

## بررسی ساختارهای منطقه برشی بدل آباد در شمال خوی

حسن حاجی حسینلو\*

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

پذیرش ۹۹/۰۵/۲۵

دریافت ۹۸/۱۰/۰۴

### چکیده

منطقه برشی بدل آباد در شمال خوی و در شمال باختری ایران قرار دارد، این منطقه شامل سنگ‌های دگرگونی مانند گنایس، آمفیبولیت گنایسی، گابرو میلونیتی، دیوریت و گرانیت میلونیتی است که تحت تأثیر دگرشکل‌های شکل‌پذیر و شکننده-شکل‌پذیر قرار گرفته است. بررسی‌های ساختاری و ریزساختاری منطقه برشی معکوس با مؤلفه راست گرد را در منطقه بررسی شده تأیید می‌کند. سه فاز دگرشکلی در منطقه برشی بدل آباد تشخیص داده شد (D1-D3). فازهای D1/D2 به وسیله چین‌های موازی، برگوارگی‌های سطح محوری S1 و S2 که نشان‌گر اعمال تنش  $\sigma_1$  در راستای شمال خاور- جنوب باختر را نشان می‌دهد تشخیص داده شده‌اند. نوع دگرشکلی شکل‌پذیر است که نشان‌گر برش راست‌گرد است و اولین فاز اعمالی در منطقه است. چین‌های متعلق به فاز D3 معمولاً از نوع چین‌های نامتقارن باز تا فشرده است که به وسیله برگوارگی میلونیتی روی هم چاپ شده است. آثار دگرشکلی شکل‌پذیر در پرفیروکلاست‌های کوارتز و شکننا در پرفیروکلاست‌های فلدسپار می‌توان به‌عنوان یک فاز دگرشکلی شکننا- شکل‌پذیر در نظر گرفت که نشان‌گر برش راست‌گرد و اعمال تنش  $\sigma_1$  در راستای شمال باختری- جنوب خاوری است و سومین فاز اعمالی در منطقه است. حرکات همگرایی مایل راست‌گرد مرتبط با فاز D3 و D2 پاسخی برای تشکیل زون برشی است که نشان‌گر برش راست‌گرد است و نشان‌گر اعمال تنش  $\sigma_1$  در راستای شمال خاوری- جنوب باختری است. از دیدگاه تکتونیکی منطقه بررسی شده فشارش همگرایی راست‌گرد را به‌خوبی نشان می‌دهد عامل این رژیم تکتونیکی برخورد مایل پلاتفرم عربی با بلوک البرز باختری- آذربایجان است که در اثر برخورد به دو مؤلفه فشارشی و برشی تفکیک شده است. تنش فشاری چین‌خوردگی و راندگی و تنش برشی عامل مؤلفه امتدادلغزی راست‌گرد در زون برشی بدل آباد شده است.

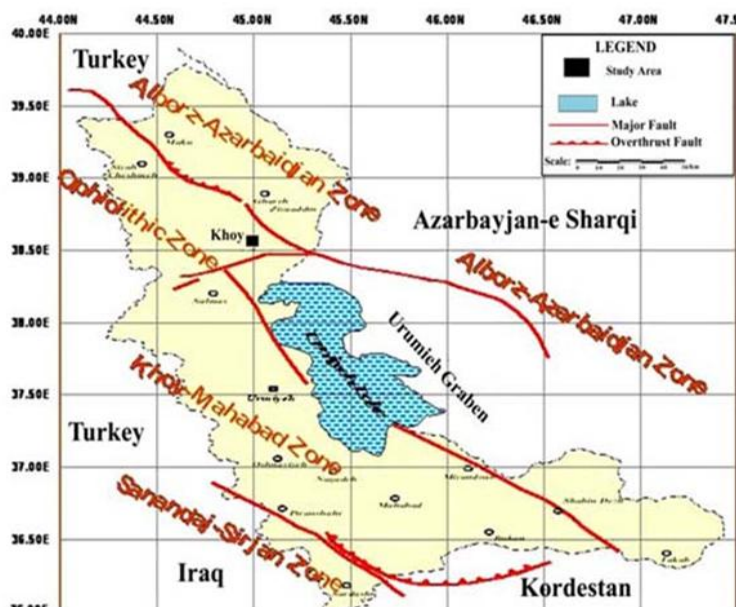
واژه‌های کلیدی: خوی، منطقه برشی، فاز دگرشکلی، همگرایی مایل راست‌گرد، مطالعه ریزساختاری.

### مقدمه

منطقه بررسی شده بین طول‌های جغرافیایی  $45^{\circ} 44'$  تا  $44^{\circ} 58'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $32^{\circ} 38'$  تا  $38^{\circ} 40'$  شمالی در شمال باختری ایران قرار دارد. ناحیه بررسی شده بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) در محدوده‌ای بین دو زون البرز و آذربایجان (ایران مرکزی) و زون آمیزه رنگی شمال غرب ایران (زون افیولیتی)، بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران [۲۲]، بخشی از کمربند دگرگونی و افیولیتی سنندج-سیرجان و بر اساس تقسیمات افتخارنژاد (۱۳۵۹) بخشی از زون آمیزه رنگی و افیولیتی و بر اساس تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی- رسوبی ایران، آقناباتی (۱۹۹۸) جزء منطقه افیولیتی محسوب می‌گردد (شکل ۱). تحقیقات بسیار گسترده‌ای روی مناطق برشی انجام شده است و این مناطق را از جنبه‌های گوناگون علوم زمین بررسی کرده‌اند، در ایران این تحقیقات بسیار جوان است و تاکنون توجه جدی به این مناطق نشده است. در سال‌های اخیر تعداد انگشت شماری از محققان در مناطق برشی ایران بررسی‌هایی انجام داده‌اند که در هر کدام از این تحقیقات بخش کوچکی از این مناطق را بررسی کرده‌اند و تاکنون پژوهش‌های جامعی روی منطقه برشی منطقه بررسی شده انجام نگرفته است. در این پژوهش‌ها کمپلکس افیولیتی خوی بیش‌تر از کمپلکس سنگ‌های دگرگونی خوی

به وسیله زمین‌شناسان ایرانی و دیگران بررسی شده است اما تا به حال پژوهش‌های جامع ساختاری و ریزساختاری روی منطقه برشی بدل‌آباد انجام نشده است و پژوهش‌های قبلی بیش‌تر روی چینه‌نگاری، ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی، پترولوژی و ساختاری خوی بوده است که عبارتند از: حسنی‌پاک و قاضی (۲۰۰۰)، خلعت‌بری جعفری و همکاران (۲۰۰۴)، پساگنو<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۵)، عزیزی و همکاران (۲۰۰۶)، منصف و همکاران (۲۰۱۰)، عزیزی و همکاران (۲۰۱۰).

پایانامه کارشناسی ارشد حقی‌بیگی (۱۳۷۵) و نیکروز (۱۳۷۴) که هر دو سنگ‌های اوالترامافیک و مافیک را بیش‌تر بررسی کرده‌اند و معتقد به منشأ اقیانوسی این مجموعه هستند و کار خاصی روی سنگ‌های دگرگونی منطقه انجام نداده‌اند. پایان‌نامه کارشناسی ارشد نوروزی (۱۳۷۹) در مورد ویژگی‌های ساختاری پهنه‌های برش نرم و ترد در گستره خوی بوده است که از دیدگاه زمین‌ساختی مجموعه افیولیتی منطقه را به‌عنوان بقایای شاخه‌ای از اقیانوس نئوتتیس معرفی کرده است که بین صفحه‌های ایران و ترکیه قرار داشته است و اعتقاد دارد این حوضه اقیانوسی دست‌کم تا کرتاسه بالایی وجود داشته است. با شروع همگرایی بین صفحه‌های ایران و ترکیه، حوضه اقیانوسی بین آن‌ها شروع به بسته شدن کرده است. ایشان معتقد است که پهنه‌های برشی نرم منطقه در مرز صفحه فرورونده اقیانوسی و صفحه فرادیواره قاره‌ای شکل گرفته‌اند. در قسمت‌های ژرف پهنه برش نرم و در بخش‌های سطحی آن دگرریختی ترد روی داده است.



شکل ۱. زیر تقسیمات اصلی تکتونیکی در استان آذربایجان غربی

حسینی‌پاک و قاضی (۲۰۰۰)، اولین گزارش پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های خوی را ارائه کردند. این محققان با توجه به تجزیه‌های شیمیایی، سنگ‌های بازالتی منطقه را از نوع توله‌ایت مفاکی و دگرگونی منطقه را ناشی از دگرگونی قاعده افیولیت-ها دانسته‌اند. عزیزی (۱۳۸۰) که بیش‌تر پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی شمال خوی را بررسی کرده و معتقد است که عامل تکتونیکی در مورد تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه با فشار متوسط، ضخیم شدن پوسته در طول تکتونیک برخوردی بوده است.

