



فصلنامه زمین‌ساخت  
تابستان ۱۳۹۸، سال سوم، شماره ۱۰

## معرفی فازهای دگرشکلی در پهنه‌ی برشی قریس، شمال باختر خوی

حسن حاجی حسینلو

گروه زمین‌شناسی، واحد خوی، دانشگاه آزاد اسلامی، خوی، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۹/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۳/۲۷



### چکیده

محدوده مورد مطالعه در ۳۴ کیلومتری شهرستان خوی در شمال‌باختر ایران قرار دارد. عمده سنگ‌های این مناطق را مجموعه افیولیتی تشکیل می‌دهد. در این تحقیق، با پیمایش‌های صحرایی، اندازه‌گیری‌های ساختاری در طول گسل‌های اصلی، فرعی و پهنه‌های برشی انجام شد. یکی از ویژگی‌های ساختاری پهنه برشی قریس، وجود پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و شکنا است. بررسی‌ها در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی برای تعیین تاریخچه‌ی دگرشکلی منطقه صورت گرفته است. در پهنه‌ی برشی قریس، بررسی ساختارها و ریزساختارهای تکتونیک بر اساس مطالعات صحرایی و روش‌های آماری نشان می‌دهد که فابریک‌های غالب در جهت شمال‌غرب-جنوب شرق دگرشکل شده‌اند. در این پهنه برشی، از مقایسه بررسی جنبشی و هندسی پهنه‌های برشی شکنا، شکل‌پذیر و شکنا-شکل‌پذیر می‌توان چنین نتیجه گرفت که این دگرشکلی‌ها در چهار مرحله دگرشکلی و در شرایط فیزیکی متفاوت شکل گرفته‌اند. با نتایج به دست آمده، چهار فاز دگرشکلی (D1-D4) در پهنه‌ی برشی قریس وجود دارد. مهم‌ترین مکانیسم‌های دگرشکلی شامل فابریک S-C، بلورهای ماهی‌گون، چین‌های برشی S شکل و Z شکل و پورفیروکلاست‌های پوششی که سرتاسر منطقه دگرشکلی راست‌گرد را نشان می‌دهند. در این پهنه برشی بیشتر نشان‌گرهای سوی برش درجه بالا هستند و نشانگرهای جهت برش نشان می‌دهد که پهنه‌ی برشی قریس در رژیم تکتونیک راست‌گرد دگرشکل شده است.

**کلید واژه‌ها:** ساختارهای پهنه‌ی برشی، فازهای دگرشکلی، مکانیسم دگرشکلی، تکتونیک راست‌گرد، قریس.

پهنه‌های برشی موضوعی است که بسیاری از زمین‌شناسان را در دهه‌های اخیر مجذوب کرده است. این پهنه‌ها ویژگی‌های خاصی دارند که به ما اجازه می‌دهند تا آن‌ها را در صحرا، روی نقشه‌های زمین‌شناسی، برش‌های عرضی و حتی در مقاطع نازک تشخیص بدهیم. این ویژگی‌ها بستگی به شرایط شکنا، شکل‌پذیر و شکنا-شکل‌پذیر دارند. در پهنه‌های برشی که تحت شرایط فوق تشکیل می‌شوند، دگرشکلی، معمولاً همراه با دگرگونی است و سنگ‌های آن دارای گسل، درزه، رگه‌های کششی- پوششی، بودین‌ها، برگوارگی، خطوارگی، چین‌ها و دیگر ساخت‌های مرتبط هستند (حاجی حسینلو، ۱۳۹۵). طبق تعریف پهنه‌های برشی، زون‌های است نسبتاً باریک با مرزهای نیمه موازی که در آن واتنش برشی متمرکز شده است و از مشخصات آن‌ها نسبت طول به عرض بیشتر از پنج به یک است و توسط سنگ‌های واتنش پایین احاطه شده‌اند (Ramsay and Huber, 1987).

منطقه مورد پژوهش قسمتی از پهنه برشی شمال‌غربی خوی می‌باشد که بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران (آقاباتی، ۱۳۷۹) در پهنه مرکزی و پوسته اقیانوسی تیس جوان قرار گرفته است. از لحاظ زمین‌ساختی منطقه مورد مطالعه قسمتی از زیر پهنه برشی زرآباد می‌باشد. این منطقه شامل روستاهای گردیک، قشلاق، کلوانس، خانقاه و قریس می‌باشد. تعیین جهت و سوی برش در پهنه‌های برشی ابزارهای مهمی در بررسی‌های ساختاری و ریزساختاری نواحی دگرشکل شده هستند. در این پهنه‌ها، ارزیابی صحیح از جهت برش، عاملی ضروری در برداشت‌های ساختاری و ریزساختاری می‌باشد. معیارهای صحرائی می‌توانند به‌عنوان شاخص‌های جنبشی برای پی بردن به سوی برش مورد استفاده قرار گیرند. با استفاده از شاخص‌های جنبشی می‌توان جهت حرکت پهنه‌های برشی را تعیین کرد. با استفاده از این شاخص‌ها می‌توان پهنه‌هایی که نسبت به نشان‌گرهای جابه‌جایی، معکوس، نرمال و امتدادلغز هستند سوی برش را تعیین کرد. در این منطقه چین‌خوردگی‌های برشی از نوع Z و S شکل، رگه‌های پوششی، گسل‌ها، رگه‌های بودین‌شده، خطوارگی‌ها، بلورهای ماهی‌گون، حاشیه‌های واتنشی، پورفیر و کلاست‌های پوششی، میکروبودین‌های نامتقارن و غیره قابل مشاهده هستند که تحت تأثیر دگرشکلی‌های شکنا، شکنا-شکل‌پذیر و شکل‌پذیر قرار گرفته‌اند. هدف از این تحقیق بررسی دگرشکلی‌های تکتونیک، مطالعات ریزساختاری و ساختاری، بررسی خصوصیات جنبشی و دینامیک گسل‌ها با نگرشی بر زمین‌ساخت منطقه قریس می‌باشد.

## ۲- چینه‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه مورد پژوهش

پهنه برشی قریس، بخشی از مجموعه افیولیتی شمال‌باختر خوی می‌باشد که در شمال باختر ایران در استان آذربایجان غربی واقع شده است. این پهنه با راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق به موازات گسل قاشق‌ابلاغ- قریس قرار دارد. این گسل با راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق تقریباً تمام منطقه مورد مطالعه را در بر می‌گیرد. پهنه‌ی مورد مطالعه لبه‌ی شمالی پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان را محدود می‌کند. در این محدوده سنگ‌های رسوبی، دگرگونی، آتشفشانی و نفوذی از پرکامبرین پسین تا عهد حاضر باروند عمومی شمال‌غرب- جنوب‌شرق رخنمون دارند. پی‌سنگ پرکامبرین پسین- پالئوزوئیک در شرق منطقه و در زیر ناحیه ساختاری ایشگه‌سورخنمون یافته که در قاعده حاوی سنگ‌های دگرگونی در حد گنیس است. در مزوزوئیک و به‌ویژه کرتاسه بالا محدوده مورد بررسی در زیر پوششی از آب‌های اقیانوسی نئوتیس بوده است. سنگ‌های الترابازیک که خود بخش‌هایی از گوشته‌ی فوقانی را شامل می‌گردد، قاعده پوسته اقیانوسی را تشکیل داده و بر روی آنها سنگ‌های دگرگونی در حد شیست سبز، حجم زیادی از بازالت‌های بالشی، دایک‌های دیابازی و سنگ‌های آهکی پلاژیک صورتی رنگ و شیل قرار گرفته است. به‌طور کلی در کرتاسه بالایی بر اثر نیروهای کششی و تشکیل ریف‌های اقیانوسی حجم زیادی از بازالت در محیط اقیانوسی بیرون ریخته و به همراه آنها سنگ آهک و شیل رسوب نموده است. بعد از کرتاسه و احتمالاً در فاصله‌ی زمانی بین کرتاسه بالا و پالئوسن، بر اثر عملکرد نیروهای همگرا (فازهای تکتونیک معادل لارمین) و نزدیک شدن بلوک ایران و عربستان و عملکرد گسل‌های راندگی بالا آمده و مجموعه‌های افیولیتی را در سطح زمین ظاهر نموده است. حرکت واحدهای سنگی در امتداد گسل‌های راندگی تا عهد حاضر ادامه یافته است (عزیزی، ۱۳۸۰). در چینه‌شناسی منطقه خصوصیات سنگ‌شناسی و لیتواستراتیگرافی مورد نظر و اثرات آن‌ها در سازندهای مختلف مناطق و رسوب‌گذاری مورد بررسی قرار گرفته است نقشه زمین‌شناسی نیز برای درک بهتر موضوع آورده شده است (شکل ۱).

### ۲-۱- واحد PI-Q<sup>c</sup>

شامل کنگلومرا و به‌طور محلی همراه با میان لایه‌های ماسه‌سنگ است که در شمال شرقی منطقه رخنمون وسیعی دارد و با ضخامتی حدود ۵۰ - ۱۵۰ متر به طور ناپیوسته و دگرشیب بر روی سنگ‌های آهکی سازند قم و یا سازندهای قدیمی‌تر نشسته است (رادفر و امینی، ۱۳۷۸).



۲-۲- واحد  $PE^{vs}$

شامل جریان‌های گدازه‌های بازالتی - آندزیتی حفره‌دار تیره رنگ، (شکل ۲) سنگ‌های آهکی صورتی و خاکستری رنگ به همراه شیل‌های الوان است که در بخش غربی نقشه رخمون دارد و به‌طور پیوسته و هم شیب بر روی سنگ آهک و شیل پالتوسن - ائوسن پیشین نشست است (رادفر و امینی، ۱۳۷۸).

۲-۳- واحد  $PE^{ls}$

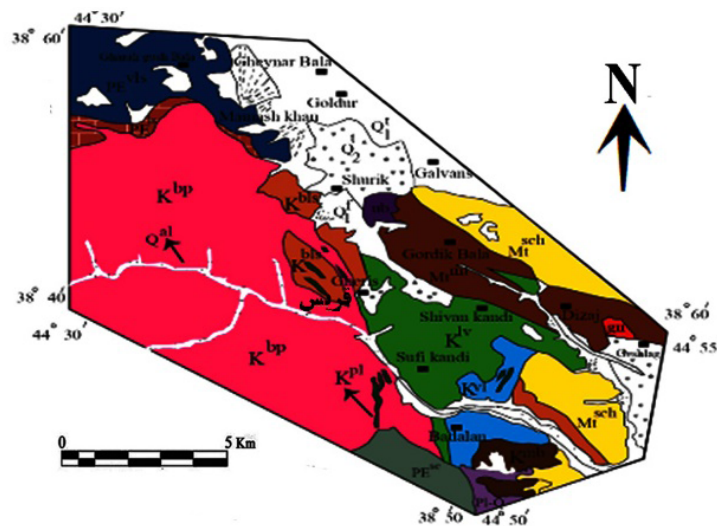
شامل سنگ‌های آهکی همراه با شیل است که با ضخامت حدود ۷۰-۱۰۰ متر در بخش غربی ناحیه رخمون دارد.

۲-۴- واحد Ub

جنوب غرب روستای شوربیک شامل واحد سنگ‌های فوق بازیک تا حدودی سرپانتینی شده به رنگ سبز تیره تا سیاه رنگ است (شکل ۳).

۲-۵- واحد  $K^{lv}$

در قسمت‌های شمالی روستاهای شیون‌کندی و بدلان واحد سنگ‌آهک پلاژیک، به مقدار کم گدازه‌های بازالتی و در پاره‌ای از موارد همراه با شیل برونزد دارد، که در مجموع به رنگ قهوه‌ای متمایل به قرمز و با ضخامت حدود ۷۰۰-۵۰۰ متر بر روی سنگ‌های فوق بازیک نشست است و عضوی از سری افیولیتی است.



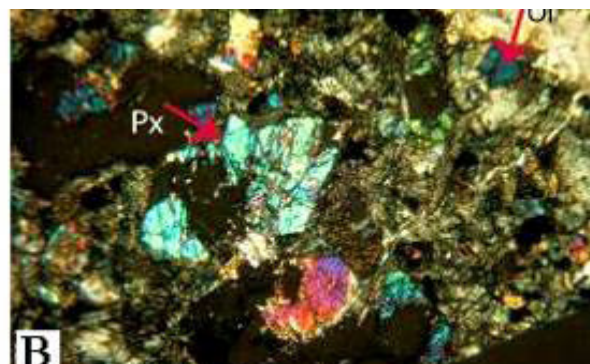
راهنمای نقشه

	روستا
	$Q_2^{al}$ : آبرفت‌های جوان
	$Q_1^{al}$ : یادپژن‌های قدیمی
	$Q_2^{ol}$ : تراس‌های جوان
	$Q_1^{ol}$ : تراس‌های قدیمی
	کنگلومراها با میان لایه‌های ماسه سنگ
	جریان‌های بازالتی حفره‌دار همراه با سنگ آهک متمایل به قرمز و شیل الوان
	سنگ آهک نوه‌ولیت دار خاکستری روشن همراه با شیل
	شیل خاکستری متمایل به سبز همراه با میان لایه‌های ماسه سنگ و کنگلومرا
	سنگ آهک پلاژیک صورتی رنگ، جریان گدازه‌های بازالتی، شیل‌های رنگی
	سنگ آهک پلاژیک صورتی رنگ
	گدازه‌های بالشی بازالتی خاکستری متمایل به سبز همراه با آهک پلاژیک و شیل
	جریان‌های گدازه بازالتی حفره‌دار، گدازه بالشی همراه با آهک پلاژیک
	جریان‌های گدازه بالشی و گدازه‌های برشی همراه با شیل خاکستری تیره و آهک متمایل به قرمز
	جریان‌های گدازه بازالتی حفره‌دار سبز تیره تا خاکستری تیره، بازالت دگرگون شده
	سنگ‌های الترامافیک کمی سرپانتینی شده
	کلریت، سرسپت شیبست سبز رنگ، آلبیت اپیدوت شیبست
	سنگ‌های ولکانیک دگرگون شده سبز تیره همراه با کمی شیبست سبز و سنگ آهک پاورین
	دایک و رگ‌های گوارتز - فلدسپاتی و بکته‌تینی

شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با تغییرات کلی (اقتباس از رادفر و امینی، ۱۳۷۸ و مطالعات صحرايي).



شکل ۲- رخنمون نزدیک از گدازه‌های بازالتی - آندزیتی حفره‌دار (واحد  $K^{IV}$ ) که با کانی‌های ثانویه کلسیت پر شده‌اند. جهت دید عکس شمال غرب می‌باشد.



شکل ۳- (A) رخنمون واحد سنگ‌های فوق بازیک تا حدودی سرپانتینی، جهت دید عکس شمال غرب می‌باشد. (B) مقطع میکروسکوپی آن در جنوب غربی روستای شوریک، نور پلاریزه، جهت دید میدان  $2/5$  میلی‌متر می‌باشد.

#### ۲-۸- واحد $Mt^{sch}$

شامل کوارتز، کلریت، سریسیت شیبست همراه با متا ولکانیک و سنگ‌های آهکی بلورین و شیبست‌های آهکی است که در نقاط شمال و شرق منطقه رخنمون دارد. سنگ‌های این واحد به رنگ سبز و اغلب ورقه ورقه بوده که نشان دهنده سطوح شیستوزیته است که بر اثر فشارهای تکتونیکی بعد از دگرگونی چین خورده‌اند.

#### ۳- بررسی گسل‌های منطقه مورد مطالعه

رادفر و امینی، ۱۳۷۸ با توجه به تقسیم‌بندی نبوی، ۱۳۵۵ که منطقه خوی بخشی از آمیزه رنگین و بخشی دیگر از البرز - آذربایجان است این منطقه‌ی را به دو زیر پهنه ساختاری به نام زرآباد (از زون آمیزه رنگین) و ایشگه‌سو (از زون البرز-آذربایجان) تقسیم‌بندی کردند (شکل ۵). طبق این تقسیم‌بندی محدوده پهنه‌ی برشی قریس در زیر پهنه ساختاری زرآباد قرار دارد.

گدازه‌های بازالتی داخل این واحد از نوع بازالت با بافت حفره‌ای و در برخی موارد با ساخت بالشی است کانی‌های ثانوی مانند کلسیت، اپیدوت و کلریت درون حفرات پر شده است (شکل ۴) (رادفر و امینی، ۱۳۷۸).

