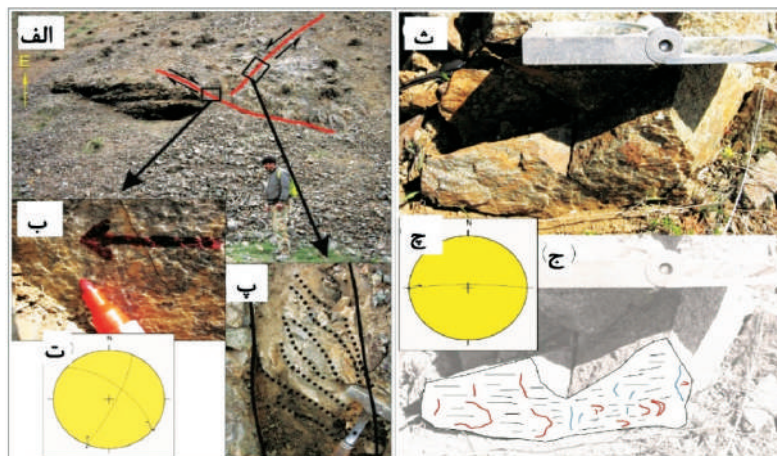
در پایان چند تصویر صحرایی از گستره مورد مطالعه و موقعیت شکستگی‌ها و گسله‌های پهنه به همراه مکانیسم حرکتی آنها آمده است (شکل‌های ۱۵، ۱۶، ۱۷ و ۱۸).



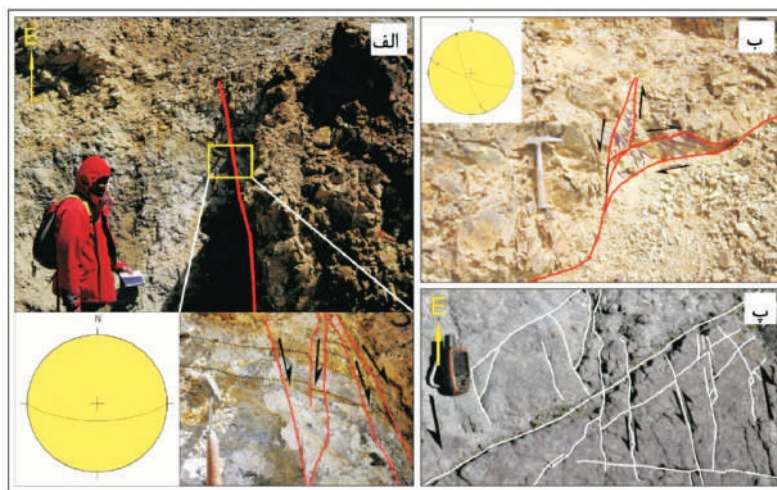
شکل ۱۴. نقشه ارتباط گسل‌های پهنه با دگرسانی آرژیلیک. گسلس راست‌الغز راست‌بر در گستره اسبخان، رنگ سرخ تا سبز مقادیر تنش تجمعی را نشان می‌دهد، دایره سرخ خم‌گفتاری (Restricting Bend) و دایره آبی خم‌رهایی (Relaxing Bend) را نشان می‌دهد. خطوط سبز رنگ نشانگر دگرسانی آرژیلیک است



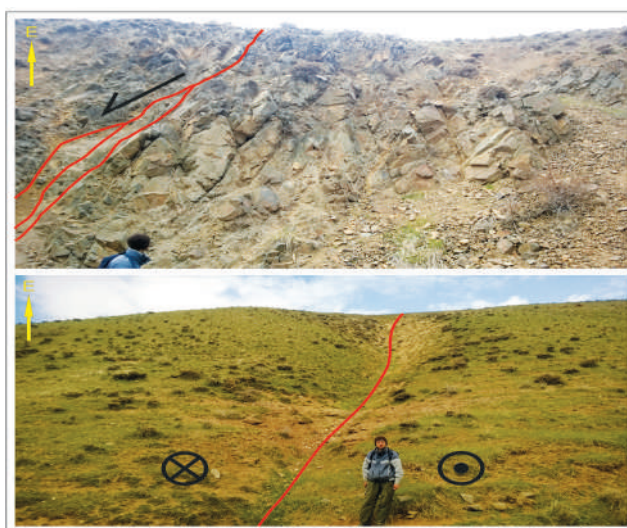
شکل ۱۵. (الف) نمایی از ارتفاعات شرق گوی دره و موقعیت گسله‌های با روند NW-SE و شیب شمالی و مکانیسم حرکتی راست‌گرد با مولفه معکوس. (ب) نمایی از زرلیک دره و موقعیت گسله‌های با روند NE-SW و شیب جنوبی که دارای مکانیسم چپ‌گرد با مولفه نرمال هستند



شکل ۱۶. الف) نمایی از دو کمر بند گسلی متقاطع در بخش شمالی گوی دره، ب) صفحه گسلی با مارک‌هایی که حرکت راست‌گرد را نشان می‌دهند، پ) سیستم شکستگی‌های کششی و رگه‌های کلسیتی درون کمر بند گسلی که حرکت چپ‌گرد را نشان می‌دهند، ت) موقعیت فضایی دو گسله متقاطع، ث، ج و چ) صفحه گسلی راست‌الغز که هم مارک‌های راست‌گرد (منحنی‌های قرمز رنگ) و هم مارک‌های چپ‌گرد (منحنی‌های آبی رنگ) را دارد



شکل ۱۷. الف) گسله‌های نرمال در بخش جنوب غربی گستره و دره سرب و روی، ب) گسله‌های متقاطع در گوی دره، پ) درزه‌های برشی چپ‌گرد با روند شرقی-غربی که درزه‌های قدیمی‌تر را بریده‌اند



شکل ۱۸. گسله‌های راست‌الغز چپ‌گرد با مولفه نرمال در بخش‌های جنوب غربی گستره (کند دره و قره توپراخ دره)

نتیجه‌گیری

- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenezoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics*. 23, TC2008.