خلعت‌بری جعفری و همکاران (۲۰۰۴) نقشه زمین‌شناسی جدیدی از این منطقه ارائه داده‌اند و مهم‌ترین نتیجه‌گیری حاصل این است که در منطقه خوی یک کمپلکس افیولیتی وجود نداشته و دو کمپلکس افیولیتی موجود است. پساگنو و همکاران (۲۰۰۵) با ارائه مقاله تحت عنوان چینه‌شناسی تکتونیکی کمپلکس خوی، شمال‌غرب ایران، و با ترکیب بررسی‌های چینه-

1. Pessagno

شناسی زیستی، چینه‌شناسی زمانی، ژئوشیمی، ژئومتری، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی دو یا شاید سه باقی‌مانده‌های افیولیتی در خوی تشخیص داده‌اند. منصف و همکاران (۲۰۱۰) با بررسی پریدوتیت‌های کمپلکس افیولیتی خوی، معتقدند سکانس گوشته کمپلکس افیولیتی خوی با محیط زون فرورانش سوپرا<sup>۲</sup> متعلق به گسترش کم حوضه‌های پشت کمانی است. عزیزی و همکاران (۲۰۱۰) با سن‌یابی ایزوتوپی کمپلکس دگرگونی منطقه، بازبینی مهمی از سن سازند و منشأ ماگما بازی ارائه داده‌اند. حاجی-حسینلو و همکاران، (۱۳۹۳) معتقدند که در زون برشی خوی، ساختارها و ریزساختارهای نشان‌گر برش معکوس و امتدادلغز راست‌گرد با هم‌دیگر مشاهده می‌شوند که بیان‌گر وقوع توزیع در این زون است. آنها باور دارند که نیروهای تکتونیکی مایل نسبت به زون دگرریختی منطقه خوی در اثر تکتونیک هم‌گرا بین صفحه عربی و بلوک آذربایجان-البرز غربی در شمال غرب ایران روی داده است. بررسی‌های ساختاری و ریزساختاری در منطقه‌های برشی، کمک شایانی در شناخت سازوکارهای ایجاد آن‌ها و جهت تنش‌های وارده در این مناطق است. ساختارهای فراوانی در این منطقه و در مقیاس‌های مختلف (به‌ویژه در مقیاس میکروسکوپی و مزوسکوپی) وجود دارد. در این منطقه چین‌خوردگی‌های برشی، رگه‌های پوششی، گسل‌ها، رگه‌های کوارتز بودین شده، خطوارگی‌ها و برگوارگی‌های میلونیتی، کلیواژ کنگره‌ای، مهاجرت مرز دانه‌ای، تبلور مجدد مکانیکی، خاموشی موحی، میکاماهی، حاشیه کرنشی، پورفیروکلاست‌های پوششی، پورفیروبولاست‌ها، سیگموئیدها و میکروبودین‌های نامتقارن و غیره قابل مشاهده هستند که تحت تأثیر دگرشکلی‌های شکنا - شکل پذیر قرار گرفته‌اند. هم‌چنین در این مقاله سعی شده است به این سوالات پاسخ داده شود:

- (الف) مهم‌ترین مکانیسم‌های دگرشکلی در منطقه بررسی شده کدامند؟  
 (ب) هندسه منطقه برشی و گسترش آن چگونه است؟  
 (ج) شاخص‌های جنبشی برای پی بردن به سوی منطقه برش کدامند؟  
 (د) ارتباط بین تکتونیک برشی و دیگر مکانیسم‌های دگرشکلی در منطقه چگونه است؟

## مواد و روش‌ها

طی پژوهش‌های صحرایی برداشت‌های ساختاری مورد نظر در برش‌های تعیین شده انجام گرفت. برای انجام پژوهش‌های ریزساختاری از تمام سنگ‌های منطقه بررسی شده حدود ۱۰۰ مقطع نازک جهت دار تهیه شد و برای تهیه مقاطع نازک جهت‌دار، برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی انجام شد. دلیل نمونه‌برداری از سنگ‌های منطقه، تعیین شرایط دگرگونی در فازهای دگرشکلی و تعیین جهت برش در مقاطع است. به‌منظور بررسی جنبشی منطقه بررسی شده، نتایج حاصل با وضعیت ساختاری هر نمونه و برداشت‌های صحرایی ترکیب شد. بررسی‌های آزمایشگاهی شامل بررسی ارتباط تبلور برخی از کانی‌ها با دگرریختی، سازوکارهای دگرریختی و شاخص‌های سوی برش بوده است. تفکیک مراحل دگرریختی در واحدهای مختلف با بهره‌گیری از شواهد صحرایی و پژوهش‌های میکروسکوپی انجام شده است و با توجه به بافت موجود در سنگ‌ها و رابطه پورفیروبولاست‌ها با برگوارگی‌های موجود، ارتباط بین مرحله‌های دگرریختی با مرحله‌های دگرگونی تفسیر شده است.

## زمین‌شناسی منطقه بررسی شده

### ۱. سنگ‌های کمپلکس دگرگونی

سنگ‌های ژوراسیک بیش‌ترین گسترش را در منطقه دارند این سنگ‌ها بیش‌تر شامل کمپلکس سنگ‌های دگرگونی بوده است. عزیزی و همکاران (۲۰۱۰) از طریق سن‌سنجی رادیومتری روبیدیم-استرانسیم سن ۱۴۶ میلیون سال برای این سنگ‌ها

2. Supra

در نظر گرفته‌اند. در منطقه بررسی شده، کمپلکس سنگ‌های دگرگونی بیش‌تر شامل متابازیت‌ها است (شکل ۲).

## ۲. متابازیت‌ها

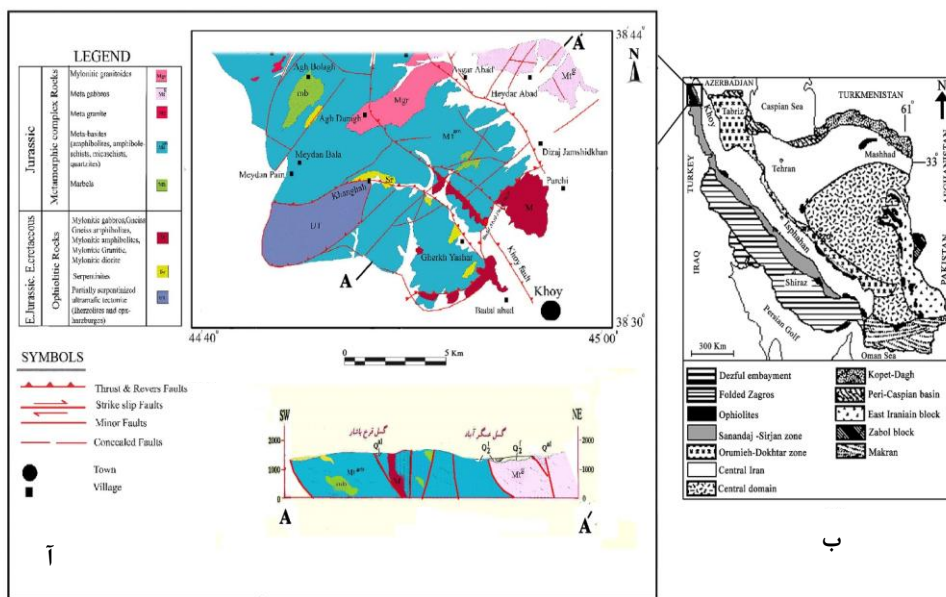
متابازیت‌ها در کل منطقه بررسی شده گسترش فراوانی دارند. به‌طوری‌که بین ۴۰ الی ۵۰ درصد حجم کل سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها شامل شیست‌سبز، آمفیبولیت هستند [۸]. متابازیت‌هایی که در رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند دارای اپیدوت، کلریت، آلبیت و اکسید آهن هستند. با افزایش دما این کانی‌ها ناپایدار گشته و در آن‌ها هورنبلند ظاهر شده است، به‌طوری‌که دو کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز حجم عمده این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. در بعضی از متابازیت‌ها گارنت نیز به‌وجود آمده که با توجه به فراوانی گارنت در آن‌ها، گارنت آمفیبولیت نام گرفته‌اند [۸]. در بعضی بخش‌ها علاوه بر گارنت، دیوپسید نیز متبلور شده و مقدار آن در برخی از نمونه‌ها بیش از ۵ درصد حجم سنگ را می‌سازد. با توجه به موارد مذکور می‌توان متابازیت‌ها را از لحاظ پتروگرافی به پنج گروه شیست‌سبز، اپیدوت‌آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت، گارنت-دیوپسید آمفیبولیت و دیوپسید آمفیبولیت تقسیم کرد. پیش سنگ متابازیت‌های شمال خوی گابرو و بازالت با سرشت تولییتی و کالکوالکال و متاسدیمنت‌ها غالباً پلیتی بوده است که با رسوبات کربناته و تخریبی همراه بوده‌اند. درجه دگرگونی در این سنگ‌ها از رخساره شیست‌سبز تا آمفیبولیت فوقانی تغییر می‌کند [۹]. متابازیت‌های منطقه بررسی شده دارای ساخت و بافت گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک بوده است و ترکیب کانی‌شناسی نسبتاً ساده‌ای دارند زیرا عمدتاً از آمفیبول و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. در بعضی نمونه‌ها به مقدار ناچیز کلینوپیروکسن، گارنت، تیتانیت (اسفن)، مگنتیت، اپیدوت و کلریت نیز یافت می‌شود.

## ۳. سنگ‌های کمپلکس افیولیتی

سنگ‌های کمپلکس افیولیتی منطقه برشی خوی به سن ژوراسیک آغازین-کرتاسه آغازین که بیش‌تر شامل سرپانتین، گنایس میلونیتی، آمفیبولیت گنایسی، گابرو میلونیتی، آمفیبولیت میلونیتی، دیوریت میلونیتی، گرانیس میلونیتی، گرانودیوریت میلونیتی، سرپانتینت، لرزولیت و هارزبورژیت که تحت تأثیر دگرریخت‌های شکل‌پذیر و شکننده-شکل‌پذیر قرار گرفته است. اولترامافیک‌ها نیز بیش‌ترین گسترش در منطقه دارند. در منطقه بررسی شده دو مجموعه اولترامافیک جدا از هم دیده می‌شود. یکی به‌صورت سفره رورنده و دیگری به‌صورت اولترامافیک‌های در هم آمیخته با رسوبات. اولترامافیک‌ها در منطقه بدل-آباد به‌صورت سفره روی سنگ‌های کمپلکس دگرگونی منطقه برشی خوی رانده شده‌اند و در مناطق دیگر به‌وسیله منطقه‌های گسلی از متابازیت‌ها جدا می‌شوند (شکل ۲).