#### ۲-۶- واحد $K^{bls}$

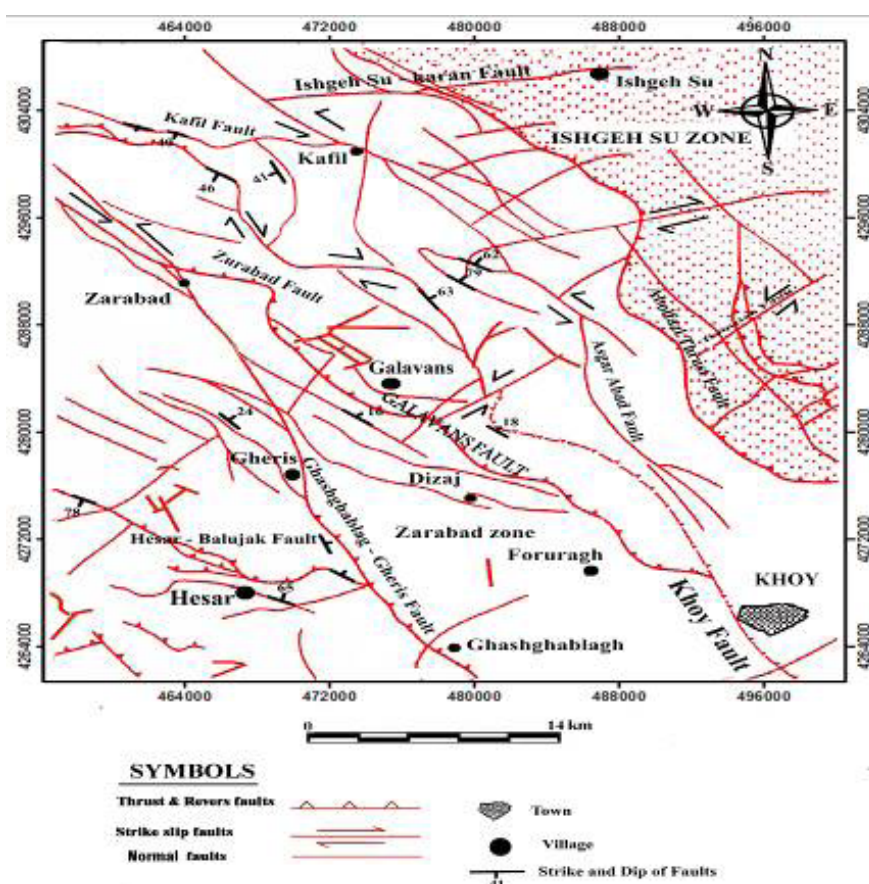
شامل جریان‌های گدازه و گدازه‌های برشی شده بازالتی همراه با شیل تیره رنگ که با ضخامت حدود ۲۰۰ متر می‌باشد. بازالت‌های این واحد برشی، اپیدوتیتی و کلسیتی شده‌اند طوری که رگه‌های بی‌شماری اپیدوتیتی و کلسیتی آن‌ها را قطع کرده است (رادفر و امینی، ۱۳۷۸).

#### ۲-۷- واحد $K^{VI}$

بخشی از واحد  $K^{IV}$  محسوب می‌گردد و شامل گدازه‌های بازالتی حفره‌دار، بازالت‌های بالشی و آهک‌های پلاژیک بوده و در جنوب محدوده و حوالی روستای بدلان رخنمون دارد. بخش‌های آهکی پلاژیک در حد امکان به صورت واحد  $K^{pl}$  تفکیک شده است.



شکل ۴- رخنمون بازالت‌های بالشی از محدوده مورد مطالعه، جهت دید عکس شمال غرب می‌باشد.

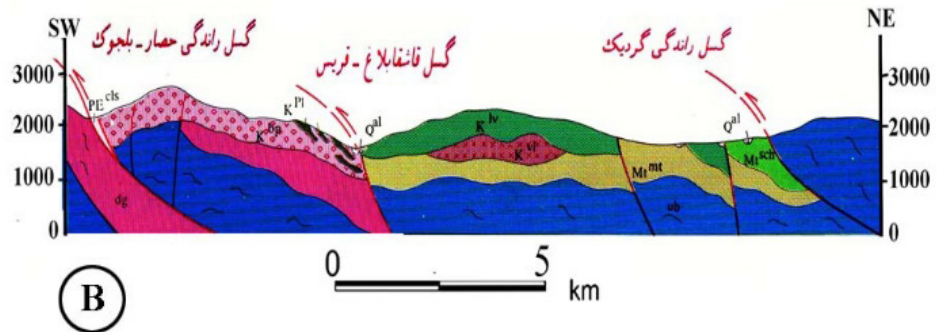
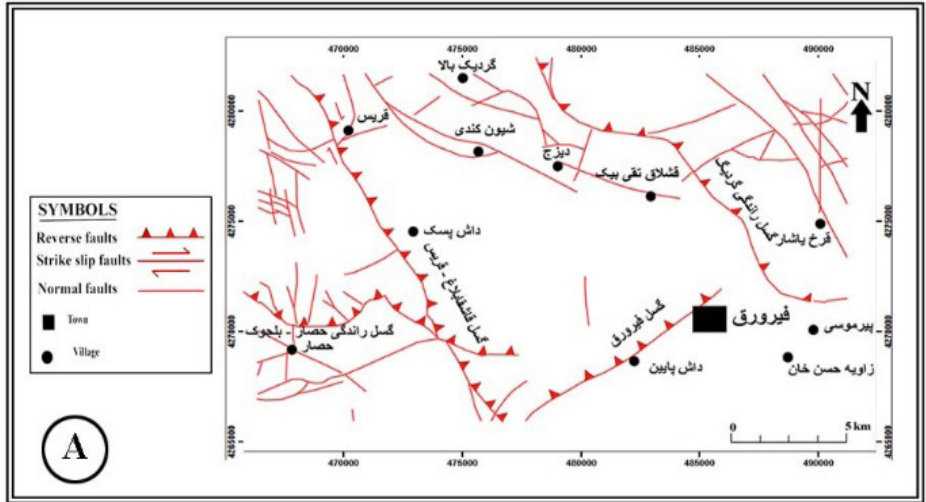


شکل ۵- پهنه‌های ساختاری خوی به همراه گسل‌های اصلی در منطقه مورد مطالعه با تغییرات کلی (اقتباس از رادفر و امینی، ۱۳۷۸ و مطالعات صحرائی و تصاویر ماهواره‌ای).

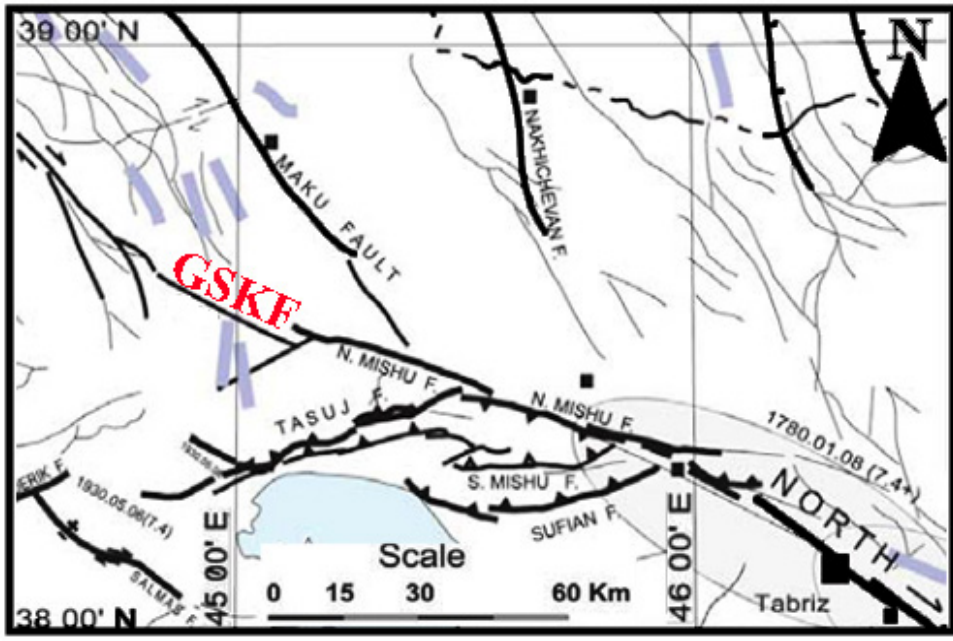
### ۳-۱- زیر ناحیه ساختاری زرآباد

منطقه زرآباد در امتداد گسل عسگرآباد در کنار این زیر ناحیه قرار گرفته است. محدوده مورد مطالعه (پهنه برشی قریس) با روند شمال غرب- جنوب شرق به موازات گسل‌های زرآباد، گسل معکوس گردیک در شمال شرق و گسل حصار- بلجوک در جنوب غرب قرار دارد (شکل ۶). این بخش در زیر پوششی از سنگ‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک قرار گرفته و اثری از

واحدهای قدیمی‌تر در آن‌ها دیده نمی‌شود. از دیگر ویژگی‌های آن رخنمون وسیع سنگ‌های افیولیتی مانند سنگ‌های فوق‌بازیک، بازالت‌های بالشی، سنگ‌های آهکی پلاژیک و سنگ‌های دگرگونه و نهشته‌های فلیش پالوسن- ائوسن است که اغلب همبری گسله با یکدیگر نشان می‌دهند. با توجه به نوع سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی محیط تشکیل آن‌ها عمیق تا کم عمق است. در این منطقه، گسل خوی - سیه چشمه (شکل ۷) را



شکل ۶- A- نقشه‌ی گسل‌های منطقه مورد مطالعه با تغییرات کلی (اقتباس از رادفر و امینی، ۱۳۷۸، مطالعات صحرائی)، B- مقطع عرضی از گسل‌های منطقه در جهت شمال شرق - جنوب غرب.



شکل ۷- تقسیم‌بندی گسل‌های فعال منطقه شمال تبریز - خوی و گسل افشانه‌ای گیلاتو-سیه چشمه-خوی (GSKF) (اقتباس از Kara et al., 2004).

مجموعه افیولیتی نفوذ کرده و باعث گسل خوردگی در گدازه‌های بازالتی، آهک‌های پلاژیک محدوده شده است. شاید بتوان گفت این گسل در مورفولوژی رودخانه‌اند و ایجاد دره‌ها و پرتگاه‌ها با شیب تند مؤثر بوده است.

### ۳-۱-۳- گسل شیون - شوریک

این گسل شاخه شرقی گسل معکوس زرآباد می‌باشد و خود نیز دارای عملکرد شیب‌لغز معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست گرد می‌باشد. امتداد عمومی آن  $N70^{\circ}W$  است. در مقایسه با گسل شیون - شوریک طول آن کم‌تر و در حدود ۸ کیلومتر می‌باشد در جنوب شرق شوریک واحد اولترابازیک در اثر این گسل راندگی به سطح پوسته انتقال یافته و دارای آثار گسل خوردگی فراوان می‌باشد. در اثر عملکرد این گسل معکوس واحد متاولکانیک با سن قدیمی‌تر که متعلق به مجموعه افیولیتی نمی‌باشد بر روی واحد جوان‌تر ملانژ آهک گدازه به سن کرتاسه پیشین در روستای شیون کندی شده است (حاجی حسینلو و همکاران، ۱۳۹۳).

### ۳-۱-۴- گسل گردیک

این گسل همانند گسل‌های شیون - شوریک، قریس - قشقابلاغ از گسل‌های افشانه‌ای مربوط به گسل زرآباد بوده و همانند آن‌ها گسل شیب‌لغز معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست گرد می‌باشد. این گسل دارای امتداد  $N20^{\circ}W$  می‌باشد و در ایجاد زمین‌لغزش در روستای گردیک و نواحی اطراف نقش بسزایی دارد. طول آن و دارای شیب ملایم‌تری نسبت به گسل زرآباد می‌باشد. آثار گسل گردیک بر روی متاولکانیک‌ها منطقه کاملاً مشهود بوده و باعث گسل خوردگی در این واحد شده است. گسل‌های فرعی از این گسل منشعب شده‌اند که هم‌روند با آن نبوده و شاید تأثیر چندانی در دگرریختی منطقه ندارند (حاجی حسینلو و همکاران، ۱۳۹۳).

### ۳-۱-۵- گسل گلوانس

گسل گلوانس در شمال شرق محدوده قرار دارد و ادامه شمالی گسل راندگی گردیک می‌باشد. در روستای گلوانس رخنمون‌های وسیعی از اولترابازیک‌ها وجود دارند که بر اثر حرکات تکتونیکی این سنگ‌ها در امتداد سطوح گسلی گلوانس خورد شده و برش‌های تکتونیکی به وجود آمده‌اند که محل مناسبی جهت خروج چشمه‌های آهک‌ساز بوده است. این گسل در مقایسه با گسل گردیک دارای جهت شیب ملایم‌تری

گسل راست‌الغز راست‌بر معرفی کردند (Karakhanian et al., 2004) که به نظر آن‌ها بر اساس نقشه‌های تهیه شده، این گسل جزیی از گسل‌های افشانه‌ای (Splay Fault) مربوط به گسل شمال تبریز می‌باشد. ادامه شرقی این گسل افشانه‌ای به سمت نواحی مرکزی و تا حدودی شرقی خوی مربوط به گسل‌های فرعی در زیر ناحیه ساختاری زرآباد می‌باشد. با توجه به شکل ۵ گسل گلوانس، گسل گردیک، گسل شیون - شوریک، گسل قریس - قشقابلاغ جز گسل‌های افشانه‌ای مربوط به گسل زرآباد می‌باشند. این گسل‌ها از نوع شیب‌لغز معکوس با مؤلفه امتداد لغز راست گرد هستند. گسل‌های اصلی این زیر ناحیه به شرح زیر است:

### ۳-۱-۱- گسل زرآباد

گسل زرآباد جز گسل افشانه‌ای گسل خوی - سیه‌چشمه می‌باشد. این گسل از طویل‌ترین و مهم‌ترین گسل‌های منطقه محسوب می‌شود دو شاخه می‌شود که یک شاخه آن گسل قشقابلاغ - قریس (در همین امتداد) بوده و شاخه دیگر که امتداد عمومی  $N70^{\circ}W$  را دارد به نام گسل شیون - شوریک نامیده می‌شود که از نوع راندگی است و در امتداد آن در حوالی روستاهای شکفتی و آغ‌بلاغ پایین، سنگ‌های آتشفشانی کواترنری رخنمون یافته‌اند. پاره گسلی سیه‌چشمه - خوی با درازای حدود ۶۵ کیلومتر از دیواره جنوب‌باختری حوضه کششی سیه‌چشمه تا شمال دشت خوی ادامه داشته و بریدگی‌های ریخت‌زمین ساختی متعدد حاصل از عملکرد این پاره گسلی به ویژه و جز گسل‌های معکوس می‌باشد. این گسل بیشترین تأثیر را در واحد پادگانه‌های آبرفتی جوان (عهد حاضر) دارد. در روستای قینر پایین در امتداد این گسل کنگلومرا همراه میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی رخنمون دارند. امتداد این گسل  $N30^{\circ}W$  است و به سمت جنوب در پهنه زرآباد در نهشته‌های مخروط افکنه‌ای جوان، نمایانگر جنبایی کنونی این پاره گسلی می‌باشد. مهم‌ترین واحدهای جوان متأثر از فعالیت پاره گسلی سیه‌چشمه - خوی، نهشته‌های مخروط افکنه‌ای و تراس‌های رودخانه‌ای کواترنری در شاخه میانی این پاره گسلی می‌باشد (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۸) (شکل ۸).