- Ambraseys, N.N., 1997. The Krasnovodsk (Turkmenistan) earthquake of 8 July 1895, *J. Earthquake Engineering*, 1, 293-317.

- Angelier, L., 1994. Faults slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Deformation*. Pergamon, Oxford. 110-120.

- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M. and Stockli, D.F., 2001. Exhumation of the west-central Alborz mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, 29, 559-562.

- Azizi, H. and Jahangiri, A., 2008. Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *journal of geodynamics*. 45, 178-190.

- Azizi, H., and Moinevaziri, H., 2009. Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *journal of geodynamics*. 47 (2009) 167-179.

- Baker, C., 1993. The active seismicity and tectonics of Iran. PhD thesis, University of Cambridge, UK.

- Blourian, G.H., 1994. Petrology of Tertiary volcanic rocks in the north of Tehran. M.SC. Thesis. University of Tarbiate Moalem, Tehran, Iran, 145.

- Calagari, A.A., 2004. Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran *Journal of Asian Earth Sciences*. 23, 179-189.

- Calagari, A.A. and Hosseinzadeh, G., 2006. The mineralogy of copper-bearing skarn to

در بررسی مکانیسم حرکتی و تانسورهای تنش گسله‌ها در گستره مورد مطالعه، آشفتگی و پراکندگی نامنظمی مشاهده می‌شود. بدین ترتیب که در برخی از نقاط، تانسور با روند NW-SE و در برخی دیگر تانسور با روند NE-SW و حتی در برخی از این نقاط دو تانسور با روندهای متفاوت مشاهده می‌شوند، می‌توانند ناشی از تغییر در رژیم تکتونیکی حاکم بر پهنه، هندسه بلوک‌های ساختاری، گوناگونی لیتولوژیکی (تفاوت در سختی مواد) باشند. گسله‌های با روند شمالی-جنوبی دارای شیب متمایل به شرق و مکانیسم راست‌گرد با مولفه کوچک معکوس هستند و گسله‌های شمال غربی-جنوب شرقی که ساختارهای اصلی و گسله‌های بزرگ گستره را تشکیل می‌دهند در بخش‌های شمالی، شیب شمال شرقی داشته و مکانیسم راست‌گرد با مولفه معکوس دارند، درحالی‌که در بخش‌های جنوبی گستره، شیب جنوبی پیدا کرده و گاهی مولفه نرمال را نیز نشان می‌دهند. سیستم تکتونیکی شمال غربی-جنوب شرقی در توسعه دگرسانی آرژیلیکی و سیستم شمال شرقی-جنوب غربی در توسعه رگه‌های سیلیسی و کانه‌دار مهم می‌باشد. گسترش دگرسانی آرژیلیکی در گستره اسبخان ارتباط تنگاتنگی با گسلش در گستره دارد.

منابع

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۲. زمین‌شناسی ایران. انتشارات نشر دانش امروز، ۴۴۰.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۹۵.
- موید، م.، ۱۳۸۰. ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های آتشفشانی-پلتونیکی در منطقه طارم. پایان‌نامه دکتری. ۲۵۶.
- نبوی، م.، ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹.

- the east of the Sungun-Chay river, East-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 28, 423-438.
- Carey-Gailhardis, E. and Vergely, P., 1992. Graphical analysis of fault kinematics and focal mechanisms of earthquakes in term of stress; the right dihedral method, use and pitfalls. (1), 3-9.
 - Delvaux, D. and Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: Nieuwland, D. (Ed.), *New Insights into Structural Interpretation and Modelling*,. 212. geological society london special publications. 75-100.
 - Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V. and Sankov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. In: Cloetingh, S., Fernandez, M., Munoz, J.A., Sassi, W. and Horvath, F. (Eds.), *Structural controls on sedimentary Basin Formation: Tectonophysics*, 282. 1-38.
 - Dewey, J.F., Hampton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F. and engor, A.M.C.S., 1986. Shortening of Continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia, a young collision zone. . geological society london special publications. 19, 3-36.
 - Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press. Cambridge, 463.
 - Hempton, M.R., 1987. Constrains on Arabian plate motion and extensional history of the red sea. *Tectonics* 6, 687-705.
 - Rebai, S., Philip, H., Dorbath, L., Borissoff, B., Haessler, H., and Cisternas, A., 1993. Active tectonics in compressive and extensional structures. *Tectonics* 12: 1089-1114.
 - Shabaniyan, E., Bellier, O., Abbassi, M.R., Siame, L. and Farbod, Y., 2009. Plio-Quaternary stress states in NE Iran: Kopeh Dag and Allah Dag-Binalud mountains, *Tectonophysics*. 480, 280-304.