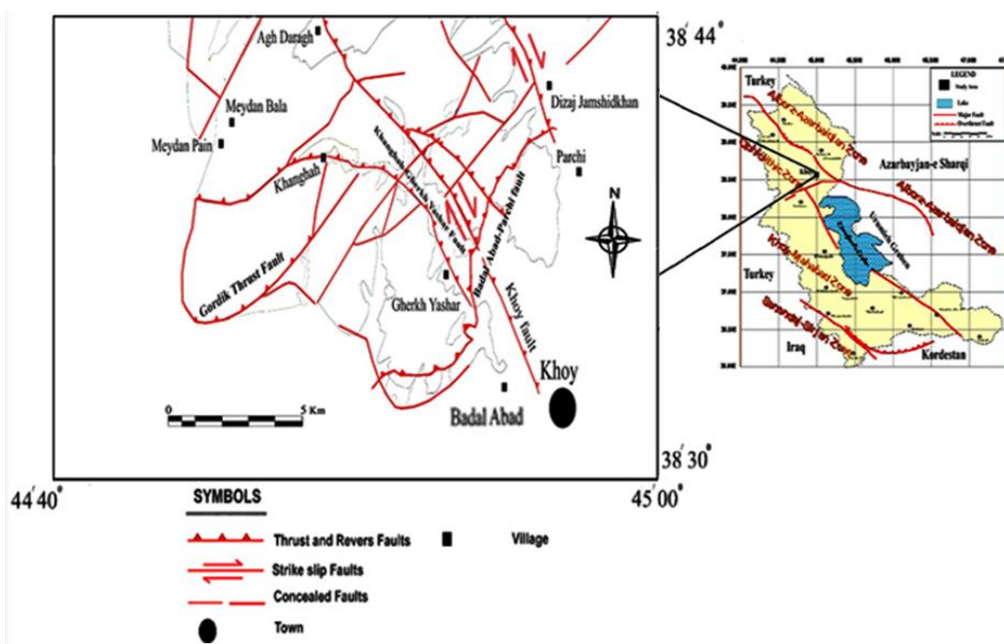
## زمین‌شناسی ساختاری منطقه بررسی شده

منطقه برشی بدل‌آباد با راستای شمال باختر-جنوب خاور به موازات گسل‌راندگی خوی قرار دارد این گسل با راستای شمال باختر-جنوب خاور تقریباً تمام منطقه بررسی شده را دربرمی‌گیرد. این منطقه لبه شمالی منطقه دگرگونی سندج-سیرجان را محدود می‌کند [۱۶]. عناصر ساختاری، ابزارهای مهم شناخت دگرریختی‌ها و دست‌یابی به الگوی دگرریختی ناحیه‌ای هستند. دست‌یابی به این مهم، جزء از راه تحلیل دقیق ویژگی‌های هندسی و جنبشی ساختارها، ممکن نیست. بر مبنای برداشت‌ها و بررسی‌های صحرائی انجام شده در محدوده بررسی شده مشخص شد که گسل‌های راندگی و چین‌خوردگی‌های همراه با آن‌ها، از جمله ساختارهای اصلی کنترل‌کننده دگرریختی منطقه بررسی شده هستند [۲]. گسل‌ها را می‌توان مهم‌ترین ساختارهای موجود در محدوده بررسی شده به‌شمار آورد. با توجه به شواهد روی زمین و نقشه ساختاری

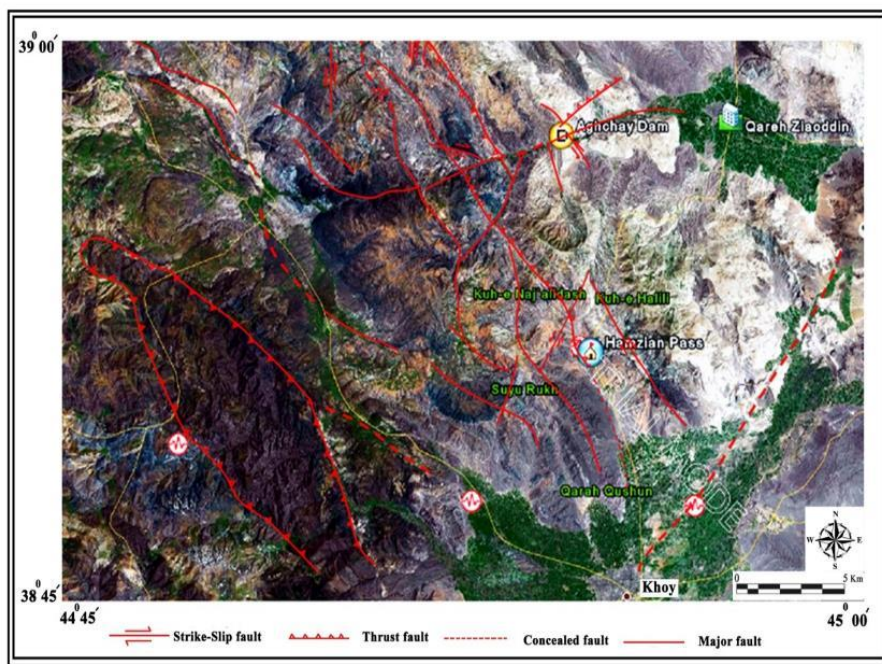


شکل ۲. آ نقشه زمین شناسی منطقه بررسی شده، (ب) واحدهای ساختاری و رسوبی ایران، آقاناتی (۱۹۹۸)

منطقه با استفاد از اطلاعات رقومی ماهواره‌ای TM، عکس‌های هوایی، نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس یک صد هزار و یک دویست و پنجاه هزار سازمان زمین‌شناسی و پژوهش‌های صحرایی ترسیم شده است بیش‌تر این گسل‌ها دارای سازوکار راندگی با مؤلفه‌های کوچک راستالغز هستند [۲] (شکل ۳ و ۴). هم‌چنین گسل‌های راستالغز و عادی نیز به‌صورت محلی دیده می‌شود. به‌کمک تصاویر ماهواره‌ای گسل‌های اصلی منطقه بررسی شده نشان داده شده است. در این منطقه واحدهای سنگی قدیمی روی واحدهای سنگی جوان‌تر رانده شده و روی آنها قرار گرفته‌اند، شیب اغلب این روراندگی‌ها به‌طرف شمال خاور- خاور و جنوب خاور است (شکل ۵). در این منطقه گسل‌های با امتداد تقریباً شمالی - جنوبی (۲۵°-۰۰°) مشاهده می‌شود که در نقشه‌های زمین‌شناسی به بعضی از آنها اشاره شده است و آنها را به‌عنوان گسل‌های نرمال معرفی کرده‌اند. ولی بررسی اطلاعات رقومی ماهواره‌ای و مطالعات و بررسی‌های صحرایی نشان‌دهنده جابه‌جایی امتداد لغز راست‌گرد در واحدهای سنگی اطراف این گسل‌ها است با این وجود در امتداد این گسل‌ها می‌توان آثار فعالیت گسل خوردگی معکوس بسیار جوان را در واحدهای سنگی منطقه مشاهده کرد (شکل ۵ آ و ب). در یک منطقه برشی شکنا، در نتیجه شکستگی مکانیکی اجزای سنگ در ژرفای کم، محصولات بافتی متنوعی پدید می‌آید که به دگرریختی شکنا موسوم است. جریان یافتن کاتاکلاستیکی به‌صورت لغزش و چرخش قطعات خردشده سنگی، تاکلیت‌نما، سنگ‌های گسله از قبیل برش گسلی چسبنده از ساختارهای موجود در منطقه برشی شکنا در منطقه بررسی شده، تحرک شدید گسل‌های معکوس و دوپلکس‌ها، موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها در مرز حرکتی بلوک‌های مجاور و شکل‌گیری فابریک‌های کاتاکلاستیکی- برشی متنوع و ایجاد درزه- شکستگی شده است. از شواهد دگرریختی شکنا در منطقه برشی بدل‌آباد گسل‌ها، سنگ‌های گسله که خود شامل برش گسلی چسبنده کاتاکلاست (شکل ۵ ث و ج)، تاکلیت‌نما، اولتراکاتاکلاست و پروتوکلاست، گورژ گسلی و خش گسل- خوردگی را می‌توان نام برد (شکل ۵ پ و ت).



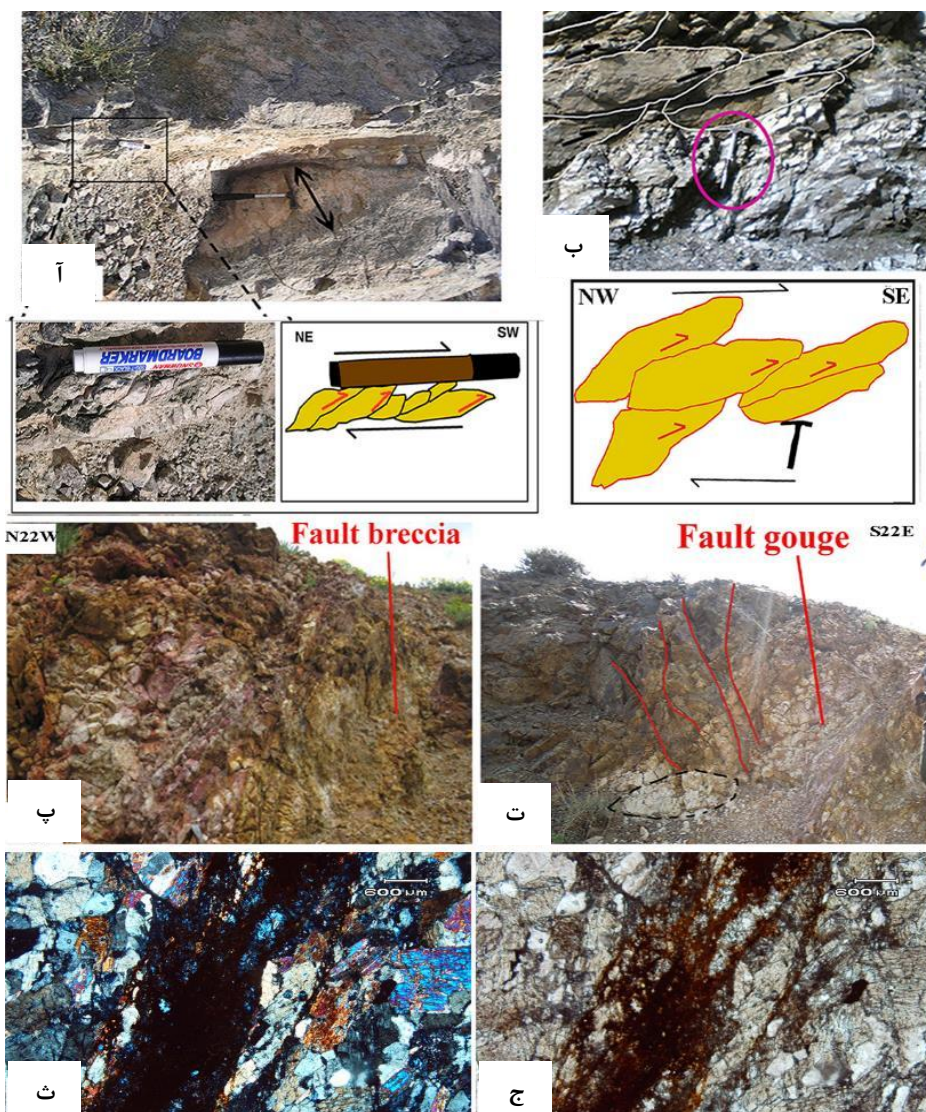
شکل ۳. نقشه کلی گسل‌های اصلی در منطقه برشی بدل‌آباد