### ۳-۱-۲- گسل قشقابلاغ - قریس

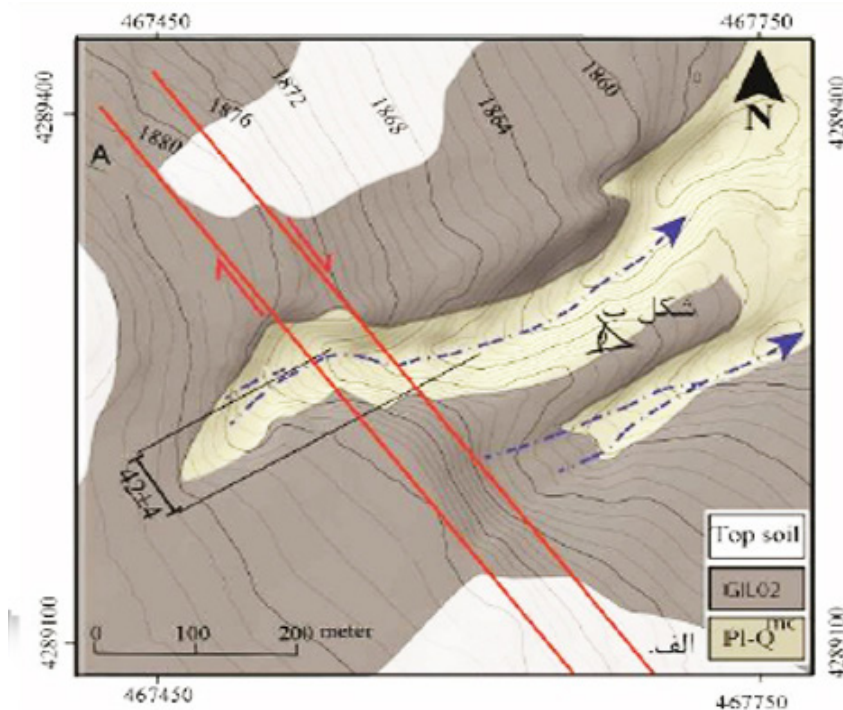
این گسل شاخه غربی گسل معکوس زرآباد می‌باشد و خود نیز دارای عملکرد شیب‌لغز معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست گرد می‌باشد. امتداد این گسل  $N45^{\circ}W$  است و در روستاهای قریس، بطچی، پسک به سمت قشقابلاغ در

درزه‌ها و شکستگی‌های پرشماری یافته است. گسل حصار-کوچوک، جابه‌جایی راست‌الغز چپ‌گرد در واحدهای سنگی اطراف این گسل را نشان می‌دهد و موجب راندن بازالت‌های بالشی بر روی نهشته‌های شیلی، کنگلومرای پالتوسن-ائوسن، و یا راندن سنگ‌های فوق‌بازیک، و یا سنگ‌های دگرگونی بر روی نهشته‌های پالتوسن گشته است. گسل کوچوک یک شاخه از این گسل محسوب می‌شود که از اهمیت چندانی برخوردار نیست. شکل ۹ تصویر استریوگرافی از گسل‌های منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (حاجی‌حسینلو و همکاران، ۱۳۹۳).

(شمال‌غرب-شمال‌شرق) است ولی هم‌سو با آن می‌باشد و همانند سایر گسل‌های افشانه‌ای زرآباد یک گسل شیب‌لغز معکوس با مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد می‌باشد. طول تقریبی این گسل ۴ کیلومتر بوده امتداد  $N75^{\circ}E$  می‌باشد (حاجی‌حسینلو و پدیدار، ۱۳۹۴).

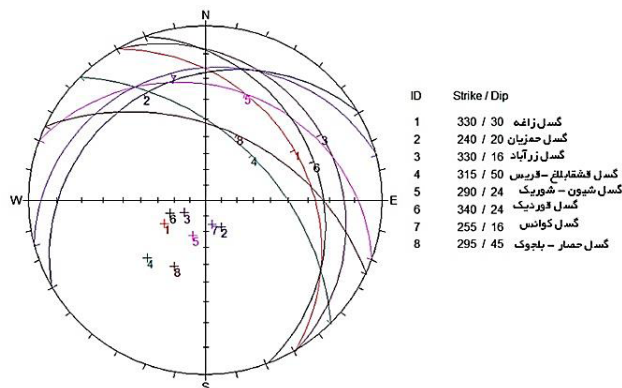
### ۳-۱-۶- گسل حصار-بلجوک

این گسل با راستای عمومی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در بخش جنوب‌غربی محدوده قرار دارد. میانگین موقعیت هندسی (شیب - امتداد) گسل حصار - کوچوک  $N65^{\circ}W/45^{\circ}NE$  است. در منطقه حصار رخنمون‌های نزدیک به این گسل،



شکل ۸- الف، نمایی از جابه‌جایی راست‌بر آبراهه در دشت زرآباد و ب، موقعیت آبراهه جابه‌جا شده و محدوده نهشته‌های پالتو-کواترنری، هولوسن و محل پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی بر روی نقشه توپوگرافی تهیه شده توسط جی پی اس دوفرکانسه آورده شده است. جابه‌جایی راست‌بر آبراهه  $4 \pm m42$  (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۹۸).



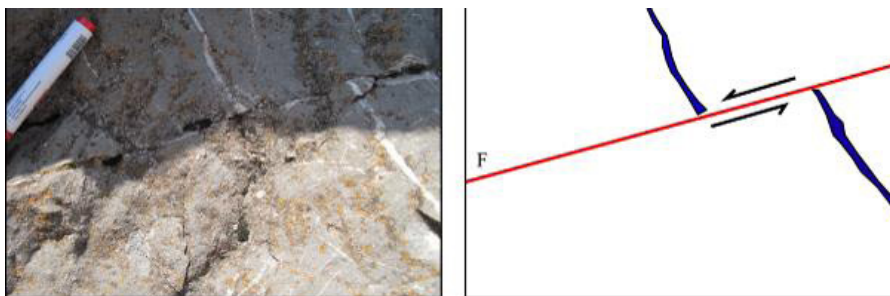


شکل ۹- تصویر استریوگرافی از گسل‌های منطقه مورد مطالعه (امتداد- شیب)

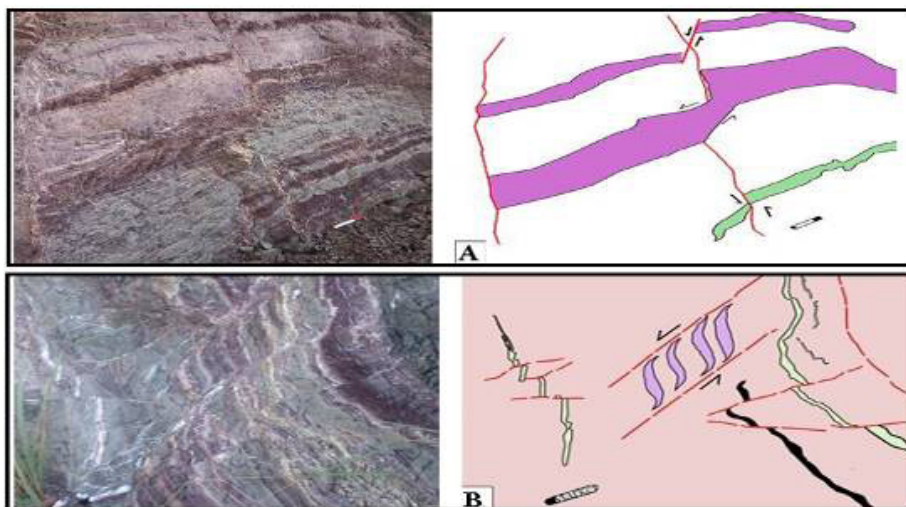
### ۲-۳- گسل خوردگی در پهنه برشی مورد مطالعه

در فاصله ۳۴ کیلومتری شمال غربی شهر خوی، در نزدیکی روستای قریس گسل خوردگی نرمال بر روی بازالت باعث جابه‌جایی رگه کلسیت شده است (شکل ۱۰). همچنین در این منطقه گسل خوردگی نرمال بر روی شیل‌های الوان مشاهده می‌شود (شکل ۱۱). قطعه قطعه شدن شدید در سطوح گسل‌ها یا روآندگی‌ها باعث ایجاد برش گسلی می‌شود که قطعات

درشت‌تر در بین قطعات ریزتر (میکروبرش) دیده می‌شود. این قبیل مناطق محل مناسبی برای نشستن و نفوذ آب بوده و سنگ حاصل به سرعت تخریب و فرسوده می‌شود و آن را به ماده رسی تبدیل می‌کند که قطعات درشت‌تر در آن پراکنده‌اند این همان گوژ گسلی است. گوژ گسلی جز سنگ‌های گسله غیر چسبنده می‌باشد که در پهنه‌های گسلی شکنا در عمق‌های کم نزدیک به سطح پوسته یافت می‌شوند.



شکل ۱۰- گسل خوردگی نرمال بر روی رخنمون بازالت در منطقه قریس که باعث جابه‌جایی رگه کلسیت شده است. جهت دید عکس  $285^{\circ}$ N.



شکل ۱۱- (A) گسل خوردگی نرمال بر روی شیل‌های الوان در منطقه قریس، جهت دید عکس  $030^{\circ}$ N. (B) نمایی دیگر از گسل خوردگی نرمال در این منطقه که ایجاد رگه‌های پوششی کرده است جهت دید عکس  $345^{\circ}$ N.



بر رانشان می دهند. در شکل ۱۵ صفحه گسلی قریس خش گسل خوردگی معکوس را نشان می دهد.

در سطوح برشی گسل حصار- بلجوک خش های گسلی در روی آینه گسلی دیده می شود که موقعیت میانگین این خش ها  $38^{\circ}E/45^{\circ}N$  میل - روند (می باشد که یک جهت لغزش راستالغز راست بر با مؤلفه راندگی را نشان می دهد پس از انجام آنالیز بر روی داده های اندازه گیری شده در این منطقه قریس، متوسط رژیم تنش به دست آمده حاکی از آن است که رژیم زمین ساختی غالب از نوع امتدادلغز بوده که با سوی لغزش مشاهده شده در اغلب سطوح برشی همخوانی دارد. روند تنش بیشینه و کمینه در این ایستگاه، به ترتیب  $(N052^{\circ})$  و  $(N162^{\circ})$  است. از سوی دیگر میل تنش های مذکور به ترتیب ۲۸ و ۳۳ درجه می باشد که این امر نمایانگر نزدیک به افق بودن تنش بیشینه و کمینه است، البته میل تنش متوسط  $(\sigma)$  برابر ۴۴ درجه است که از نزدیک به قائم بودن این تنش حکایت دارد (شکل ۱۶).

#### ۴- بررسی ساختارهای مزوسکوپی و میکروسکوپی

در منطقه قریس چندین نمونه جهت دار هم از دایک ها و هم خود توده ریولیتی جهت تهیه مقطع نازک میکروسکوپی و مطالعات ریز ساختاری برداشت شده است که نتایج آن در شکل ۱۷ نشان داده شده است. شکل های a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s, t, u, v, w, x, y, z نمونه های میکروسکوپی از دایک های پریدوتیتی و شکل های e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s, t, u, v, w, x, y, z گرانیتی می باشد. شکل های a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s, t, u, v, w, x, y, z پیروکسن قفسه کتابی (Bookshelf) و شکل d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s, t, u, v, w, x, y, z پیروکسن ماهی می باشد. شکل e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s, t, u, v, w, x, y, z یک بلور کوارتز ماهی و شکل f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s, t, u, v, w, x, y, z پورفیرو کلاست تکه پاره شده (Fractured porphyroclast) و کاتا کلاستی بلورهای کوارتز و برش گسلی می باشد. شکل g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s, t, u, v, w, x, y, z روبان کوارتز شامل تک بلورهای کوارتز کاملاً طویل شده به صورت بودیناژ که پورفیرو کلاست فلدسپات را دور زده و همراه با ریز گسل می باشد. شکل h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s, t, u, v, w, x, y, z نیز یک پورفیرو کلاست کوارتز قفسه کتابی را نشان می دهد. بلورهای کوارتز به شکل ماهی نسبتاً نادر بوده و در سنگ های آتشفشانی ریز بلور مثل ریولیت یا ایگنمبریت که دارای پورفیرهای کوارتز هستند و میلونیت مرمر ریز بلور با بلورهای درشت کوارتز مشاهده می شود. دلیل این موضوع این است که در بسیاری از سنگ های تغییر شکل یافته، کوارتز فاز ضعیف تری می باشد و شرایط ویژه ای نیاز است

نمونه ای از گسل خوردگی و گوژ گسلی در منطقه قریس در محلی معروف به گوگردلیق (معدن گوگرد) در بازالت های حفره ای و آهک های پلاژیک در اثر عمل کرد گسل راندگی قاشق ابلاغ - قریس در تصاویر ۱۲ و ۱۳ مشاهده می شود. جنس عمده گوژ یا پودر گسلی در این مناطق عمدتاً کلریت، تالک و سرپانتین می باشد. در جایی که گسل رخنمون داشته باشد، معمولاً سطح آن به صورت صاف و جلا خورده دیده شده که آینه گسل نامیده می شود. بر روی سطح گسل یا آینه گسل چند نوع عارضه خطواره ای ایجاد می شود که خطواره های ستونی کشیده شده (Slickenside Lineation) یا خطوط کشیده شده (Slicken Lines) یا شیارها (Striations) نامیده می شوند که همگی حاصل کشیده شدن دو قطعه گسلی بر روی یکدیگر و ایجاد خراش بر روی سطح گسل می باشند.

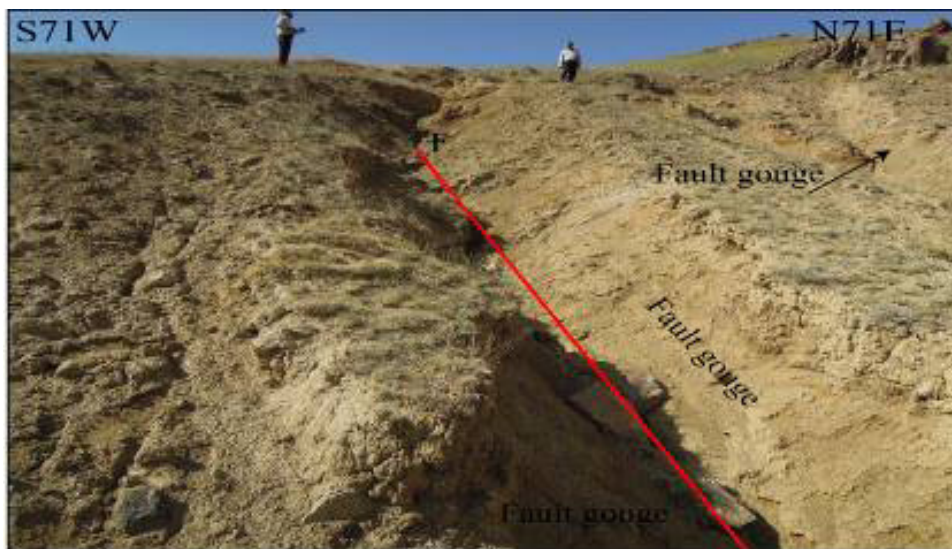
این شیارها و خراش ها به موازات جهت لغزش گسل می باشند نوع دیگری از خطواره هایی که بر روی آینه گسل ایجاد می شود حاصل رشد و کشیدگی کانی در سطح گسل است که فیبرهای کشیده شده (Slicken Fibres) نامیده می شوند علاوه بر خراش ها و شیارهای سطح گسل و فیبرهای کشیده شده، شکستگی های ثانویه فرعی نیز از عوارضی هستند که در مناطق شکننده برای تعیین جهت جابه جایی گسل مورد مطالعه قرار می گیرند (McClay, 1987). وقتی بر روی آینه گسل دست کشیده شود، در یک جهت حالت نرمی و در جهت عکس آن حالت زبری در زیر کف دست احساس می شود. در انواع خطواره های آینه گسل چه از نوع خطوط کشیده شده یا همان خراش های سطح گسل ها و چه از نوع فیبرهای کشیده شده، جهتی که حالت نرمی در دست احساس شود، جهت حرکت گسل است. وجود فیبرهای کشیده شده بر روی آینه گسل که حاصل رشد کانی های رشته ای در سطح گسل است معرف آن است که گسل ضمن حرکت و جابه جایی به طور جزئی باز شده و محلی برای تشکیل کانی های رگه ای و رشته ای مانند کلسیت و کوارتز فراهم شده است. احتمالاً این رشته ها طی حرکات آرام غیر لرزه ای (Aseismic) یک گسل رشد می کنند. عارضه خطواره ایجاد شده در آینه گسل در محدوده مورد پژوهش در شکل a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, m, n, o, p, q, r, s, t, u, v, w, x, y, z در روستای قریس منطقه گوگردلیق به مختصات جغرافیایی  $34^{\circ}E, 39' 18''$  و  $38^{\circ}N, 39' 34''$  خطواره کانی از نوع فیبرهای کشیده شده بر روی مرمریت از جنس کانی کلسیت می باشد. جهت فلش در روی اشکال جهت حرکت گسل رانشان می دهد که این خطواره ها، حرکتی امتدادلغز چپ



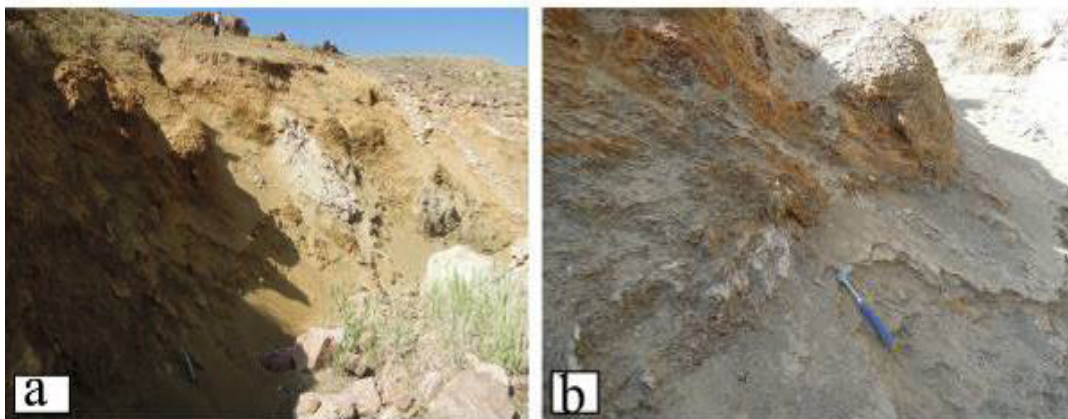
### ۵- بررسی چین خوردگی در محدوده مورد مطالعه

چین‌ها عوارض موجی شکلی هستند که در طی تغییرات شکل‌پذیر لایه‌های زمین ایجاد می‌شوند. معمولاً در کمربندهای کوه‌زایی می‌توان انواع مختلف چین خوردگی‌ها را مشاهده کرد. در کمربندهای کوه‌زایی انواع بزرگ چین خوردگی‌ها و سیستم‌های رانده وجود دارد که مقادیر زیادی از سنگ‌های دگرگون شده و غیردگرگونی و یا سنگ‌های آذرین را در خود جای می‌دهند. ابعاد چین خوردگی‌ها از چند میلی‌متر تا چندین کیلومتر متغیر است. چین‌ها از مهم‌ترین ساختارهای موجود در پهنه برشی قریس می‌باشند. در طی مراحل مختلف دگرشکلی، لایه‌های سنگی از جهات مختلف چین خورده و ساختارهای گوناگونی را ایجاد کرده‌اند. در این پهنه انواع مختلف چین‌ها در مقیاس‌های مختلف، به‌خصوص مقیاس‌های مزوسکوپی و میکروسکوپی به وفور یافت می‌شود. مطالعه چین خوردگی در پهنه‌های برشی می‌تواند راهنمای بسیار مناسبی جهت بازسازی تاریخچه دگرشکلی باشد. از جمله چین‌های موجود در منطقه چین‌های ناهماهنگ (Disharmonic fold) می‌باشد. نمونه‌ای از این نوع چین خوردگی در روستای قریس در کالک شیست‌های روستا مشاهده شده است طبق این مدل عامل ایجاد چین‌های ناهماهنگ در این منطقه لایه‌هایی با ضخامت‌های مختلف است چون کالک‌شیست‌ها لایه بندی‌های یکنواخت دارند (شکل ۱۸).

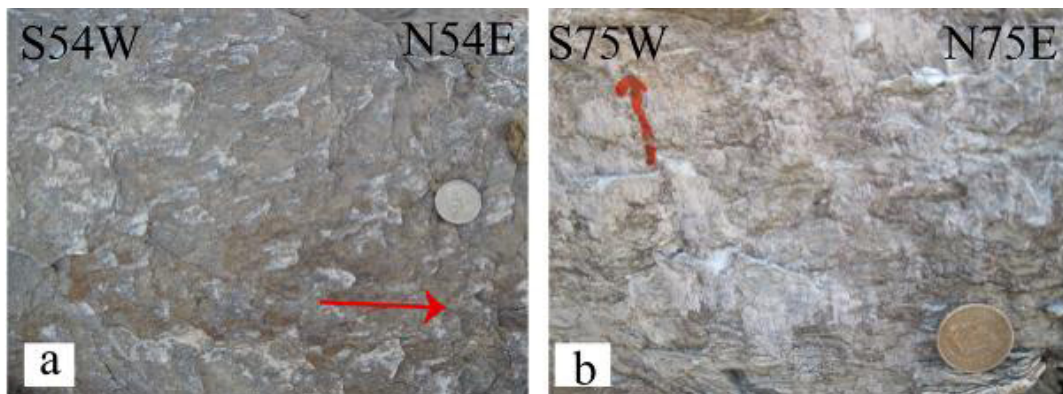
تا بلورهای ماهی شکل کوارتز تشکیل شوند. بلورهای ماهی شکل کوارتز با انحلال و رسوب بدون دگرریختی داخلی یا با لغزش درون بلوری با بازیابی و باز تبلور کم شکل می‌گیرد. پورفیروکلاست‌های کوارتز ممکن است به تجمع قطعات با هندسه شبیه به بودین‌های نامتقارن قرار گیرند که از یکدیگر به وسیله باریکه‌ای از کاتاکلاست جدا می‌شوند. پورفیروکلاست‌های تکه‌تکه شده در بودین‌های نوع برشی و نوع دومینو وجود دارند. هندسه در آن‌ها به نوع برش کلی و جهت‌یابی اولیه ریز گسل‌ها در تکه‌ها بستگی دارد که ممکن است با جهت‌های کریستالوگرافی در پورفیروکلاست‌ها و نوع جریان برشی کنترل گردند. در پورفیروکلاست‌ها هندسه قطعات به شکل پورفیروکلاست اولی نیز که تکه‌تکه شده بستگی دارد. دسته گسستگی‌ها در اثر وجود کم‌ترین واتنش در داخل پورفیروکلاست ممکن است فعال گردند ولی در واتنش بالا منجر به تشکیل پورفیروکلاست‌های نوع برشی بیشتر معمول هستند. در درجات دگرگونی بالا ممکن است پهنه‌های بلورهای دوباره متبلور شده به جای پهنه‌های شکستگی قطعات را جدا سازند. شکل h1۷ پورفیروکلاست‌های تکه‌تکه شده کوارتز را نشان می‌دهد که از نوع پورفیروکلاست تکه‌تکه شده نوع دومینو (Domino) مطابق شکل نوع بالا بوده و شکل f1۷ پورفیروکلاست‌های تکه‌تکه شده کوارتز که از نوع پورفیروکلاست تکه‌تکه شده نوع موزاییکی می‌باشد.



شکل ۱۲- گسل خوردگی در منطقه گوگردلیق در اثر گسل معکوس قشقالاغ- قریس و گوز گسلی ایجاد شده در قسمت‌های پایین و راست تصویر.



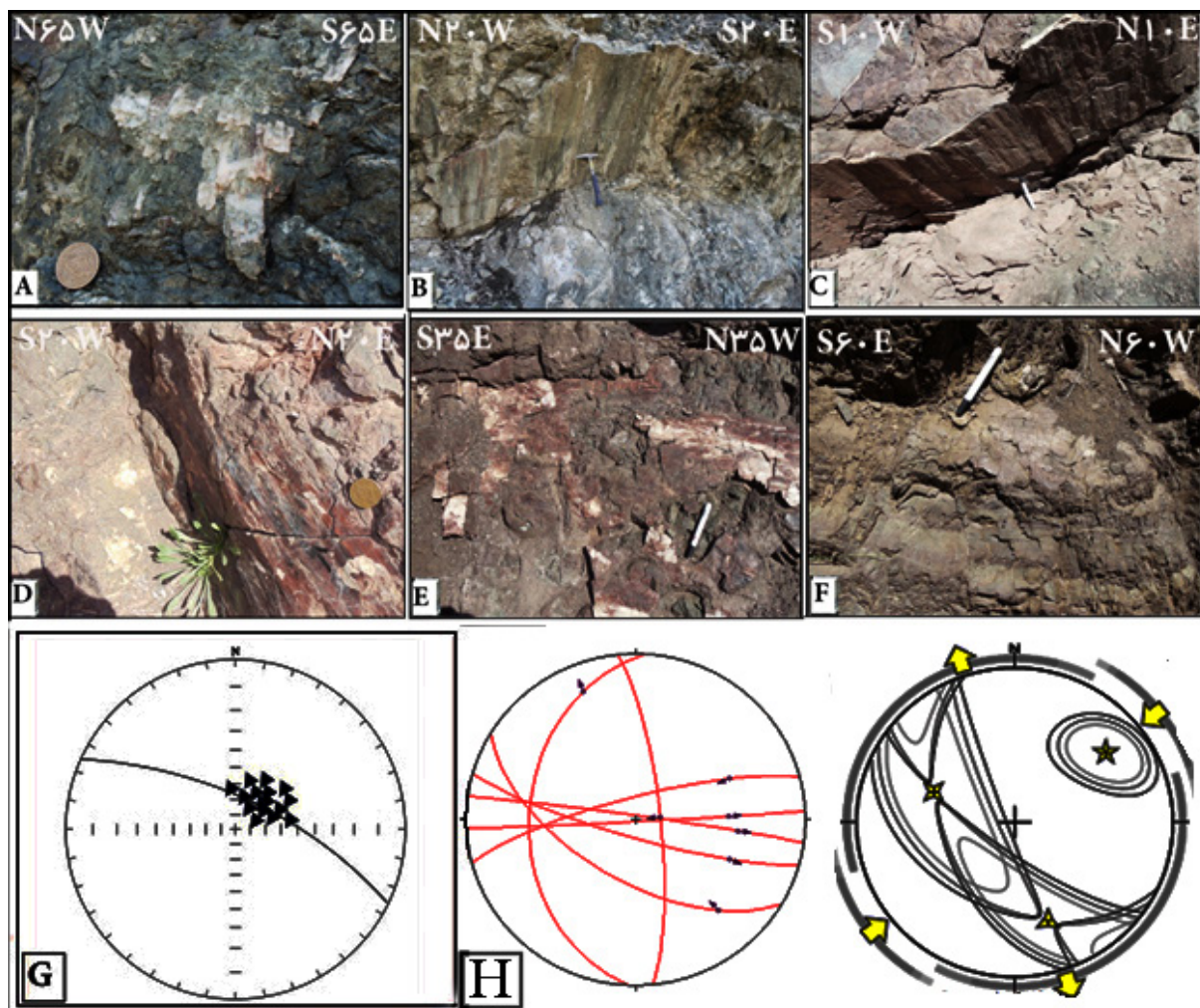
شکل ۱۳- (a,b) نمایی نزدیک از گوز گسل ناشی از گسل معکوس قریس - قشقالاغ در منطقه گوگردلیق جهت دید شمالی - جنوبی.



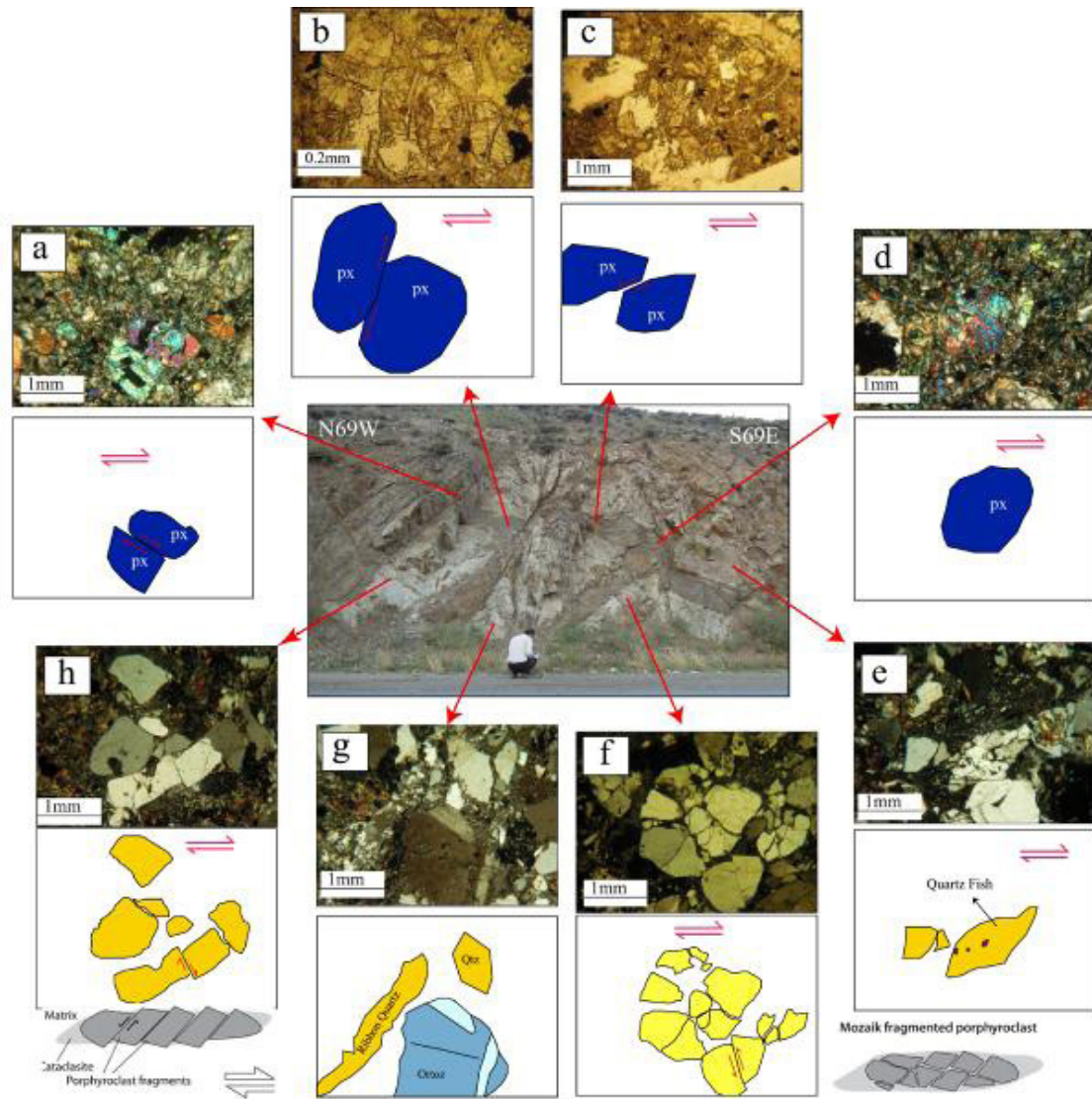
شکل ۱۴- a,b خطواره کانی از فیبرهای کشیده شده کانی کلسیت در سنگ‌های مرمریتی در روستای قریس جهت فلش جهت حرکت گسل امتداد لغز چپ بر را نشان می‌دهد.



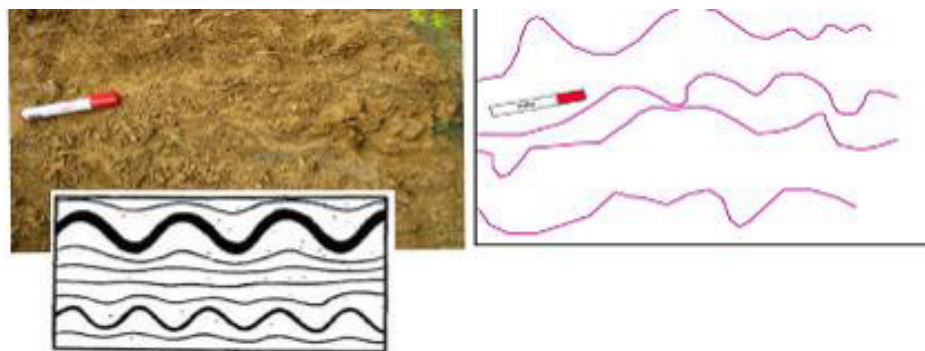
شکل ۱۵- صفحه گسلی دارای خش خط. پیکان سیاه در شکل سمت راست، جهت لغزش بلوک بر جای گسلی را نشان می‌دهد. نزدیکی روستای قریس (۳۴ کیلومتری شمال غربی خوی).



شکل ۱۶- A: خطواره سایشی کلسیت رشته‌ای در شیست‌های سبز میلوئیتی شده در قچی گران حصار. جهت حرکت در عکس به طرف بالا می‌باشد. B: شیار خوردگی‌های روی صفحه گسل در شیست‌های میلوئیتی در نزدیک روستای حصار جهت حرکت در عکس به طرف بالا می‌باشد. C: شیار خوردگی روی صفحه گسل در شیست‌های میلوئیتی جاده حصار جهت حرکت به طرف بالا می‌باشد. D: شیار خوردگی روی صفحه گسل در آهک‌ها جاده حصار، جهت حرکت به طرف بالا می‌باشد. E: خطواره سایشی کوارتز رشته‌ای در شیست‌های سبز میلوئیتی شده در نزدیکی روستای حصار، جهت حرکت در عکس به طرف راست می‌باشد. F: خطواره سایشی کلسیت رشته‌ای در شیست‌های سبز در نزدیکی روستای حصار، جهت حرکت به طرف چپ می‌باشد. G: خطواره‌های لغزشی بر روی صفحه گسل حصار-کوجوک. H: نتایج تحلیل انجام شده برای به دست آوردن متوسط رژیم تنش در منطقه قریس.