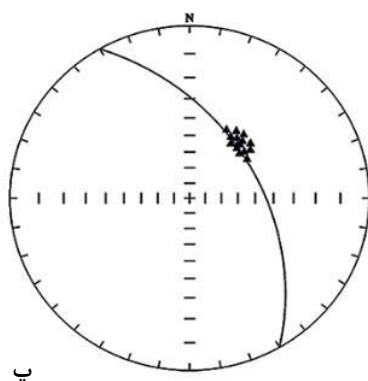
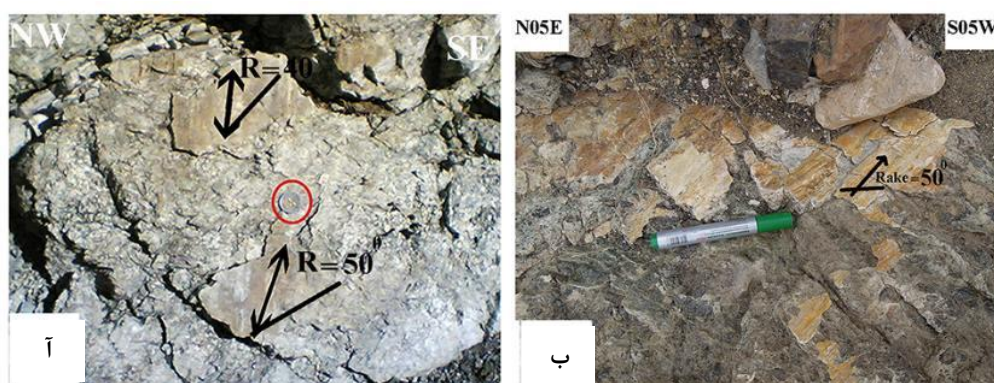
شکل ۴. گسل‌های اصلی منطقه بررسی شده که روی تصویر ماهواره‌ای TM نشان داده شده است [۲]

میانگین موقعیت هندسی گسل‌های خوی-عسگرآباد NE  $48^{\circ}$ ،  $33^{\circ}$  است. در سطوح برشی بدل‌آباد-پارچی خط‌خشی‌هایی با موقعیت میانگین  $83^{\circ}$ ،  $37^{\circ}$  دیده می‌شود که یک جهت لغزش راستالغز راست گرد با مؤلفه راندگی را نشان می‌دهد (شکل ۶). در منطقه بررسی شده گسل‌هایی با طول و عملکرد متفاوت وجود دارند که هر یک وضعیت هندسی خاصی را دارند. برای بررسی تنش‌های اصلی حاکم بر منطقه و نقش آن‌ها در شیوه دگرشکلی ناحیه، علاوه بر سایر روش‌های تحلیل ساختاری نیاز به انجام پژوهش‌های آماری در مورد گسل‌های ناحیه است که به همین لحاظ اقدام به تهیه نمودار گل‌سرخ و تصویر استریوگرافیکی از گسل‌های منطقه شد شکل ۷ و ب نمودار گل‌سرخ و تصویر استریوگرافیکی از گسل‌های منطقه بررسی

شده را نشان می‌دهد، با توجه به این شکل امتداد اغلب گسل‌های این منطقه شمال باختر، جنوب خاور ( $N13-N88^{\circ}W$ ) است. چنان‌که مشاهده می‌شود عمده‌ترین گسل‌های موجود در منطقه در دو راستا قرار دارند که عبارتند از: الف) راستای شمال شرق-جنوب غرب: از جمله گسل‌هایی که در این گروه قرار می‌گیرند می‌توان به گسل‌های بدل‌آباد-پارچی و گسل گوردیک اشاره کرد. با توجه به موازی این سیستم گسلی با چین‌خوردگی‌های ایجاد شده در منطقه ممکن است فعالیت این سیستم گسلی نسبت به سایر سیستم‌ها جوان‌تر باشد. این گسل‌ها مؤلفه راستالغز دارند. ب) راستای شمال غرب-جنوب شرق: از جمله گسل‌هایی که در این سیستم گسلی قرار می‌گیرند می‌توان به گسل راندگی خوی و گسل قرخ‌یاشار-خانقاه اشاره کرد. این گسل‌ها نیز اکثراً مؤلفه راستالغز دارند.



شکل ۵. آ) ساختار دوپلکس در رخنمون آمفیبولیت، منطقه نسیم‌دبی، شمال شرق بدل‌آباد، ب) تصویر گسل‌های معکوس با مؤلفه راستالغز ایجاد شده در گابرو دیوریت میلونیتی در روستای بدل‌آباد (در ترانشه کنار جاده بدل‌آباد-قرخ‌یاشار، غرب علمدار بدل‌آباد)، پ) برش گسلی و شکل، ت) گوژ گسلی در منطقه بررسی شده، ث، ج) کاتاکلازیت در آمفیبولیت میلونیتی منطقه بنگین‌لر بدل‌آباد، در این منطقه کاتاکلازیت‌ها با برگوارگی‌ها گسترش یافته و بیش‌تر در محل‌های که غنی از میکا دیده می‌شود که میکاها در اطراف فلدسپار پیچ خورده‌اند برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی (E:PPL , F:XPL)



شکل ۶. آ خطواره سایشی رشته‌ای فلدسپات روی صفحه‌ی گسل عسگرآباد، در ناحیه‌ی عسگرآباد، (ب) خطواره‌ی سایشی رشته‌ای فلدسپات روی صفحه‌ی گسل خوی، در ناحیه‌ی بدل‌آباد، (پ) خط‌خس‌های سطح گسل در ناحیه‌ی بدل‌آباد - پارچی و عسگرآباد بر صفحه‌ی گسل خوی و عسگرآباد

به شرح مختصری از ویژگی‌های هر یک از گسل‌ها اشاره می‌شود:

**گسل خوی:** این گسل در شمال غرب خوی قرار دارد. این گسل دارای راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و امتداد  $N30^{\circ}E$  است. شیب گسل ۴۸ درجه به سمت شمال شرق است. در محدوده‌ی بررسی شده، تحرک شدید گسل‌های راندگی خوی، موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها در مرز حرکتی بلوک‌های مجاور و شکل‌گیری فابریک‌های کاتاکلاستیکی - برشی متنوع و ایجاد درزه - شکستگی شده است که شواهد میکروسکوپی، مزوسکوپی و در مقیاس نقشه نشان می‌دهد گسل‌ها فابریک‌های برشی شکل - پذیر را قطع کرده است

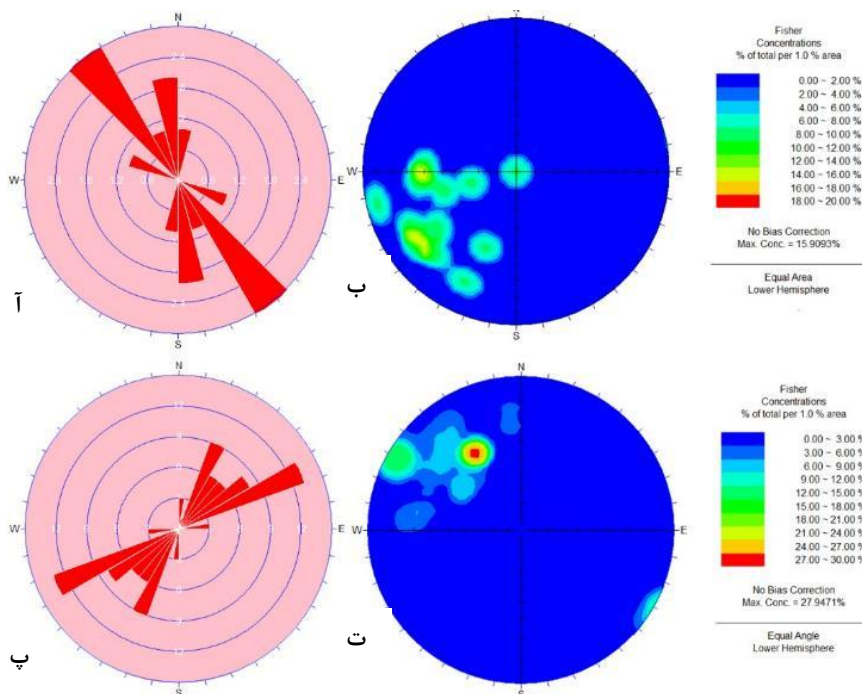
**گسل قرخ یاشار - خانقاه:** این گسل در شمال غرب خوی قرار دارد و دارای دو شاخه با امتداد متفاوت است که به هم متصل شده‌اند. فعالیت آن موجب جا به جایی سنگ‌های سرپانتینیت و آمفیبولیت‌ها شده است.

**گسل عسگرآباد:** این گسل در شمال شرق خوی قرار دارد. این گسل بخشی کوچک‌تری از گسل بداولی است. طول این گسل ۲۷ کیلومتر است و امتداد آن شمال‌غرب - جنوب‌شرق با سازوکار راندگی و شیب صفحه گسلی به سوی شمال شرقی است. در منطقه بررسی شده این گسل سبب قطع ناگهانی سنگ‌های دگرگونی با درجه خیلی کم در منطقه زارعان شده است.