شکل ۱۷- ریز ساختارهای مطالعه شده در دایک پریدوتیتی و توده ریولیتی (بالای راهدارخانه گوردیک، جنوب شرقی منطقه قریس) شکل های a,b,c,d از دایک پریدوتیتی و شکل های e,f,g,h از توده ریولیتی می باشد. شکل a,b,c, پیروکسن قفسه کتابی، شکل d پیروکسن ماهی جهت حرکت راست گرد می باشد. شکل e بلور کوارتز ماهی شکل با ادخال های اپیدوتیتی جهت حرکت راست گرد می باشد. شکل f پورفیر و کلاست برش خورده و کاتاکلاستی بلورهای کوارتز و برش گسلی می باشد. شکل g پورفیر و کلاست فلدسیات و تأثیر ریز گسل بر روی آن را نشان می دهد. شکل h بلور قفسه کتابی کوارتز را نشان می دهد. در شکل های f, h سیالات کلریتی در شکستگی های بلورهای کوارتز وجود دارد. b, c نور ساده a,d,e,f,g,h نور پلاریزه. در تمامی عکس ها سوی برش راست گرد، برش موازی خط وارگی (XY plane) و عمود بر برگ وارگی (XZ plane) است.



شکل ۱۸- چین خوردگی ناهماهنگ در کالک شیست های روستای قریس، جهت دید عکس ۲۹۰°N



جهت کشش همگرا می‌شوند. ب - چین‌های نامتقارن با چرخش لایه‌ها توسط برش موازی با لایه‌ها یا ریزچین‌ها در پهنه‌های برشی تشکیل می‌شوند. ایجاد چین‌های برشی منطقه مورد مطالعه را می‌توان به مرحله دگرشکلی D<sub>۲</sub> نسبت داد. در پهنه برشی قریس، چین‌های برشی S شکل (شکل ۲۰) در پهنه‌های برشی معکوس و چین‌های برشی Z شکل (شکل ۲۱) در پهنه‌های برشی امتدادلغز تشکیل شده‌اند. چین‌های برشی S شکل و Z شکل در محل لولای چین خطواره‌هایی با زاویه ۴۰ درجه نسبت به خط لولای چین نشان می‌دهند مکانیسم این چین‌ها نشان دهنده‌ی حرکات خمشی - لغزشی در یال‌های آن‌ها است. در پهنه برشی قریس عملکرد گسل‌های تراسی تأثیر بسزایی در بالارفتن درجه عدم تقارن چین‌های نامتقارن داشته است. هرچه از محدوده گسل‌های تراسی دورتر می‌شویم درجه تقارنی چین‌ها بیشتر می‌شوند. با توجه به بررسی‌های ساختاری دو مرحله دگرشکلی در این ناحیه تشخیص داده شده است:

- مرحله اول دگرشکلی (D<sub>۱</sub>) ایجاد چین‌های هم‌شیب.
- مرحله دوم دگرشکلی (D<sub>۲</sub>) ایجاد چین‌های برشی از نوع S و Z.

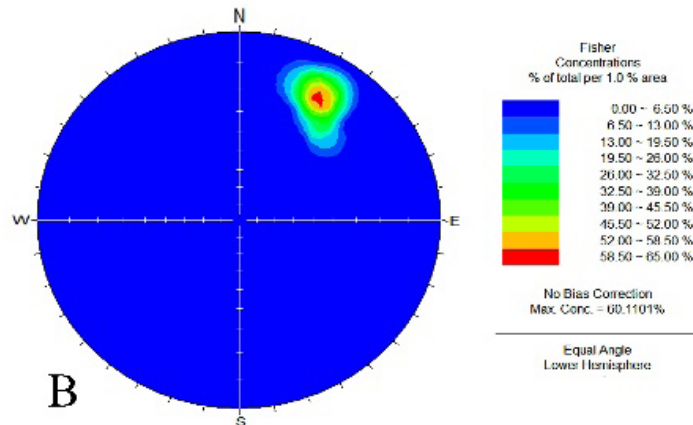
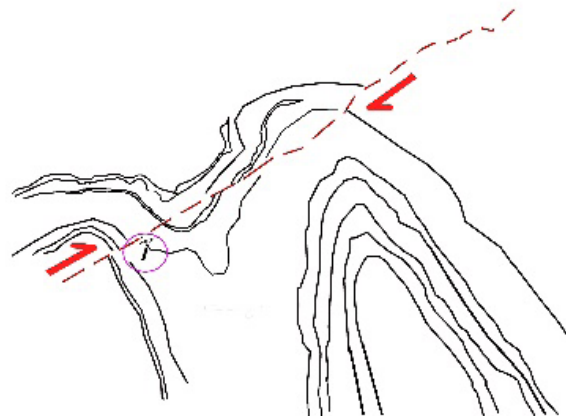
۶- بررسی بودیناژ و میکروبودیناژها در پهنه برشی مورد مطالعه از دیگر ساختارهای منطقه می‌توان به ساختار بودیناژ اشاره کرد. بودیناژهایی که در اثر کشیدگی کانی‌ها به وجود می‌آیند به بودیناژ گسیخته موسومند. طبق این تقسیم‌بندی بودین‌های منطقه مورد پژوهش از نوع شکستگی‌های کششی (Extension fractures) یا بودین‌های گسیخته هستند. در این منطقه با توجه به بیضوی تنش و واتنش رسم شده می‌توان جهت گیری محور بزرگ بیضوی تنش در راستای شمال غرب - جنوب شرق (روند تنش ماکزیمم ۳۱۸°) تعیین کرد (شکل ۲۲، a, b). در بودین‌های کشیده این منطقه اختلاف مقاومت لایه مقاوم و نامقاوم کم است. در نتیجه حرارت و فشار زیاد و در عمق زیاد تشکیل می‌شوند. این بودین طبق تقسیم‌بندی Goscombe et al., 2004 جزء بودین‌های متقارن و در دمای زیاد تشکیل می‌شوند این بودین‌ها را به بودین‌های دومینو و باند برشی تقسیم‌بندی کرده‌اند. در پهنه برشی منطقه مورد مطالعه حضور بودین چین خورده و برهم سوار شده را می‌توان به وسیله دگرشکلی‌های با برش ساده و محض توجیه نمود. وجود بودین‌های چین خورده در منطقه در مقیاس میکروسکوپی (شکل ۲۳) نشان‌گر عملکرد متوالی یک مرحله کششی و به دنبال آن یک مرحله فشارشی است.

از دیگر چین‌های منطقه می‌توان چین‌های هم‌شیب را نیز نام برد. این چین‌ها در آمیزه‌های رنگی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. زاویه بین دو یال در آن‌ها اغلب کمتر از ۱۰ درجه است محور چین‌های هم‌شیب اغلب روند شمال شرق - جنوب غرب نشان می‌دهد (شکل ۱۹) این ساختار قدیمی‌ترین دگرشکلی‌های رخ داده در منطقه هستند و ایجاد آن‌ها را در طی مرحله دگرشکلی D<sub>۱</sub> می‌توان در نظر گرفت. از دیگر چین‌های منطقه می‌توان به چین‌های برشی از نوع Z و S شکل اشاره کرد. چین‌های موجود در منطقه برشی می‌توانند بیان‌گر جهت برش در پهنه برشی باشند در صورتی که چین‌ها هم‌زمان با برش، ایجاد شده باشند یک حالت چین برگشته را از خود نشان می‌دهند. زیرا ساختارهایی که از ابتدا مستقیم باشند با پیشرفت برش نامتقارن دچار چرخش می‌گردند، در نتیجه چین خوردگی‌هایی که در درون منطقه برشی ایجاد می‌گردد در اثر پیشرفت برش حالت نامتقارن به خود خواهند گرفت. این چین‌های نامتقارن به صورت ساختمانی از مقیاس ناحیه‌ای تا مزوسکوپی و حتی میکروسکوپی مشاهده می‌گردند.

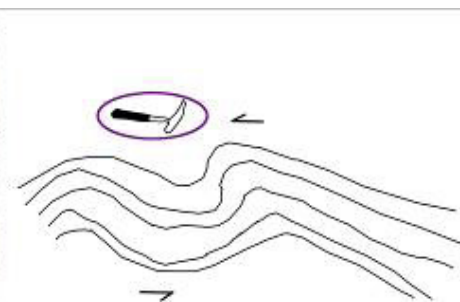
چین‌های نامتقارن می‌توانند سمت حرکت را در مناطق برشی نشان دهند زیرا لولای چین تحت تأثیر پیشرفت تغییرشکل دچار چرخش می‌شود و در صورتی که سطح این چین‌های برگشته ترسیم شود با دیواره منطقه برشی زاویه حاده‌ای می‌سازد جهت زاویه حاده نشان‌دهنده جهت حرکت در منطقه برش است با استفاده از این چین‌ها می‌توان سوی برش در پهنه‌های برشی را تعیین کرد زیرا آن‌ها در اثر لغزش یک لایه به روی لایه دیگر در پهلوی چین بزرگ‌تر تشکیل می‌شوند (سلگی و حاجی حسینلو، ۱۳۸۹). در این ناحیه چین‌های برشی در مقیاس‌های در حد مزوسکوپی در آهک‌های میلونیتی، شیسست‌های میلونیتی و شیل‌های میلونیتی قابل مشاهده هستند (شکل‌های ۲۰ و ۲۱). روند کلی محور این چین‌ها در جهت شمال شرق - جنوب غرب 45N - 55° E می‌باشد. به نظر Ramsay, 1967 سمت گیری چین‌های S و Z در مناطق دگرشکلی ساده با سوی برش ثابت است. هرچه از گسل‌های راندگی دورتر شویم ناتقارنی چین‌ها در این ناحیه کمتر می‌شود. Ramberg, 1963 برای ایجاد چین‌های نامتقارن دو مدل ارائه کرده است: الف - چین‌های نامتقارنی که در پهنه‌های برشی تشکیل می‌شوند چرخش می‌کنند و خطوط لولا آن‌ها در

محور بودیناژها نشان گر راستای عملکرد تنش کششی است و در مورد بودیناژ چین خورده حکایت از عملکرد تنش فشارشی پس از رویداد کششی همان جهت می باشد. تنش فشارشی در راستای عمود بر محور چین ها در نظر گرفته می شود.

کشیدگی در سنگ منجر به تشکیل بودین ها و فشار بعدی در آن منجر به چین خوردن بودین های اولیه و لغزش آن ها بر روی یکدیگر می شود. این ساختار می تواند حاصل تغییر سیستم اصلی تنش یا نتیجه یک دگرشکلی پیش رونده برش ساده باشد. در پیش روی یک دگرشکلی با برش ساده بسیاری از ساختارهایی که قبلاً در حال کشش بوده اند در مراحل نهایی تحت تأثیر فشارش قرار می گیرند (حاجی حسینلو، ۱۳۹۵). راستای عمود بر

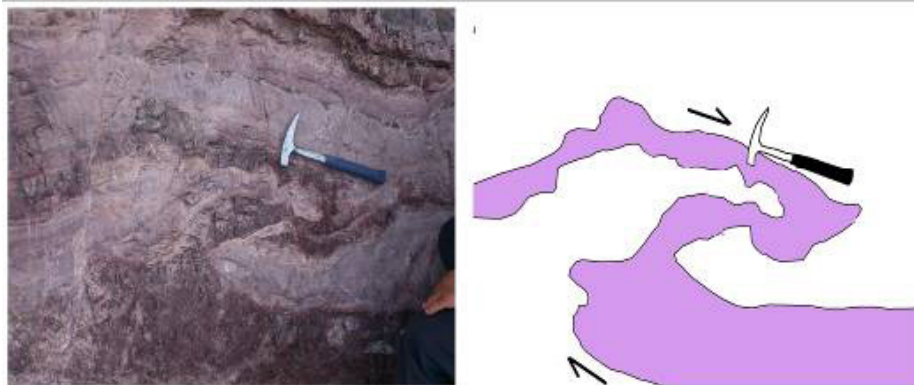


شکل ۱۹- A- چین خوردگی هم شیب در منطقه مورد مطالعه، جهت دید عکس  $N070^{\circ}$ ، B- تمرکز قطب محور چین های هم شیب در منطقه قریس.



شکل ۲۰- چین خوردگی برشی از نوع S شکل بر روی شیل های میلونیتی در مسیر روستای حصار، جهت دید عکس  $N315^{\circ}$  می باشد.





شکل ۲۱- چین خوردگی برشی از نوع Z شکل بر رگه‌های چرت در مسیر روستای حصار، جهت دید عکس 325°N می‌باشد.

## ۷- بررسی بلورهای ماهی گون

خصوصیت همه بلورهای ماهی گون شکل لوزی کشیده، یا عدسی شکل، جهت یابی ترجیحی قوی و نداشتن هیچ شاهدهی برای چرخش است. شکل لوزی ممکن است به دلیل تغییر شکل داخلی یا انحلال فشاری و رشد جانبی با رسوب مواد انحلال یافته ساخته شود (Passcheir and Trouw, 2005). وقتی شکل کشیده لوزی بلورهای ماهی گون ساخته می‌شود اگر بلور ماهی در بخش‌های طویل خود با زمینه رابطه ضعیفی داشته باشد ممکن است شکل پایداری را در تغییر شکل غیرهم محور حتی در تغییر شکل برشی ساده داشته باشد. جهت یابی قوی ترجیحی بلورهای ماهی گون نسبت به برگ‌وارگی میلوئیتی بدین شکل قابل بررسی است. همچنین باند شدگی ضعیف یا پوشش نرم نشان‌گر تنش تقسیم شونده پایین در اطراف پورفیرو کلاست و در نتیجه کاهش باز تبلور و تمایل کم برای تشکیل پوشش خواهد بود. بلورهای ماهی میکای سفید در بین بلورهای ماهی گون از همه معمول‌تر می‌باشند. در محدوده مورد مطالعه چندین نمونه از سنگ‌های بازالتی، دیوریتی و گرانیتی در راستای عمود بر برگ‌وارگی و موازی خط‌وارگی برداشت شده است. نوع بلور ماهی شکل در مقاطع میکروسکوپی بررسی شده عمدتاً فلدسپات ماهی، پیروکسن ماهی، کوارتز ماهی و مگنتیت ماهی می‌باشد تشکیل بلورهای ماهی گون در فاز دگرشکل D3 بوده است. انواع مختلف بلورهای ماهی گون از نمونه‌های منطقه مشابه گروه‌های ۱، ۳ و ۵ طبق تقسیم‌بندی (Ten Grotenhuis et al., 2003) می‌باشند که جهت حرکت در تمامی نمونه‌ها راست‌گرد می‌باشد (شکل d24, a, b, c).

## ۸- ساختار S-C

از مهم‌ترین نشان‌گرهای سمت برش در زون‌های برشی

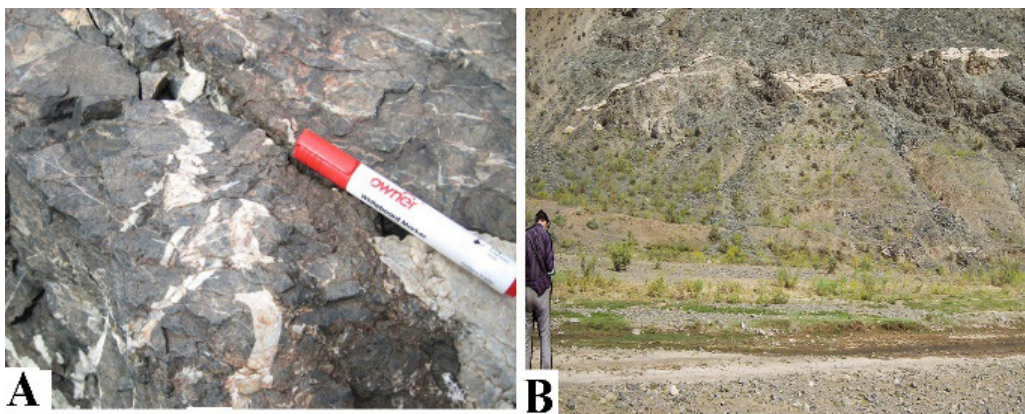
شکل پذیرند. این گروه متشکل از دو دسته سطوح یا صفحات برگواری و نوارهای برشی هستند سطوح برگ‌وارگی سطوح S و نوارهای برشی را سطوح C می‌نامیم. این ساختار در مقیاس مقطع نازک از یک نمونه گرانیت میلوئیتی که دارای بلورهای درشت فلدسپات می‌باشد در منطقه مشاهده می‌شود. نمونه برداشت شده موازی خط‌واره کشیدگی و عمود بر برگ‌وارگی میلوئیتی می‌باشد. ساختار S-C در فاز دگرشکلی D3 تشکیل شده است (شکل ۲۵).