**گسل قوردیک:** این گسل در جنوب غرب خوی قرار دارد. این گسل دارای راستای شمال‌غربی - جنوب‌شرقی و امتداد  $N40^{\circ}E$  است. شیب گسل بین ۳۰-۴۰ درجه به سمت شمال شرق است و فعالیت آن سبب راندگی سازندهای مختلفی مانند واحدهای کلریت سبز، سرسیت‌شیست، متاولکانیک و سنگ آهک کرسنالیزه روی مجموعه افیولیتی (آمفیبولیت‌های اولترابازیک) این منطقه شده است. طول این گسل حدود ۱۰ کیلومتر است.

سازو کار این گسل منجر به راندگی سنگ‌های کلریت و سرسپیت شیست روی آمفیبولیت‌های اولترابازیک شده است. از ویژگی‌های بارز گسل‌های منطقه شیب گسل‌های راندگی است که اغلب به سمت شمال غرب هستند و در بخش‌های غربی شواهدی مبنی بر راندگی نهشته‌های پرمین روی آنها مشاهده می‌شود. بررسی گسل‌ها برای بررسی تنش‌های اصلی حاکم در منطقه امری ضروری است و در شکل‌گیری دگرشکلی ناحیه نقش به‌سزایی دارد. به‌طور کلی گسل‌های منطقه در دو راستای شمال شرق - جنوب غرب (گسل خانقاه) و شمال غرب - جنوب شرق (گسل‌های قرخ یاشار، گلوانس و قوردیک) است. در منطقه بررسی شده گسل‌ها فابریک‌های برشی را قطع کرده‌اند. به‌عبارتی از لحاظ سنی گسل‌ها جوان‌تر از ساختارها در منطقه برشی هستند.

ساختارهای دیگری که در منطقه گسترش زیادی دارند درزه‌ها است. تأثیر فاز شکننا، علاوه بر ایجاد گسل‌های اصلی و فرعی باعث گسترش سیستم‌های درزه بر منطقه شده است. در منطقه برشی بدل‌آباد به‌علت عملکرد گسل‌های روئانده به‌ویژه گسل راندگی خوی، گسل عسگرآباد، گسل خانقاه - قرخ یاشار و گسل بدل‌آباد - پارچی رخنمون‌های نزدیک به گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های پرشماری یافته است. درزه‌ها دارای آرایش نردبانی، خطی، منحنی، شاخه درختی و غیره هستند و بیش‌ترین فراوانی درزه‌ها در واحدهای آمفیبولیتی، گرانیتی و سنگ‌های گابرو و گرانیت میلونیتی است. این ساختار در واحدهای مختلف باعث خردشدگی گرانیت‌ها و آمفیبولیت‌ها شده است. فاصله درزه‌ها در واحدهای دگرگونی به‌علت تأثیر بیش‌تر این عملکرد کم است. درزه‌های مرتبط با گسل خوردگی به‌طور معمول با کلسیت به رنگ‌های شیری و نباتی پر شده‌اند و به‌صورت تیغه‌هایی هستند که شواهد خوبی برای تشخیص گسل خوردگی و به‌ویژه مکانیسم آنها است. برداشت‌هایی (امتداد، شیب) از درزه‌های منطقه به‌طور تصادفی انجام شده است و پس از ترسیم نمودار گل سرخی و تصویر استریوگرافیکی مربوط به آنها مشخص شد که عمدتاً در راستای NNE دارد قرار می‌گیرند (شکل ۷ پ و ت).



شکل ۷. آ، ب) نمودار گل سرخی و تصویر استریوگرافیکی مربوط به امتداد گسل‌های منطقه، پ، ت) نمودار گل سرخی و تصویر استریوگرافیکی از درزه‌های منطقه

## ۱. چین‌ها در منطقه بررسی شده

در این منطقه به علت وجود راندگی‌های پرشمار، چین‌ها کم‌تر سالم مانده‌اند ولی به لحاظ سنگ‌شناختی، چین خوردگی‌های نامتقارن و متقارن کوچک پرشمار و گوناگونی رخ داده است که محور غالب آنها با روند کلی و همگانی چین خوردگی ناحیه (شمال باختری-جنوب خاوری) هماهنگی دارند. در منطقه بررسی شده چین‌های زیر در واحدهای مختلف سنگی دیده می‌شود که تمام این چین‌ها به صورت نامتقارن هستند و به دسته‌هایی قابل تقسیم هستند، که در ادامه در مورد آن‌ها بحث می‌شود.

## ۱-۱. چین‌های غلافی

چین‌های غلافی<sup>۳</sup> عبارتند از چین‌های غیراستوانه‌ای که در سنگ‌های میلونیتی در مناطق برشی گسترش زیادی می‌یابند [۱۸]. چین‌های از نوع غلافی در منطقه برشی معمول هستند که از چین خوردن برگوارگی میلونیتی واقع در منطقه برشی در طول یک دگرریختی برشی واحد ایجاد می‌شوند. چنین چین‌هایی می‌توانند در هر زمانی از گسترش دگرریختی پیش‌رونده غیر هم‌محور ساخته شوند. این نوع چین‌ها در آمفیبولیت‌های گنیسی میلونیتی در روستای بدل‌آباد قابل مشاهده است. چین‌های غلافی منطقه در طول منطقه برشی شمال باختر- جنوب خاور در جهت راست‌گرد تشکیل شده‌اند. در این منطقه برشی معمولاً خطواره‌های با جهت میل غرب- شمال غرب به وسیله چین‌های کشیده، چین‌خورده و تشکیل چین‌های غیراستوانه‌ای داده‌اند. در منطقه بررسی شده با توجه به مشاهده الگوهای تداخلی نوع اول در چین‌های غلافی مکانیسم نوع اول (ایجاد الگوهای تداخلی نوع اول) را برای آن می‌توان در نظر گرفت و ایجاد این چین‌ها را مرتبط با حرکات برشی راست‌گرد در منطقه دانست. در این چین‌ها جهت انحناء لایه‌ها در دو نسل چین خوردگی عمود بر یکدیگر و محور چین‌ها موازی با یکدیگر است، بنابراین الگوی تداخلی نوع سوم ایجاد شده که آثار آن به صورت الگوهای موجی شکل در مقطع عمود بر محور چین قابل مشاهده است. در این منطقه عملکرد گسل‌های فرعی به‌ویژه گسل راندگی خوی و گسل راندگی بدل‌آباد پارچی تأثیر به‌سزایی در زیاد شدن درجه نامتقارن چین‌های غلافی داشته است.

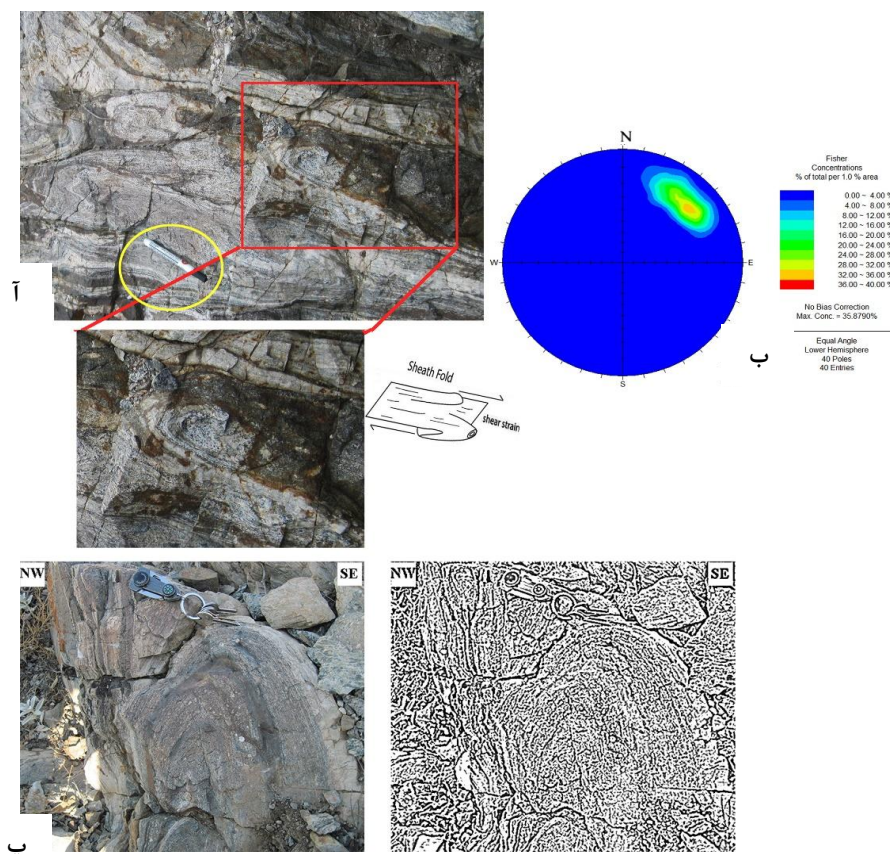
چین‌های غلافی با نامتقارن بالا در نزدیکی این گسل‌ها و چین‌ها غلافی با نامتقارن متوسط در فاصله‌های دورتر قابل مشاهده هستند. در سطوح رخنمون‌های سطحی، چین‌های غلافی در منطقه برشی بدل‌آباد به صورت چشم‌های بیضوی شکل که به وسیله حلقه‌های سنگی احاطه شده‌اند ظاهر می‌شوند (شکل ۸). محور طویل این چین‌ها موازی با خطواره کششی منطقه است و شکل‌شان منعکس کننده نوع برش هستند. این چین‌ها طبق نظر دیویس<sup>۴</sup> و رینولد<sup>۵</sup> (۱۹۹۶) به وسیله اختلاف جانبی در سرعت ذرات درون رژیم جریان تشکیل می‌شوند.

در این منطقه برشی معمولاً خطواره‌های ۱ جهت میل باختر- شمال باختر به وسیله چین‌های کشیده چین‌خورده و تشکیل چین‌های غیر استوانه‌ای دادند. به‌طور کلی محور چین‌ها در این ناحیه روند خاوری - باختری ( $115^{\circ} - N085$ ) یا شمال باختر ( $175^{\circ} - N295$ ) نشان می‌دهد (شکل ۸).