## ۹- رگه‌های پوششی در پهنه برشی

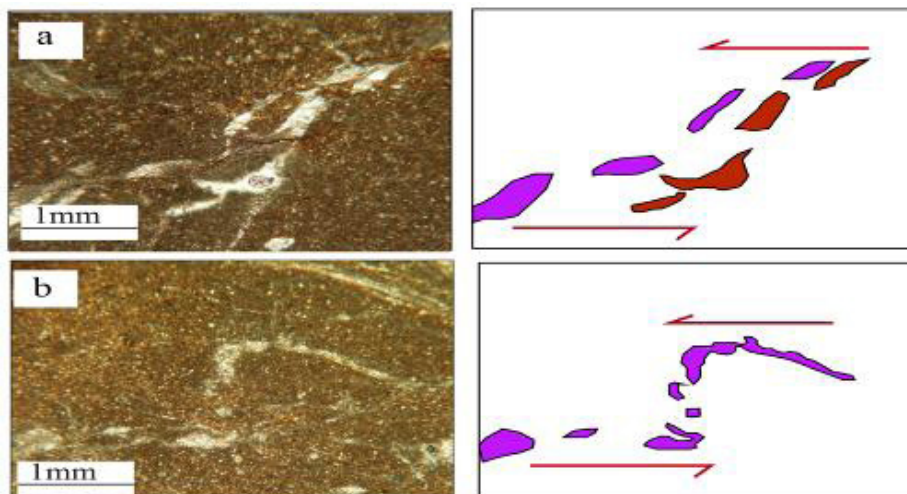
شکاف‌های کششی پوششی، در پهنه‌های برشی نیمه‌شکنا ایجاد شده‌اند، در این مناطق، بخشی از دگرشکلی به صورت شکل‌پذیر، همراه با توسعه کلیواژ انحلال فشاری و بخش دیگر به صورت شکننده و همراه با رگه‌های کششی گسترش یافته است. شکاف‌های کششی دارای نوک‌های موازی با  $\sigma_1$  هستند و معمولاً توسط کانی‌های رشته‌ای که به طور افزایشی در جهت  $\sigma_3$  رشد می‌کنند، پر شده‌اند. کلیواژ انحلال فشاری تحت زاویه ۹۰ درجه نسبت به  $\sigma_1$  و نوک رگه شکل می‌گیرد اما در جهت موازی شدن با دیواره‌های پهنه برشی در بخش مرکزی منطقه می‌چرخد (Passcheir and Trouw, 2005). در بررسی زون‌های برشی، اغلب به تعداد زیادی رگه برخورد می‌کنیم اغلب رگه‌های مرتبط با زون برشی حاوی کوارتز یا کلسیت هستند. این کانی‌ها از سیالات درون شکستگی‌ها بر جای گذاشته می‌شوند. رگه‌ها نشان دهنده واتنش عالی و قابل اطمینانی هستند، زیرا جهت یابی آن‌ها اغلب توسط محور کشیدگی لحظه‌ای کنترل می‌شود. بیشتر رگه‌ها عمود بر محور کشش لحظه‌ای پیشینه، تشکیل می‌شوند زیرا این جهت تشکیل شکستگی‌های کششی است. در تغییر شکل

دیده می‌شود که بر اساس بررسی‌های انجام شده مشخص می‌شود که در ابتدا، رگه‌های نسل اول ایجاد شده که در آن حالت، منطقه تحت تأثیر نیروی کششی در راستای تقریبی شرقی - غربی قرار گرفته و کانی‌هایی از جنس کلسیت این رگه‌ها را پر کرده‌اند و بعد چین خوردگی پیدا کرده و در نهایت نیروی کششی در راستای تقریبی شمالی - جنوبی با لغزش راست گرد ایجاد شده و باعث ایجاد رگه‌های جدیدی شده است و دوباره کانی‌های کلسیت این شکاف‌ها را پر کرده‌اند و در نهایت رگه‌های نسل دوم ایجاد شده است. در پهنه‌برشی قریس شکاف‌های پوششی در مارن‌های الوان توسعه فراوانی یافته‌اند و در قسمت‌های مختلف مشاهده می‌گردند و بهترین توسعه یافتگی را در مارن‌های الوان منطقه حصار نشان می‌دهند (شکل ۲۸). در این پهنه روند رگه‌های پوششی در جهت شمال غرب - جنوب شرق و شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد.

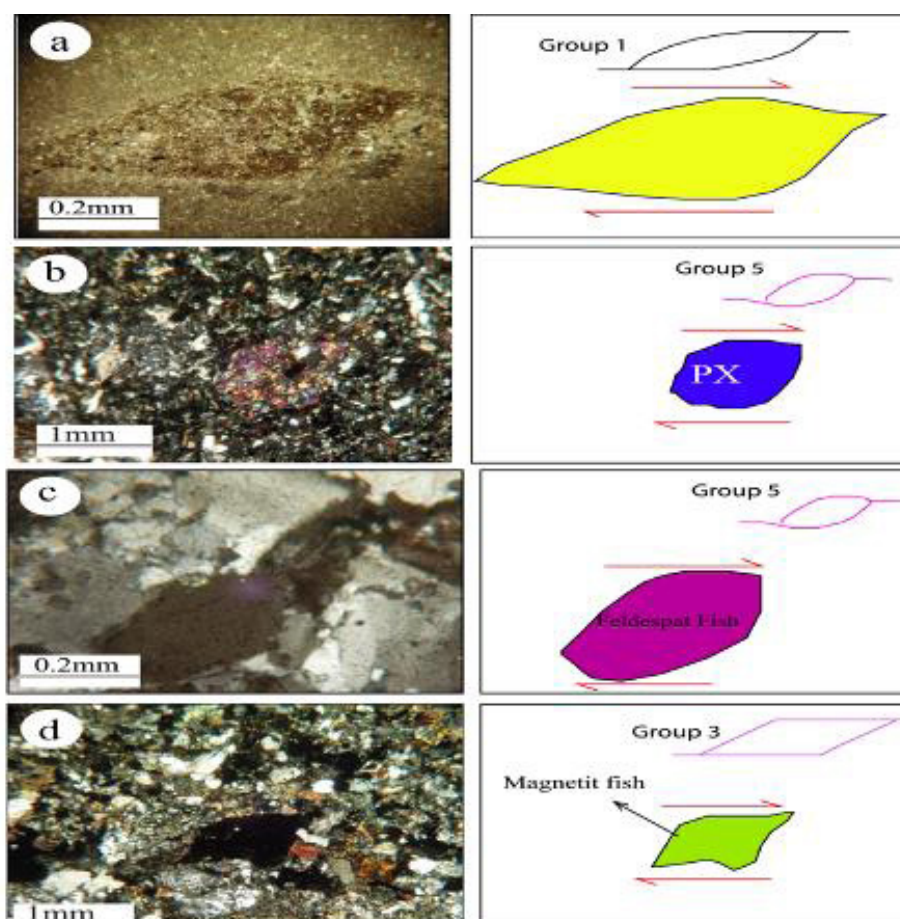
هم‌محور، رگه‌ها عمود بر برگ‌وارگی قرار می‌گیرند، ولی در تغییر شکل ناهم‌محور (مثل برش ساده) چنین نیست. در برش ساده، رگه‌ها با زاویه ۴۵ درجه نسبت به زون برشی ایجاد می‌شوند. این امر مخالف جهت برگ‌وارگی و جهت تمایل بسیاری از نشان‌گرهای واتنش دیگر است که تاکنون مشاهده کردیم. رگه‌های پوششی پله مانند بودین شده در آهک‌های پلاژیک در روستای قریس از نوع تغییر شکل ناهم‌محور می‌باشد که رگه‌ها با زاویه ۴۵ درجه نسبت به زون برشی هستند پهنه‌برشی قریس با توجه به ساختارهای مشاهده شده از نوع شییدار (مایل) می‌باشد (شکل ۲۶). علاوه بر رگه‌های پله‌ای در محدوده مورد مطالعه رگه‌های پوششی از نوع مزدوج، نسل اول و نسل دوم در مرمریت‌های منطقه وجود دارد که در شکل ۲۷ نشان داده شده است. شکاف‌های کششی پوششی در مرمریت‌های روستای قریس شاهد خوبی بر نیمه‌شکنا بودن منطقه قریس می‌باشند. نمونه‌ای از رگه‌های کلسیت در مرمریت‌های روستای قریس



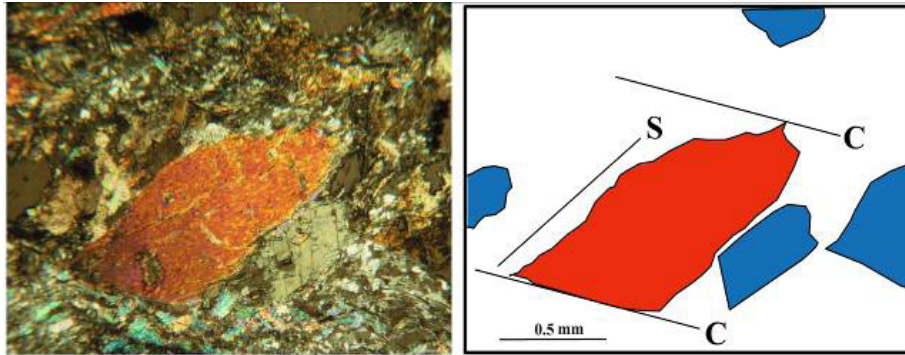
شکل ۲۲- بودین‌های کشیده شده و گسیخته شده در منطقه مورد مطالعه. (A) رگه بودین کشیده فلدسپار در منطقه مورد مطالعه، محور این بودین عمود بر جهت کشش (و خط‌وارگی‌های کشیدگی) است. جهت دید عکس 100N° (B) بودین‌های گسیخته شده فلدسپار در منطقه گلوانس بر روی آمفیبولیت‌های میلوئیتی، در بالای عکس رگه بودین شده فلدسپار توسط گسل خوردگی معکوس جدا شده است، جهت دید عکس 318°N.



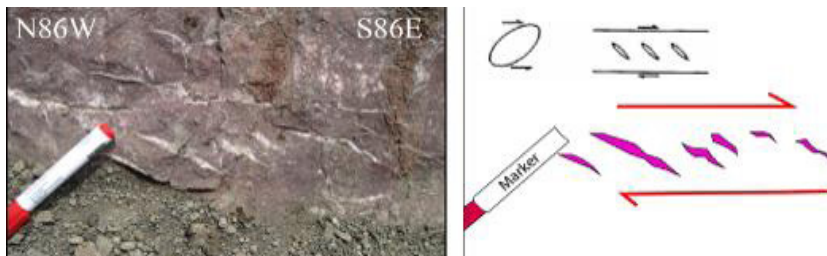
شکل ۲۳- (a) میکروبودیناژ کلسیت‌های چین خورده نوع S شکل (b) رگه کلسیت چین خورده از نوع S شکل که حالت بودیناژ نشان می‌دهد، تمامی عکس‌ها در نور پلاریزه گرفته شده‌اند و سوی برش چپگرد، برش موازی خط‌وارگی (XY plane) و عمود بر برگ‌وارگی (XZ plane) است.



شکل ۲۴- انواع بلورهای ماهی‌گون در نمونه‌های میکروسکوپی در محدوده‌ی مورد مطالعه، (a) فلدسپات ماهی (تجزیه شده) در اسلیت میلونیتی در گروه نوع ۱ قرار دارد، (b) پیروکسن ماهی معادل گروه ۵ در دیاباز، (c) فلدسپات ماهی در گرانیت (گروه ۵) و (d) مگنتیت ماهی در گابرو (گروه ۳) مطابق تقسیم‌بندی (Ten Grotenhuis et al., 2003)، تمامی عکس‌ها در نور پلاریزه گرفته شده‌اند و سوی برش راست‌گرد، برش موازی خط‌وارگی (XY plane) و عمود بر برگ‌وارگی (XZ plane) است.



شکل ۲۵- ساختار S-C در گرانیت میلوئیتی در منطقه قریس، نور پلاریزه، برش موازی خطوارگ (XY plane) و عمود بر برگوارگی (XZ plane) است.



شکل ۲۶- رگه‌های پوششی پله مانند از جنس کلسیت در آهک‌های پلاژیک در منطقه قریس، رگه‌ها با زاویه ۴۵ درجه نسبت به پهنه‌ی برشی ایجاد می‌شوند و سوی برش در منطقه راست گرد می‌باشد.



شکل ۲۷- دو نسل از رگه‌های پوششی ( $e_1, e_2$ ) در مرمیت‌های روستای قریس. سوی برش راست گرد می‌باشد. ( $e_1$ : نسل اول  $e_2$ : نسل دوم).

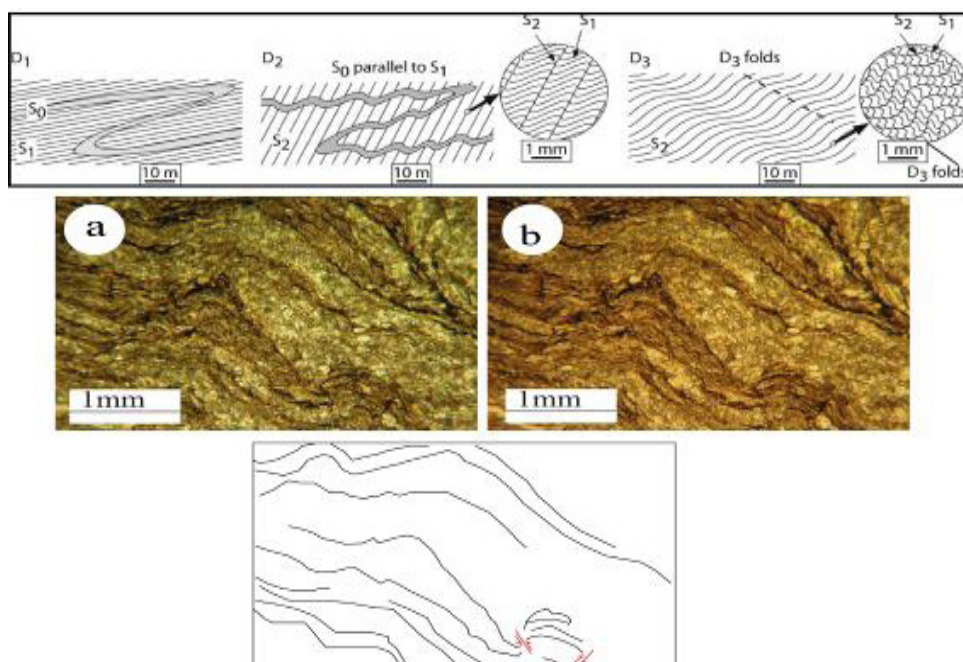


شکل ۲۸- نمایی از رگه‌های پوششی گرد در منطقه حصار، جهت دید عکس  $N345^\circ$

### ۱۰- برگ‌وارگی کنگره‌ای

برگ‌وارگی  $S_1$  به موازات  $S_2$  را تقویت می‌کند. از تصویر مشخص می‌شود تعیین این که  $S_1$  نتیجه فشردگی دیاژنزی است یا با فاز تکتونیکی به وجود آمده، مشکل است. دگرریختی بعدی باعث چین خوردن  $S_0$  به موازات  $S_1$  شده و شروع به گسترش کلیواژ کنگره‌ای عمودی  $S_2$  در لایه‌ها شده است. لایه بندی اولیه به صورت فراگذاری (Transposition) روی  $S_1$  قرار گرفته است.