۱-۲. ساختار میکا ماهی<sup>۶</sup>

از دیگر آثار دگرشکلی در منطقه بررسی شده ساختار میکاماهی است. میکاماهی‌ها بلورهای منفرد متوازی‌الاضلاع شکل یا عدسی شکل هستند که اغلب به‌عنوان سوی برش استفاده می‌شود [۲۳]. گاهی اوقات میلونیت‌ها در مقطع نازک شامل دانه‌های درشت عدسی‌های نامتقارن از میکا هستند که با برگوارگی غالب به صورت مایل قرار می‌گیرند به نام میکاماهی شناخته می‌شوند زاویه حاده بین میکا ماهی و برگوارگی جهت برش را نشان می‌دهد [۴].

3. Sheath folds  
4. Davis  
5. Reynolds  
6. Mica Fish



شکل ۸. (آ) چین‌های غلافی در آمفیبولیت گنیسی میلونیتی در شمال روستای بدل آباد در منطقه بنگین لر، (ب) تصویر استریوگرافیکی مربوط به محور چین‌های نیامی نزدیک به تراسست خوی در منطقه بدل آباد، (پ) چین خوردگی هم شیب ناشی از چین خوردن خطوارگی‌های کششی در شمال روستای بدل آباد در منطقه بنگین لر

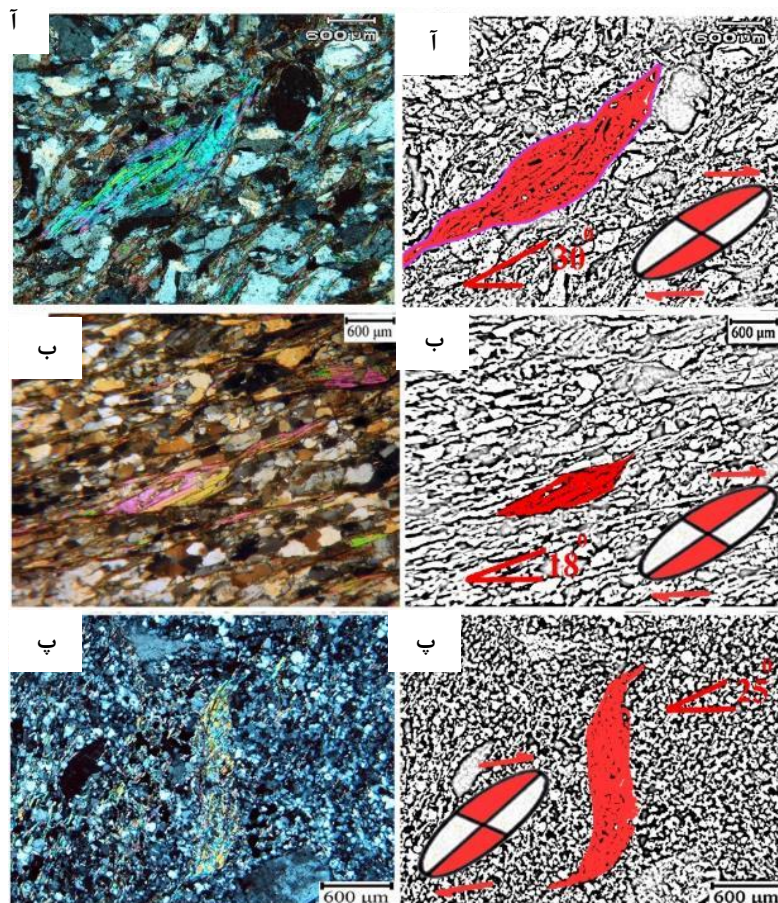
در مقاطع نازک بررسی شده از منطقه مورد پژوهش، میکا ماهی‌ها را می‌توان به سه شکل تقسیم‌بندی کرد که شامل: ۱. سیگموئید<sup>۷</sup>، ۲. کشیده<sup>۸</sup> و ۳. به صورت متوازی‌الاضلاع هستند. در انواع میکاماهی‌ها، زاویه بین محور طویل بلورهای ماهی‌گون با صفحه برش شکل‌پذیر در این منطقه حدود ۳۰°-۰۰° است. میکاماهی‌ها در این منطقه طبق تقسیم‌بندی تن گروتوسوه‌مکاران [۲۳]، در گروه ۱ (شکل ۹ آ)، در گروه ۳ (شکل ۹ ب) و در گروه ۲ (شکل ۹ پ) قرار می‌گیرد. میکای گروه ۲ احتمالاً از چرخش به عقب از موقعیت اولیه خود که تقریباً موازی برگوارگی است و به حالت مایل نسبتاً پایدار جدید رسیده‌اند به وجود آمده‌اند [۱].

### ۳-۱. پورفیروکلاست‌های پوششی<sup>۹</sup>

این ساختار بیش‌تر در گابروهای میلونیتی و گرانیتوئیدهای میلونیتی منطقه بررسی شده دیده می‌شود. پورفیروکلاست‌های پوششی از بلور منفرد مرکزی و پوشش دانه‌ریز از بلور هم جنس تشکیل شده‌اند. پوشش دارای بلورهای ریز ممکن است به صورت دنباله دگرریخت شده باشند که در دو طرف از پورفیروکلاست به موازات اجزای کشیده شده در میلونیت ادامه دارند [۱۷].. این ساختارها به وسیله [۱۸] توصیف شده‌اند، نوع  $\sigma$  دارای دنباله در نزدیکی پورفیروکلاست و دارای دو وجه صفحه‌ای خمیده هستند که نسبت به هم ناقربینگی داخلی دارند. در دو سمت پورفیروکلاست، بال‌ها در ارتفاعی مختلف قرار می‌گیرند.

7. Sigmoid  
8. Lenticular  
9. Mantled porphyroclast

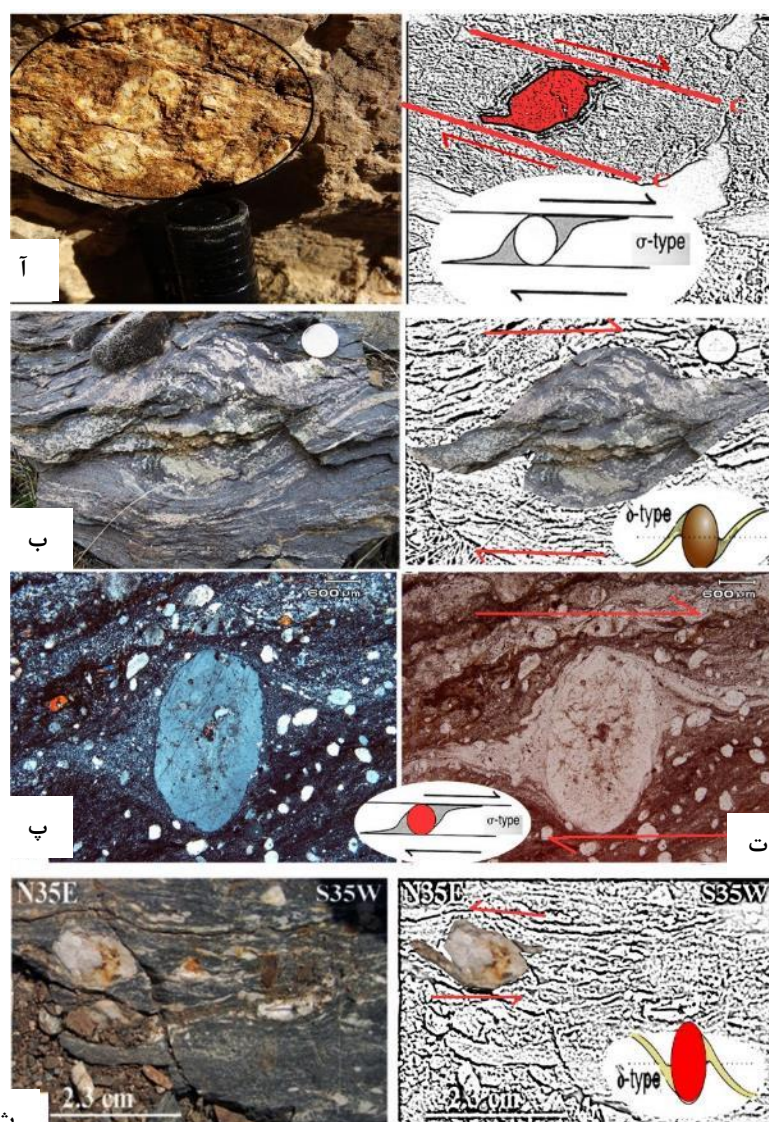
این اختلاف ارتفاع پله‌ای شدن نامیده می‌شود. در میلونیت‌های با واتنش بالا پورفیروکلاست‌های نوع  $\delta$  تشکیل می‌شود. با توجه به این که اکثر پورفیروکلاست‌های پوششی در منطقه بررسی شده از نوع  $\delta$  می‌باشند می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که در این منطقه نرخ واتنش بالا است (شکل ۱۰ ب و ث). در حالی که پورفیروکلاست نوع  $\sigma$  در میلونیت‌های با واتنش پایین نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۱۰ آ، پ و ت). پورفیروکلاست پوششی نوع دلتا ( $\delta$ ) از جنس فلدسپار پتاسیم‌دار در رخنمون‌های گابرو میلونیتی و گرانیتوئید میلونیتی در منطقه بدل‌آباد تشکیل می‌شود (شکل ۱۰ ب و ث).



شکل ۹. تصویر میکروسکوپی از میکا ماهی‌ها. (آ) میکاماهی به شکل متوازی‌الاضلاع، میکاماهی به شکل کشیده در داخل گابرو-دیوریت میلونیتی منطقه آغاویلر بدل‌آباد، (ب) میکاماهی به شکل کشیده در داخل شیست میلونیتی جاده بدل‌آباد-پارچی (در محدوده حیدرآباد)، (پ) میکاماهی به شکل سیگموئید، جاده بدل‌آباد-عسگرآباد (منطقه پارچی) در داخل دیوریت میلونیتی، در همه تصاویر نوع حرکت برشی راست‌گرد، برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی (A, B, C XPL).

#### ۴-۱. پورفیروبلاست‌ها در منطقه بررسی شده

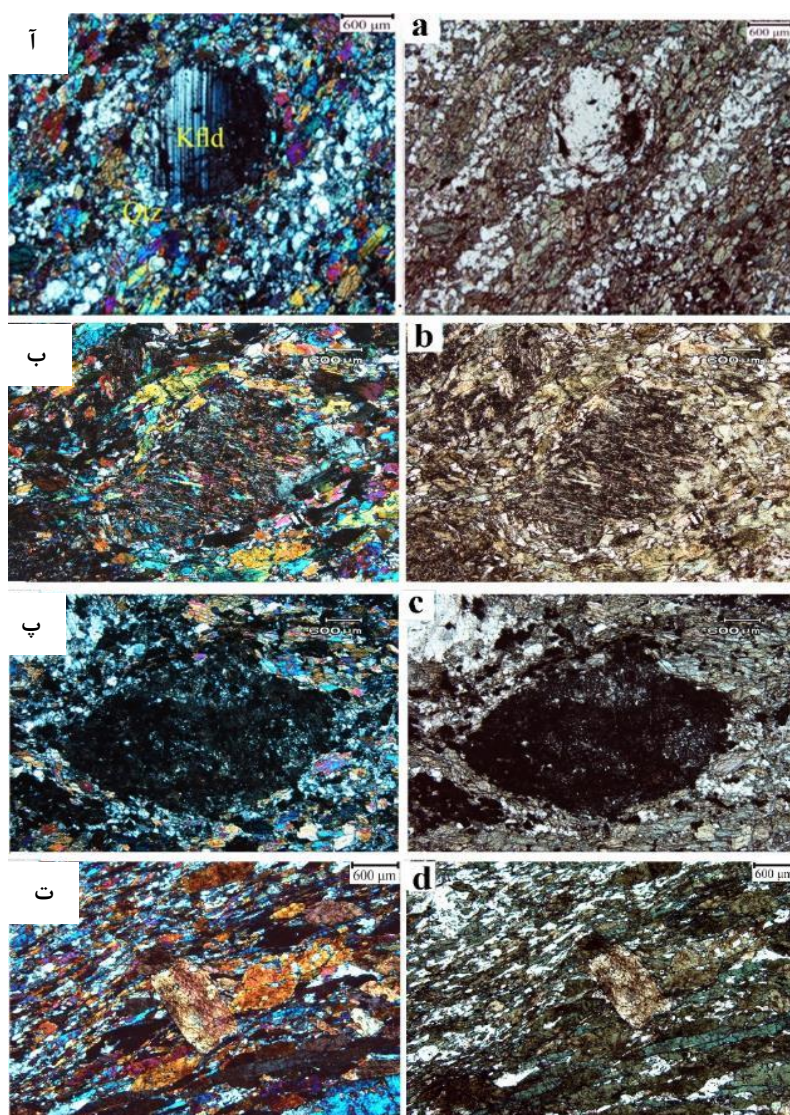
پورفیروبلاست‌ها منبع گران‌بهایی از اطلاعات برای نمایش تکوین تکتونیک و دگرگونی محل تشکیل خود هستند. در بررسی تعیین کینماتیک در چرخش یا عدم چرخش نسبت به چهارچوب مشخص، پورفیروبلاست‌ها استفاده می‌شوند. هم‌چنین در ارتباط با مکانیسم چین‌خوردگی و در تعیین نوع و مقدار برش در منطقه‌های برشی استفاده می‌شوند. پورفیروبلاست‌های متفاوتی طی مراحل مختلف دگرگونی در سنگ‌های منطقه رشد کرده‌اند. رشد این پورفیروبلاست‌ها با توجه به ارتباط آن‌ها با ریزساختارها به صورت هم‌زمان با دگرریختی، قبل و پس از دگرریختی انجام شده است. چگونگی رشد پورفیروبلاست‌ها در ارتباط با دگرریختی بدین صورت است:



شکل ۱۰. آ) پورفیروکلاست های پوششی از نوع سیگما ( $\sigma$ ) در رخنمون های گرانیتوئیدی منطقه بررسی شده، نوع حرکت برشی راست گرد، ب) پورفیروکلاست های پوششی از نوع دلتا ( $\delta$ ) در رخنمون های متابازیتی منطقه بررسی شده، نوع حرکت برشی راست گرد، پ) گابرو میلونیتی با پورفیروکلاست های پوششی سیگما ( $\sigma$ ) با جنس فلدسپار پتاسیم دار، برگوارگی با روندی از سمت راست بالا به طرف سمت چپ پایین مشاهده می شود. نوع حرکت برشی راست گرد، برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی (C : CPL, D: PPL) (ث) گرانیتوئید میلونیتی با پورفیروکلاست های پوششی نوع دلتا ( $\delta$ ) از جنس فلدسپار پتاسیم در منطقه بنگلین لر شمال بدل آباد، نوع حرکت برشی چپ گرد

رشد پورفیروکلاست های فلدسپات پتاسیم دار در گابروی میلونیتی به صورت پیش از دگرریختی یا پیش از تکتونیک (D1) انجام شده است. پورفیروکلاست ها کاملاً عدسی شکل و موازی و زاویه زیادی با برگوارگی دارند و برگوارگی S1، پورفیروکلاست را دور می زند (شکل ۱۱ آ). در آمفیبولیت ها، پورفیروکلاست های گارنت، میکا و پلاژیوکلاز دارای میان بارهای جهت داری از آمفیبول های غنی از کلسیم هستند. در منطقه بررسی شده، دو نسل از این پورفیروکلاست ها قابل تشخیص است. نسل اول گارنت ها طی دگرگونی ناحیه ای و نسل دوم، در طی دگرگونی مجاورتی رشد کرده اند. به نظر می رسد رشد نسل اول گارنت ها، به صورت قبل تا هم زمان با دگرریختی بوده است که برگوارگی داخلی (Si) مستقیم و خمیده در آن ها دیده می شوند. این نسل از گارنت ها دارای سایه واتنش هستند که از بیوتیت و کوارتز پر شده است. برگوارگی میلونیتی، که شامل کانی های

بیشتر میکا و کوارتز است، این گارنت‌ها را دور می‌زند. رشد پیش از دگرریختی بیش‌تر در گارنت میکاشیست‌ها دیده می‌شود. رشد بعد از دگرریختی گارنت‌ها در سنگ‌های همبری اطراف توده‌های نفوذی مشاهده می‌شود. برخی از این گارنت‌ها شکل‌دار بوده است و برگوارگی S2 را قطع می‌کنند و بعضی دیگر دارای بافت اسکلتی هستند. این گارنت‌ها فاقد سایه‌کرنش هستند (شکل ۱۱ ب، b، پ c). رشد پورفیروبلست‌های بیوتیت در شیست به‌صورت پس از دگرریختی یا پس از تکتونیک (D2) انجام شده است. پورفیروبلست‌ها کاملاً شکل‌دار و برگوارگی S2 را قطع می‌کند و دارای جهت‌یافتگی مخالف با جهت‌یافتگی برگوارگی S2 است به احتمال این دسته از پورفیروبلست‌ها، در اثر دگرگونی فلهقراپی ناشی از نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی (دگرگونی مجاورتی) حاصل شده‌اند (شکل ۱۱ ت d).



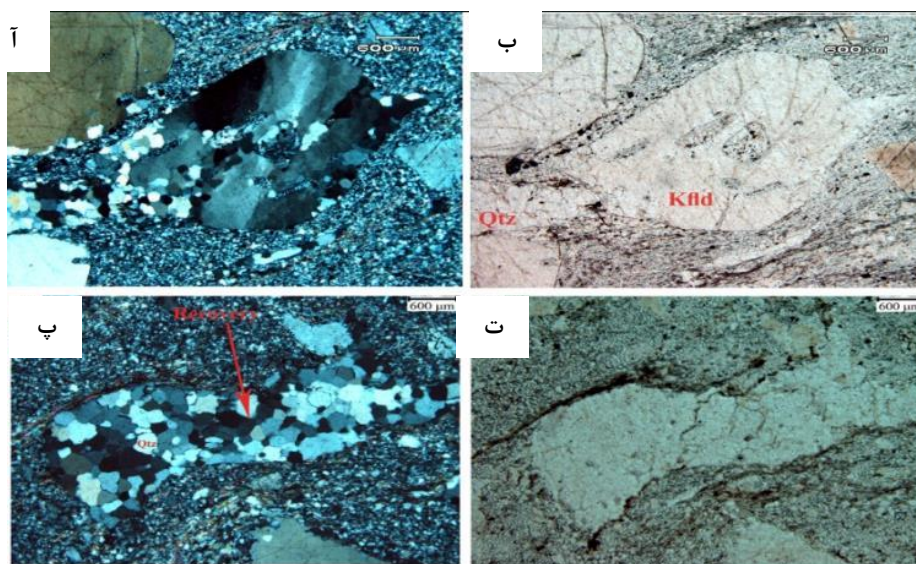
شکل ۱۱. آ) پورفیروبلست فلدسپات پتاسیم‌دار پیش از تکتونیک (D1) در گابروی میلونیتی در ناحیه بدل‌آباد، ب) پورفیروبلست گارنت در آمفیبولیت میلونیتی در شمال خوی در ناحیه بدل‌آباد، پ) پورفیروبلست گارنت در آمفیبولیت میلونیتی در جاده بدل‌آباد- پارچی، سایه‌های واتنشی بدون فیبر در اطراف پورفیروبلست گارنت، ت) پورفیروبلست بیوتیت بعد از تکتونیک (D2) در شیست در شمال غرب خوی در ناحیه بدل‌آباد، نوع حرکت برشی در همه تصاویر راست گرد است. برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی، (a, b, c, d PPL) (A, B, C, D : XPL)

۵-۱. پدیده بازبایی<sup>۱۰</sup>

پورفایروکلاست‌های کوارتز به صورت مجموعه‌های تک کانی و یا چند کانی در منطقه بررسی شده دیده می‌شوند. به طوری که در این نوع سنگ‌ها می‌توان پدیده بازبایی را به وضوح مشاهده کرد به این ترتیب که بلورهای درشت کوارتز ابتدا تحت تأثیر تنش قرار گرفته و این بلورها تمام مراحل دگرشکلی اعم از خاموشی موجی و بهم ریختگی شبکه بلوری، تشکیل حاشیه‌های مضرسی در بلورها را پشت سر گذاشته و بعد از این مراحل حاشیه بلورها در اثر تأثیر حرارت شروع به بازسازی کرده‌اند البته لازم به ذکر است که در بعضی بلورها هنوز آثاری از حواشی مضرسی دیده می‌شود و ما از روی این نشانه‌ها به پدیده بازبایی پی می‌بریم (شکل ۱۲ آ و ب).