برگ‌وارگی کنگره‌ای در نمونه میکروسکوپی از فیلیت منطقه قشلاق در شکل ۲۹ دو برگ‌وارگی در مقطع مشاهده می‌شوند: یکی چین خورده و دیگری مستقیم و قائم است. تغییر در ترکیب و ضخامت لایه‌بندی در اولی نشان می‌دهد که این همان لایه‌بندی است ( $S_0$ ) ولی جهت‌یابی ترجیحی بلورهای ورقه‌ای به موازات این صفحات، پیشتهاد ایجاد



شکل ۲۹- تصویر میکروسکوپی از فیلیت دانه درشت منطقه قشلاق، برگ‌وارگی کنگره‌ای از نوع  $S_2$  (شمال غرب - جنوب شرق) و در بال سمت راست دارای ریز گسل می‌باشد. برش موازی خط‌وارگی (XY plane) و عمود بر برگ‌وارگی (XZ plane) است، (a) نور پلاریزه (b) نور ساده.

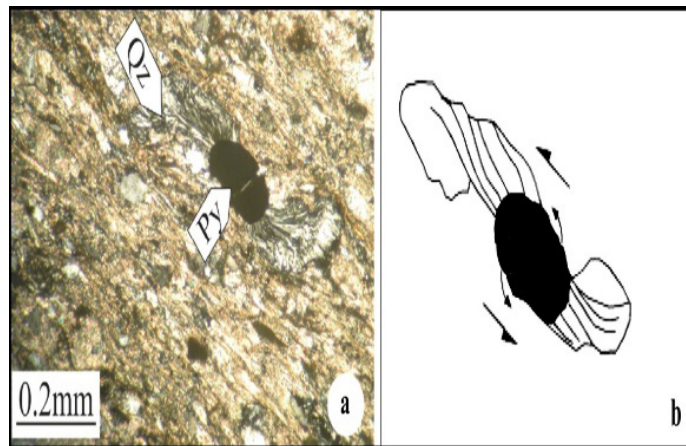
### ۱۱- ساختارهای حاشیه‌واتنش

موجود در چنین سایه‌های واتنش به صورت فیبری و کشیده باشند به نام حاشیه‌های واتنش نامیده می‌شوند (حاجی حسینیلو، ۱۳۹۵). اگر تجمع دانه‌ها در دنباله و بال پرفیرو کلاست‌ها جنسی مشابه و یکسان با خود پورفیرو کلاست نداشته باشند به نام سایه‌های واتنش و کل ساختار به نام پورفیرو کلاست دارای سایه‌های واتنش خوانده می‌شود. حاشیه‌های واتنش اطلاعات مربوط به جریان و تاریخچه دگرشکلی را در خود ذخیره می‌کند و از این نظر ابزار خوبی برای شاخص‌های جنبشی به حساب می‌آید. در بیشتر نمونه‌های آهکی میلیونیتی این ریزساختار به وفور مشاهده می‌شود که کوارتزها به دور کانی تقریباً گرد پیریت رشد کرده‌اند (شکل ۳۰). این حاشیه‌ها معمولاً حاوی کوارتز، کلسیت و به طور محلی کلریت هستند. در بعضی مواقع، فیبرها تغییر شکل یافته و منجر

از دیگر ساختارهای منطقه می‌توان به ساختارهای واتنش اشاره کرد. وجود یک جسم سخت در جریان دگرریختی هم‌محور یا غیرهم‌محور شکل‌پذیر باعث به وجود آمدن تغییر شکل شدید در میدان تنش و الگوی جریان دگرریختی در اطراف جسم می‌شود. در شرایط دگرریختی حرارت پایین و فشار بالا وجود محلول‌های بین ذرات، باعث گسترش پدیده انحلال فشاری در کنار جسم سخت و در جهت ISA تراکمی می‌شود، در حالی که ممکن است در محل اتصال جسم و خمیره رگه‌های کششی در سمت ISA کششی تشکیل شوند. کانی‌های بلورین جدیدی نیز ممکن است درون این رگه‌های کششی رشد کنند و حاشیه‌های واتنش را در دو سمت هسته سخت مرکزی تشکیل دهند. اگر بلورهای

جنبشی مینا در نرخ متفاوت و متغیر دچار چرخش خواهند شد. وقتی که حاشیه از هسته سخت کنار می رود هندسه بیرونی و داخلی حاشیه به شکل کلی هسته، سطح ناهموار آن و جهت قرارگیری هسته اولیه، نسبت به رشد در حاشیه های واتنش برای بلورهایی که در همبری حاشیه و هسته رشد می کنند تأثیر دارند.

به حالتی می شوند که نمی توان اطلاعات نحوه تشکیل آنها را در موارد قدیمی مشخص ساخت. توسعه حاشیه های واتنش در اطراف هسته های کروی و مکعبی شکل به تفصیل مطالعه شده است. به طور کلی، خصوصیات زیر در آنها مشاهده می شوند. اگر در دگرختی غیر هم محور در حاشیه های واتنش جسم سختی فیبر تشکیل شود، حاشیه و هسته نسبت به محورهای



شکل ۳۰- حاشیه کرنشی، پیریت در مرکز و تجمعاتی از کوارتز به شکل فیبرهای کشیده در اطراف آن در آهک میلونیتی منطقه مورد مطالعه، سوی برش چپ گرد، برش موازی خطوارگی (XY plane) و عمود بر برگوارگی (XZ plane) است، نور ساده.



شکل ۳۱- دورنمایی از درزه های انبساطی در واحد آهک پلاژیک در روستای قشلاق.

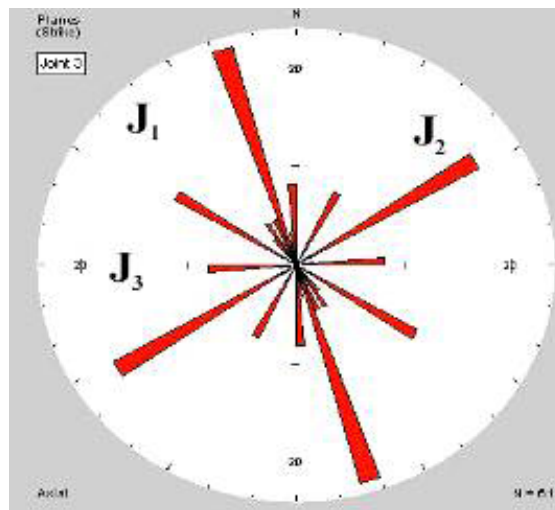
کمی جابه جایی را نشان دهند. ۳- درزه های مرکب برشی و انبساطی: این درزه ها به نام درزه های دورگه نامیده می شوند و علاوه بر مؤلفه ی جابه جایی انبساطی، مؤلفه ی برشی نیز دارند. درزه نگاری از قسمت های مختلف منطقه صورت گرفته است. نمونه ای از درزه های انبساطی در آهک های پلاژیک مربوط به مجموعه افیولیتی در روستای قشلاق وجود دارد که در شکل ۳۱ نشان داده شده است. شکل ۳۲ سه سیستم درزه در منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد که سیستم درزه J دارای شمال غرب - جنوب شرق می باشد که بیشتر درزه های این سیستم از نوع کششی و برشی بوده و پرنشستگی این درزه ها نشان از جوان

۱۲- بررسی درزه ها در پهنه برشی مورد مطالعه در واکنش به نیروهای تکتونیک، علاوه بر گسل خوردگی و سایر ساختارها، درزه ها نیز در کلیه سنگ های ناحیه به وجود آمده اند که آن ها را نیز همانند سایر عناصر ساختاری می توان با توجه به پارامترهای گوناگون طبقه بندی نمود (حاجی حسینلو و نصیری، ۱۳۹۴). درزه ها به سه نوع اصلی تقسیم بندی شده اند (McClay, 1987): ۱- درزه های اتساعی: درزه های انبساطی با صفحه شکستگی عمود بر تنش اصلی حداقل (σ<sub>3</sub>) در جریان تشکیل درزه. ۲- درزه های برشی: غالباً مزدوج و محصور با زوایای ۶۰ درجه یا بیشتر. صفحات درزه ممکن است مقادیر



راستای راستای شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد که بیشتر درزه‌های این سیستم از نوع کششی و برشی بوده و پرنشستگی این درزه‌ها نشان از جوان بودن درزه‌های و فعالیت تکتونیکی جوان می‌باشد.

بودن درزه‌های و فعالیت تکتونیکی جوان می‌باشد. این سیستم درزه بر سیستم درزه  $J_2$  عمود می‌باشد اما نسبت به سیستم درزه  $J_3$  تحت زاویه ۴۵ درجه تشکیل می‌شود این سیستم در اثر گسل‌های معکوس منطقه تشکیل شده‌اند. سیستم درزه  $J_2$  دارای



شکل ۳۲- نمودار گل سرخی امتداد درزه‌های مربوط در منطقه مورد مطالعه، سیستم درزه  $J_2$  بر سیستم درزه  $J_1$  عمود می‌باشد اما نسبت به سیستم درزه  $J_3$  تحت زاویه ۴۵ درجه تشکیل می‌شود این سیستم نیز در اثر گسل‌های شمال منطقه تشکیل شده‌اند. اما سیستم درزه  $J_3$  که عمود بر روند چین خوردگی ناحیه‌ای و از نوع کششی بوده دارای راستای شرقی - غربی می‌باشد و نسبت به بقیه سیستم درزه قدیمی بوده چون توسط رگه‌های کلیستی و کوارتز پر شده‌اند.

می‌شود (Berberian, 2001). وجود نواحی دگرریخت شده در فلات ایران با پهنای ۱۰۰۰ کیلومتر مبین این واقعیت است. بخشی از این همگرایی به صورت امتداد لغزی از شرق ترکیه و بخش دیگر به صورت کوتاه شدگی و راندگی در ففقا ز بزرگ اعمال می‌شود (Jackson, 1992). تکتونیک آذربایجان از پیچیدگی‌های خاصی نسبت به سایر مناطق تکتونیکی ایران برخوردار است به طوری که از کرتاسه و پس از آن این منطقه شاهد فازهای فشارشی و کششی متعددی بوده که هر کدام از آن‌ها ضمن ایجاد ولکانیسم و پلوتونیسم گسترده، ساختارهای تکتونیکی قبل از خود را نیز متأثر کرده و بر پیچیدگی تکتونیکی منطقه افزوده است. گستره مورد مطالعه در این تحقیق، منطقه‌ای را در شمال غرب شهر خوی شامل می‌شود (در امتداد پاره گسلی سیه چشمه - خوی). گسل‌های مهم و تأثیرگذار بر تکتونیک این ناحیه پاره گسلی سیه چشمه - خوی می‌باشد. Karakhanian et al., 2004 گسل خوی - سیه چشمه را گسل راست‌الغز راست گرد معرفی می‌کنند که به نظر آن‌ها و بر اساس نقشه‌های تهیه شده، این گسل جزئی از گسل‌های افشانه‌ای (Splay Fault) مربوط به گسل شمال تبریز می‌باشد. گسل تبریز بخشی از روند ساختمانی منسوب به آناتولی است که پس از ورود

نمودار گل سرخی که از مجموع درزه‌های برداشت شده از منطقه رسم شده است ارتباط هر چه بیشتر درزه‌ها با گسل‌ها را به اثبات می‌رساند. بدین ترتیب درزه‌های ناحیه را می‌توان در دو گروه اصلی رده بندی کرد: گروه اول درزه‌های مرتبط با چین خوردگی و گروه دوم مربوط به گسل‌هایی می‌باشند که معمولاً در اطراف گسل‌ها متمرکز هستند و با کلیت پر شده‌اند. این گروه به ویژه در پیرامون گسل‌های منطقه به وضوح مشاهده می‌شود. در بسیاری از موارد این درزه‌ها درزه‌های مربوط به چین خوردگی را قطع کرده‌اند و برای تعیین سازو کار گسل‌ها استفاده می‌شود. علاوه بر این درزه‌ها که با گسل‌ها زاویه می‌سازند، دسته‌ای دیگر نیز موازی با گسل‌ها هستند و در راستای کلی نمودار گل سرخی درزه‌های ناحیه تأثیر بسزائی داشته است. تحلیل ساختاری دسته‌های شکستگی در مناطق مختلف این را مطرح می‌سازد که برخی از آنها احتمالاً بر اثر سیستم برشی ناشی از حرکات راست‌گرد گسل‌های منطقه تشکیل شده‌اند.

### ۱۳- بحث

فلات ایران با همگرایی بین دو صفحه عربی و اوراسیا (در حدود ۳/۵ میلی‌متر در سال)، دگرشکلی گسترده‌ای را متحمل



و هم میکروسکوپی مشاهده شده است. بودین‌های موجود در بازالت‌های روستای قریس از نوع گسیخته هستند ولی بودین‌های میکروسکوپی همراه با چین خوردگی هستند و در اسلیت‌های منطقه وجود دارند. از ساختارهای نیمه‌شکنا در منطقه می‌توان به رگه‌های پوششی که به صورت مزدوج در مرزهای روستاهای قریس وجود دارد اشاره کرد. وجود ساختار قفسه‌کتابی در پورفیرو کلاست‌های منطقه و بلورهای ماهی‌گون، دگرشکلی و شکل‌گیری پهنه‌ی برشی قریس را در شرایط دمای پایین (۳۰۰ تا ۴۰۰ سانتیگراد) نشان می‌دهد (Passchier and Trouw, 200) اما میلونیتی شدن دانه‌های کوارتز در منطقه، نشانه شرایط دمای متوسط (Trouw et al., 2010) در پایان میلونیتی شدن و شکل‌گیری پهنه‌برشی قریس است. در این منطقه شواهد حرکت توأم امتدادلغز و شیب‌لغز (نرمال) از قبیل صفحات S و C، بلورهای فلدسپات و کوارتز قطعه قطعه شده، ساختارهای قفسه‌کتابی در مقیاس مزوسکوپی و ریزساختار قفسه‌کتابی، انواع ساختارهای ماهی‌گون و پورفیروکلاست‌های پوششی بیان‌گر آنند که تغییرات شکل‌پذیر حرکت توأم امتدادلغز و شیب‌لغز را نشان می‌دهند. در این زون، برگوارگی‌های میلونیتی شیب‌لغز دارای شیب زیادتری هستند ولی برگوارگی‌های میلونیتی امتدادلغز دارای شیب به نسبت کم‌تری می‌باشند.

#### ۱۴- نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد موجود در منطقه مورد مطالعه و بحث‌های انجام شده در ارتباط با آن‌ها، نتایج زیر حاصل شده است:

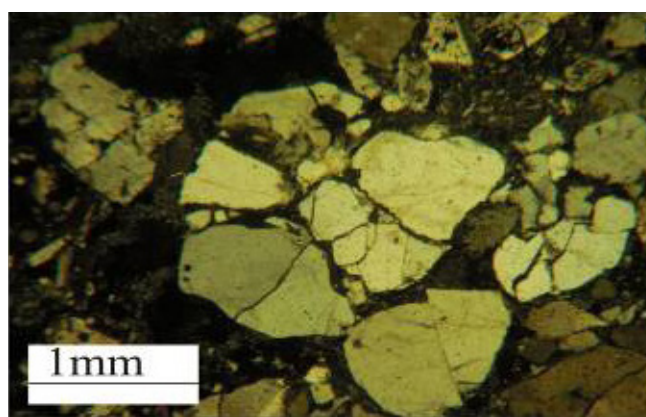
- ۱- گسل زرآباد جز گسل افشانه‌ای سیه‌چشمه - خوی می‌باشد. گسل‌های گلوانس، گوردیک، شیون - شوریک و قشقابلاغ - قریس نیز جز گسل‌های افشانه‌ای گسل زرآباد می‌باشند.
- ۲- محدوده مورد پژوهش تحت تأثیر مراحل دگرشکلی شکنا، شکل‌پذیر، نیمه‌شکنا و شکنا - شکل‌پذیر قرار گرفته است.
- ۳- در رابطه با رگه‌های پوششی، دگرشکلی‌های صورت گرفته در منطقه از نوع برش ساده و غیرهم محور می‌باشد. آخرین مرحله دگرشکلی در محدوده رگه‌های ان‌اشلان یا پوششی می‌باشد.
- ۴- تحلیل فابریک ریزساختاری منطقه نشان می‌دهد که تشکیل زون برشی مرتبط با دگرشکلی و تنش قوی در همه مقیاس‌ها است.
- ۵- مشاهده توسعه ریزساختاری کلیواژ در اسلیت‌ها نشان می‌دهد که کلیواژهای کنگره‌ای درون زون‌های برشی توسط فرآیند انحلال فشاری خوب توسعه یافته‌اند.

به ایران تغییرات وسیعی را در واحدهای تکتونیکی شمال غرب کشور به وجود آورده است. اغلب پدیده‌های مرتبط با این گسل در رخساره‌های ماگمایی سنوزوییک مشاهده شده است. انشعابات گسلی ضمن عبور از رخنمون‌های زمین‌شناسی نئوژن، موجب پیدایش تنش‌های ساختمانی وسیعی گردیده که در شرایط بحرانی باعث دگرشکلی و گسیختگی فابریک سنگی منطقه شده است. رویدادهای لرزه‌های بیان‌گر افزایش فشارهای تکتونیکی در سطح پوسته شکنا بوده است (نوری‌مخوری و همکاران، ۱۳۹۴). ادامه شرقی گسل افشانه‌ای خوی - سیه‌چشمه به سمت نواحی مرکزی و تا حدودی شرقی خوی مربوط به گسل‌های فرعی در زیر ناحیه ساختمانی زرآباد می‌باشد. یکی از شاخه‌های این پهنه گسلی دقیقاً از میانه این دشت می‌گذرد (شکل ۶). زیر پهنه ساختمانی زرآباد در زیر پوششی از سنگ‌های مزوزوییک و سنوزوییک قرار گرفته و اثری از واحدهای قدیمی‌تر در آن‌ها دیده نمی‌شود (شکل ۵). از دیگر ویژگی‌های آن رخنمون وسیع سنگ‌های افیولیتی مانند سنگ‌های فوق‌بازیک، بازالت‌های بالشی، سنگ‌های آهکی پلاژییک و سنگ‌های دگرگونه و نهشته‌های فلیش پالئوسن - اتوسن است که اغلب همبری گسلی با یکدیگر نشان می‌دهند. با توجه به نوع سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی محیط تشکیل آن‌ها عمیق تا کم عمق است. با توجه به نقشه‌ی گسل‌ای منطقه، گسل گلوانس، گسل گردیک، گسل شیون - شوریک، گسل قریس - قشقابلاغ جز گسل‌های افشانه‌ای مربوط به گسل زرآباد می‌باشند. این گسل‌ها از نوع شیب‌لغز معکوس با مؤلفه امتداد لغز راست گرد هستند (شکل ۶). طی بازدیدها و برداشت‌های صحرایی از پهنه مورد مطالعه (مناطق قریس، گوردیک، قشلاق و حصار - بلجوجک) و بررسی نمونه‌های میکروسکوپی، شواهد برشی شکنا، شکل‌پذیر و شکنا - شکل‌پذیر (حد واسط) مشاهده شده است. در محدوده مورد مطالعه، تحرک و فعالیت گسل‌ها موجب خوردشدگی سنگ‌ها (مجموعه افیولیتی)، گسل خوردگی‌ها، ایجاد گوشه‌گسلی، برش گسلی، خش گسلی و در مقیاس میکروسکوپی سنگ‌های کاتا کلاستیک شده است (شکل ۳۳).

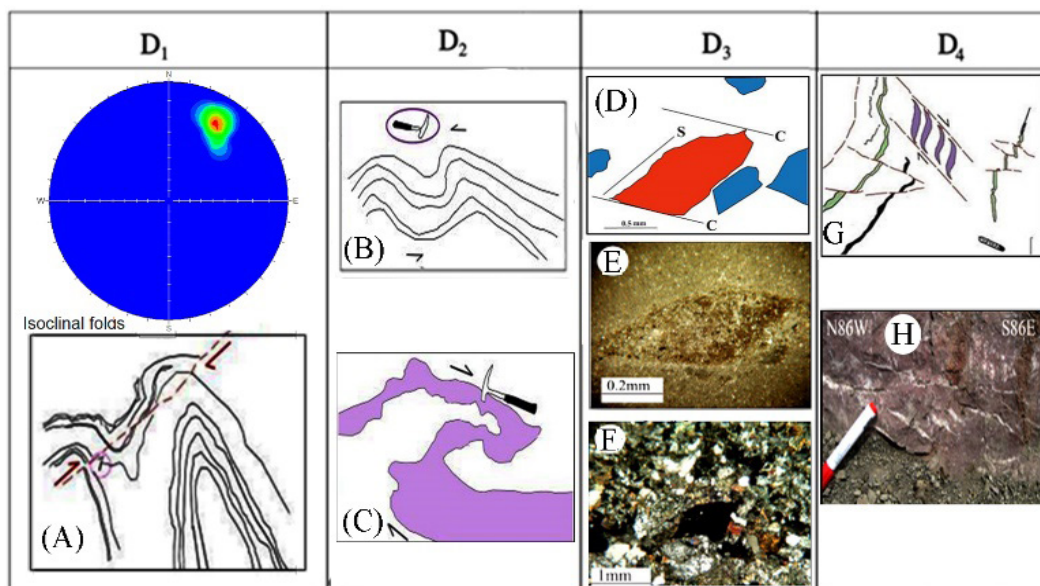
از ساختارهای شکل‌پذیر در مقیاس مزوسکوپی و ماکروسکوپی می‌توان به انواع مختلفی از چین‌ها مانند چین‌های نامتقارن، چین‌های غلافی در مقیاس میکروسکوپی و چین‌های مکرر، چین‌های ناهم‌انگ در شیست‌های در روستای قشلاق اشاره کرد. بودیناژها از مهم‌ترین ساختارهای شکنا - شکل‌پذیر می‌باشند. این ساختار هم در نمونه‌های ماکروسکوپی



- ۶- نشان‌گرهای جنبشی ماکروسکوپی و میکروسکوپی شامل: باندهای برشی، چین‌های نامتقارن، بلورهای ماهی‌گون و دانه‌های شکسته شده جابه‌جا شده نشان می‌دهد که سوی برش در منطقه راست‌گرد می‌باشد.
- ۷- در این منطقه فابریک‌های برشی توسط گسل‌ها قطع شده است و این امر دلیلی بر جوان بودن ساختارهای شکنا بر ساختارهای شکل‌پذیر است.
- ۸- انواع مختلف برگ‌وارگی در نمونه‌های صحرایی و میکروسکوپی در اسلیت‌ها و شیب‌های روستای قشلاق و ساختار S-C در گرانیت میلوئیتی منطقه نیز یک شاهد دیگر از ساختارهای شکل‌پذیر در این منطقه می‌باشد.
- ۹- منطقه مورد مطالعه در یک سیستم امتدادلغز-فشارشی راست‌گرد واقع است که با توجه به شرایط حاکم در زمان دگرشکلی، منجر به دگرشکلی امتدادلغز-فشارشی راست‌برشکنا و شکل‌پذیر در منطقه شده است.
- با استفاده از نتایج به دست آمده از پهنه‌ی برشی قریس چهار فاز دگرشکلی شناسایی و بررسی شده است. فازهای دگرشکلی در منطقه‌ی مورد پژوهش به ترتیب عبارتند از (شکل ۳۴):



شکل ۳۳- نمونه میکروسکوپی کانا کلاستیک که در آن بلورهای کوارتز تحت تأثیر ریز گسل شکسته شده‌اند. برش موازی خط‌وارگی (XY plane) و عمود بر برگ‌وارگی (XZ plane) است، نور پلاریزه.



شکل ۳۴- خلاصه‌ای از ساختارهای اندازه‌گیری شده (تصاویر استریوگرافیک) و مشاهده شده در صحرا، A- فاز دگرشکلی D<sub>1</sub>، ساختارهای ایجاد شده در این فاز دگرشکلی، چین‌های هم‌شیب، B, C- فاز دگرشکلی D<sub>2</sub>، ساختارهای رخ داده در این فاز دگرشکلی، B: چین‌های برشی از نوع S شکل و C: چین‌های برشی از نوع Z شکل، D, E, F- فاز دگرشکلی D<sub>3</sub>، از ساختارهای ایجاد شده در این مرحله دگرشکلی، می‌توان ساختار S-C و بلورهای ماهی‌گون نام برد. D: ساختار S-C، E, F: بلورهای ماهی‌گون، G, H- فاز دگرشکلی D<sub>4</sub>، ساختارهای رخ داده در این فاز دگرشکلی، G, H: رگه‌های پوششی.



این فاز رگه‌های پوششی نسل اول ( $e_1$ ) و رگه‌های بودین چین خورده تشکیل می‌شوند. ولی مهمترین ساختارهای مربوط به این فاز مرتبط با حرکات برشی در این منطقه است از قبیل بلورهای ماهی‌گون، پورفیروکلاست‌های پوششی و صفحات S-C. پس می‌توان این رویداد را به عنوان یک فاز دگرشکلی شکنا - شکل پذیر در نظر گرفت. این فاز مهمترین فاز دگرشکلی در این منطقه می‌باشد که سبب توسعه ساختارهای مرتبط با حرکات برشی گردیده و بسیاری از ساختارهای قدیمی را از میان برده و یا تحت تأثیر قرار داده است.

۴- فاز دگرشکلی چهارم (D4): فاز دگرشکلی چهارم D4 آخرین فاز دگرشکلی صورت گرفته در پهنه‌ی برشی قریس می‌باشد. که موجب ایجاد ساختارهایی نظیر، رگه‌های پوششی نسل دوم ( $e_2$ ) و برگوارگی‌های انفصالی حاصل از انحلال، اغلب گسل‌های جوان گردیده است. که نمی‌توان سن دقیقی برای این فاز دگرشکلی تعیین نمود. وقوع این فاز در طی دوران سنوزوئیک بوده و موجب گسترش ساختارهای مرتبط با حرکات برشی در منطقه گردیده و بعضی ساختارهای جوان نظیر برگوارگی‌های حاصل از انحلال را به وجود آورده است.

۱- فاز دگرشکلی اول (D1): مطالعات و بررسی‌های ساختاری و ریز ساختاری صورت گرفته در پهنه‌ی برشی قریس قدیمی‌ترین فاز کوهزایی مؤثر بر منطقه، فاز دگرشکلی D1 تعیین شده است. در طی این فاز، منطقه تحت تأثیر دگرگونی تا حد رخساره‌ی شیبست سبز قرار گرفته است. که موجب ایجاد چین‌های هم‌شیب و باعث چین خوردگی سنگ‌ها در اعماق شده و برگواره غالب (S1) در ساختارهای میکروسکوپی منطقه شکل گرفته است این برگواره هم‌زمان با دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه توسعه یافته است.

۲- فاز دگرشکلی دوم (D2): دومین فاز دگرشکلی در این ناحیه، فاز دگرشکلی شکل پذیر D2 است که در طی این فاز برگواره‌ی S1 چین خورده و کلیواژ کنگره‌ای F1 به موازات محور چین‌های کنگره‌ای گسترش یافته است. ایجاد چین‌های برشی منطقه مورد مطالعه را می‌توان به فاز دگرشکلی D2 نسبت داد. چین‌های نامتقارن برشی از نوع S و Z شکل در میلونیت‌ها براساس شواهد ساختاری مشخص می‌گردد که عامل این دگرشکلی نیروهای ناشی از حرکت امتدادلغز گسل‌ها در راستای NNW بوده است که به توسعه فابریک میلونیتی در گرانت‌ها نیز منجر شده است.

۳- فاز دگرشکلی سوم (D3): فاز دگرشکلی نوع سوم (D3) از مهمترین فاز دگرشکلی در منطقه است تحت تأثیر



## منابع

- اسماعیلی، س.، خطیب، م.م.، نظری، ح.، بورگ، ژ.پ.، غلامی، ا.، (۱۳۹۸) دگرریختی ثقلی ژرف شیب، در حوضه کششی سیه چشمه: امتداد گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی، پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال هشتم، شماره ۱، ص ۲۱۶-۱.
- آقنابتی، ع. (۱۳۷۹) پهنه‌های رسوبی-ساختاری عمده ایران (کارت پستال)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سلگی، ع.، حاجی حسینلو، ح.، (۱۳۸۹) تکتونیک مناطق برشی، انتشارات دانشگاه آزاد واحد علوم و تحقیقات تهران، ۱۷۶ صفحه.
- حاجی حسینلو، ح.، (۱۳۹۵) پتروفاوریک، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوی، ۳۰۱ ص.
- حاجی حسینلو، ح.، پدیدار، ر.، (۱۳۹۴) تحلیل ساختارها و ریزساختارهای برشی در طول راندگی خوی ابوالفضل، شمال شرق، مجله علمی - پژوهشی زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه اهواز، جلد ۵، شماره ۱۸، ص ۱۷-۱.
- حاجی حسینلو، ح.، سلگی، ع.، محجل، م.، پور کرمانی، م.، (۱۳۹۳) توزیع دگرریختی در پاسخ به برخورد ترفشارش مایل صفحه عربی با بلوک البرز غربی-آذربایجان، در زون برشی خوی. فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی، شماره ۹۴، ص ۱۹۶-۱۸۱.
- حاجی حسینلو، ح.، نصیری، م.، (۱۳۹۴) تحلیل ساختاری از سیستم شکستگی‌های محدود‌دهی بند ارومیه، مجله علمی-پژوهشی زمین‌ساخت دانشگاه بیرجند، سال اول، شماره ۴، ص ۱۱-۱.
- عزیزی، ح.، (۱۳۸۰) پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی شمال خوی، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۵۳ صفحه.
- رادفر، ج.، امینی، ب.، (۱۳۷۸) نقشه زمین‌شناسی ورقه خوی، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نوری‌مخوری، ا.، زمانی، ب.، مؤید، م.، (۱۳۹۴) بررسی پتانسیل حرکتی گسل شمال تبریز، فصلنامه علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات مواد معدنی (زمین‌ساخت)، دوره ۲۴، ص ۳۲۲-۳۱۳.
- ..نبوی، م.ح.، (۱۳۵۵). دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، تهران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Berberian, M., (2001) Contribution to archeological data to studies of earthquake history in Iranian plateau. *Journal of Structural geology*, 23: 563-584.
- Copley, A., and Jackson, J. (2006) Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau. *Tectonics*, volume 25.
- Fossen, H., Tikoff, B., (2010) Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic setting. *Journal of Structural Geology* 15, 413-422.
- Goscombe, B., Passchier, C.W., Hand, M., (2004) Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26, 739-763.
- Hanmer, S., Passchier, C., 1991. Shear-sense indicators: A review. *Geological Survey of Canada*, P. 90-117.
- Jackson, J., (1992) Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey.
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotten, J., Emami, H., (2004) New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *J. Asian Earth Sciences* 23, 507-535.
- Karakhanian, A.S., Trifonov, V.G., Philip, H., Hessiani, K., Jamali, F., Bayraktutan, M.H., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., Adilkhanyan., A., (2004) Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics* 380, 189- 219.
- McClay, K., (1987) The mapping of geological structures. New York, John Wiley and Sons.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., (2005) *Microtectonics*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 366.
- Ramberg, H., (1963) Evolution of drag folds *Geological Magazine*, V.100, P.97-100.
- Ramsay, J.G., (1967) *Folding and fracturing of rocks*. New York: McGraw-Hill, 568PP.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., (1987) *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London.
- Ten Grotenhuis, S.M., Trouw, R.A.J., Passchier, C.W., (2003) Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics* 372, 1-21.
- Twiss, R.J., Moores, E.M., (1992) *Structural Geology*. New York: Freeman, 83-92.
- Trouw, T.R.A., Rudolph, A.J., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010. *Atlas of Mylonites- and related microstructures*. Springer, pp.322

## Reference:

**Deformational phases introducing in the Gheris shear zone,  
northwestern Khoy**

**Hassan Haji Hosseinlou**

Department of geology, Khoy branch, Islamic Azad University, Khoy, Iran



**Abstract:**

The study area is located 34 km from Khoy city in North West Iran. This zones formation basically ophiolitic complex. In this research field surveys were carried out for structural measurements, during which major and minor faults and shear zones were made. One of the structural features of the Gheris shear zone is the presence of ductile and brittle shear zones. Mesoscopic and microscopic scale analysis carried out for determining the deformation history of the area. In the Gheris shear zone (GSZ), tectonics structures and microstructures analys based on field study and statistical methods indicate that dominant fabrics have been deformed in the NE-SW direction. In the GSZ, comparison of kinematic and geometric analysis in brittle, ductile and brittle- ductile shear zone indicated that these deformations were created in a five deformational event and different physical conditions. The obtained results, four deformation phase (D1-D4) identified in GSZ. The most important deformation mechanisms including: S-C fabrics, mineral fish, S-shaped and Z-shaped shear folds and mantled porphyroclasts throughout the field area indicate dextral deformation. In this shear zone, the most reliable shear sense markers in high grade and shear sense indicators indicated that the Gheris shear zone deformed via dextral tectonics regime.

**Keywords:** Structures of shear zone, Deformation phase, Deformation mechanisms, Dextral tectonics, Gheris.