۶-۱. حاشیه‌های کرنشی<sup>۱۱</sup>

پدیده حاشیه‌های کرنشی یکی از مهم‌ترین مکانیزم‌های تغییرشکل در سنگ است. حاشیه درشت بلورهای که تحت تنش قرار دارند، محل حاشیه‌های کرنشی است. در این قسمت‌ها تنش کم‌تری وجود دارد و کانی‌های فیبری نظیر موسکویت یا کانی‌های دیگر، در آن رشد می‌کنند در حاشیه بلور آلکالی فلدسپارها و درشت بلورهای کوارتز این منظره قابل مشاهده است. پراکنده شدن دانه‌های میکا و کوارتز شاهد دیگری بر دگرشکلی است. گردشگری پورفایروکلاست‌ها به دلیل تبلور مجدد است (شکل ۱۲ پ و ت).



شکل ۱۲ آ و ب) تشکیل حاشیه کرنشی در کوارتز گرانیت- دیوریت میلونیتی در منطقه بنگین‌لر بدل‌آباد، پ و ت) پدیده بازبایی در رگه‌های کوارتزی منطقه بررسی شده. برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی. کوارتز = Qtz و فلدسپات پتاسیم‌دار

Kfsd= (A, C: XPL , D, B: PPL)

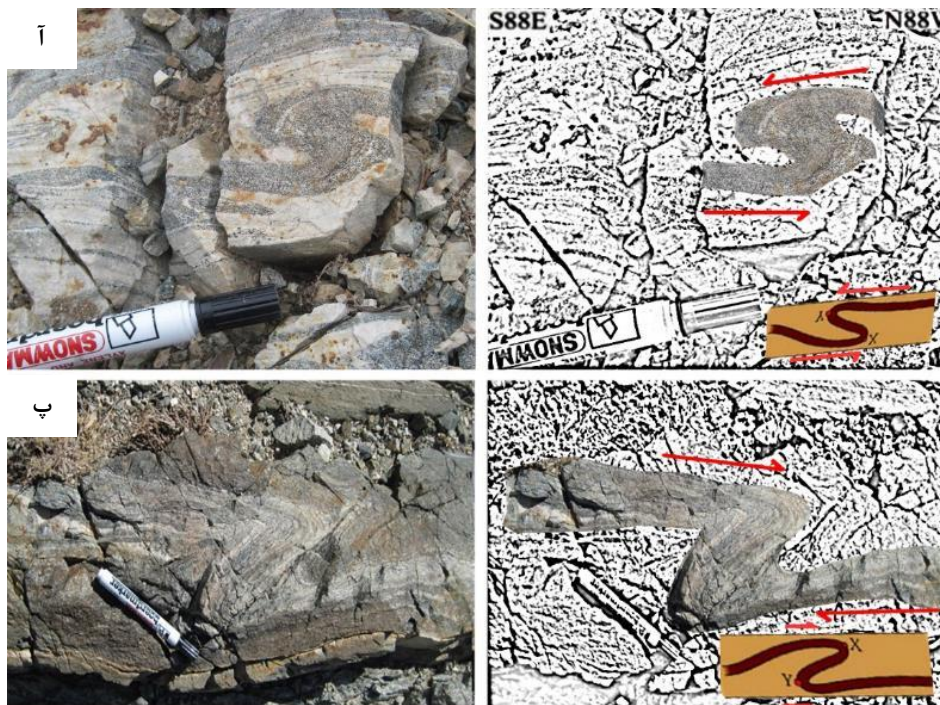
## ۷-۱. چین‌های کششی نامتقارن از نوع S و Z شکل

این چین‌ها در آمفیبولیت گنیسی میلونیتی و گنیس میلونیتی در منطقه علمدار بدل‌آباد، گرانیتوئیدهای میلونیتی جاده بدل‌آباد- پارچی -عسگرآباد تشکیل می‌شوند. برگوارگی دوم چین‌خوردگی (S2) به صورت ریزچین‌های Z ، S شکل است که چین‌های S شکل در یال سمت چپ، چین‌های Z شکل در یال سمت راست و چین‌های M شکل در محل لولای چین‌های مرحله اول قابل ملاحظه است، ایجاد این چین‌ها را به مرحله دگرشکلی D2 می‌توان نسبت داد. در منطقه برشی

10. Recovery

11. Fringes Strain

شمال خوی، چین‌های کششی S شکل در زون‌های برشی معکوس و چین‌های کششی Z شکل در زون‌های برشی امتدادلغز تشکیل شده‌اند. چین‌های کششی S شکل و Z شکل در محل لولای چین و خطواره‌هایی با زاویه نسبت به خط لولا، در یال چین‌ها نشان دهنده حرکات خمشی لغزشی در آنها است (شکل ۱۳).



شکل ۱۳. آ) چین‌خوردگی برشی از نوع S شکل در آمفیبولیت گنیسی میلونیتی در روستای بدل‌آباد در منطقه بنگین‌لر در شمال خوی. نوع برش چپ‌گرد است، ب) چین‌خوردگی برشی از نوع Z شکل در گنیسی میلونیتی در روستای بدل‌آباد در منطقه بنگین‌لر در شمال خوی. نوع برش راست‌گرد است.

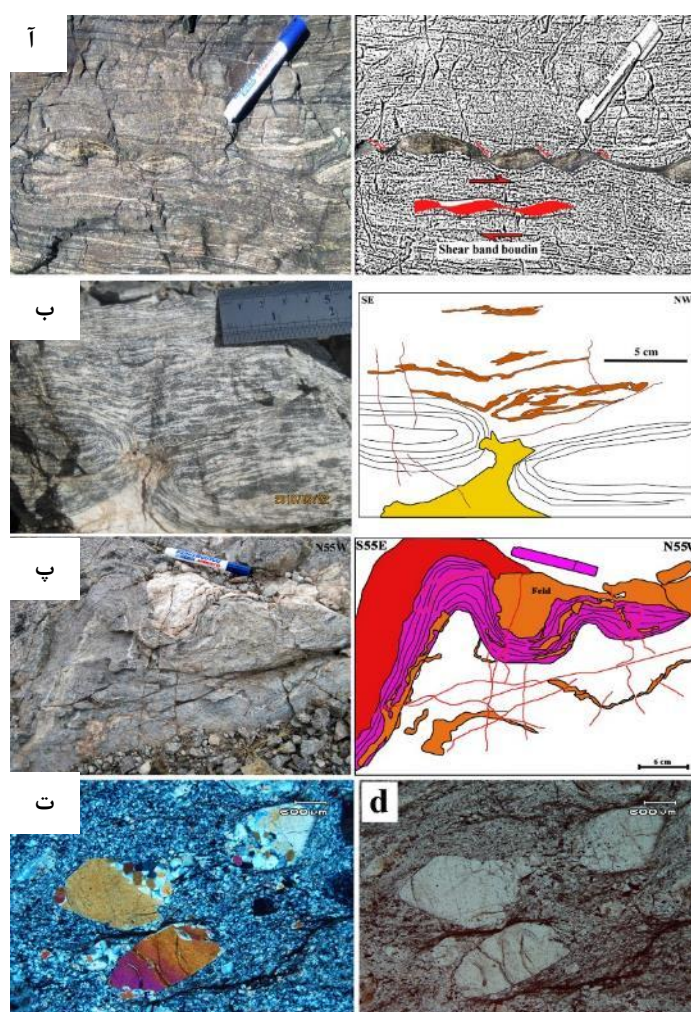
#### ۸-۱. ساخت بودیناژ و میکروبودیناژ

ساخت بودیناژ در رگه‌های کوارتز فلدسپاری منطقه دیده می‌شود. به طوری که آن رگه‌ها بر اثر نیروهای کششی به صورت تکه‌های منقطع و دنبال هم در آمده‌اند. در بعضی بخش‌ها چین‌خوردگی و بودین با هم دیده می‌شوند یا حتی یک یال چین موازی، به صورت بودین در آمده است. راستای کشیدگی بودین نیز راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب بوده است و با خطواره ناشی از کشیدگی کانی‌ها منطبق است. هم‌چنین با سطح محوری چین‌های هم‌شیب، موازی است. محور بزرگ این گونه از بودین‌ها به‌ویژه در منطقه علمدار و قره‌قوشون بدل‌آباد، در محدوده جاده بدل‌آباد-پارچی-عسگرآباد در جهت شیب برگوارگی منطقه است. البته بعضی از این بودیناژها که در پهلو و محور چین‌خوردگی‌ها مشاهده می‌شوند، مکانیسم ایجادشان مرتبط با چین‌خوردگی‌های انجام شده است که این بودین‌ها در زون‌های برشی امتدادلغز تشکیل می‌شوند (شکل ۱۴). بودیناژ موازی برگوارگی معمولاً در سنگ‌های شدیداً برگوارگی شده تشکیل می‌شود. انواع مختلفی از بودیناژها در این منطقه مرتبط با منطقه برشی بدل‌آباد وجود دارد که بودیناژ موازی با برگوارگی در سنگ‌های میکاشیست تشکیل شده است. این بودین‌ها جزء بودین‌های باند برشی<sup>۱۲</sup>، که به وسیله بودیناژ با لغزش A به صورت مخروطی شکل یا لوزی‌گرد تشکیل می‌شوند [۱۲]. در این منطقه بودیناژ به صورت واتنش غیر هم‌محور با امتداد  $N60^{\circ}W$  در منطقه برشی بدل‌آباد تشکیل شده است. پژوهش‌های ساختاری نشان می‌دهد هندسه ساختارهای بودین برگوارگی بستگی به جهت‌یافتگی شگستگی‌های اولیه و رشد شکستگی‌ها

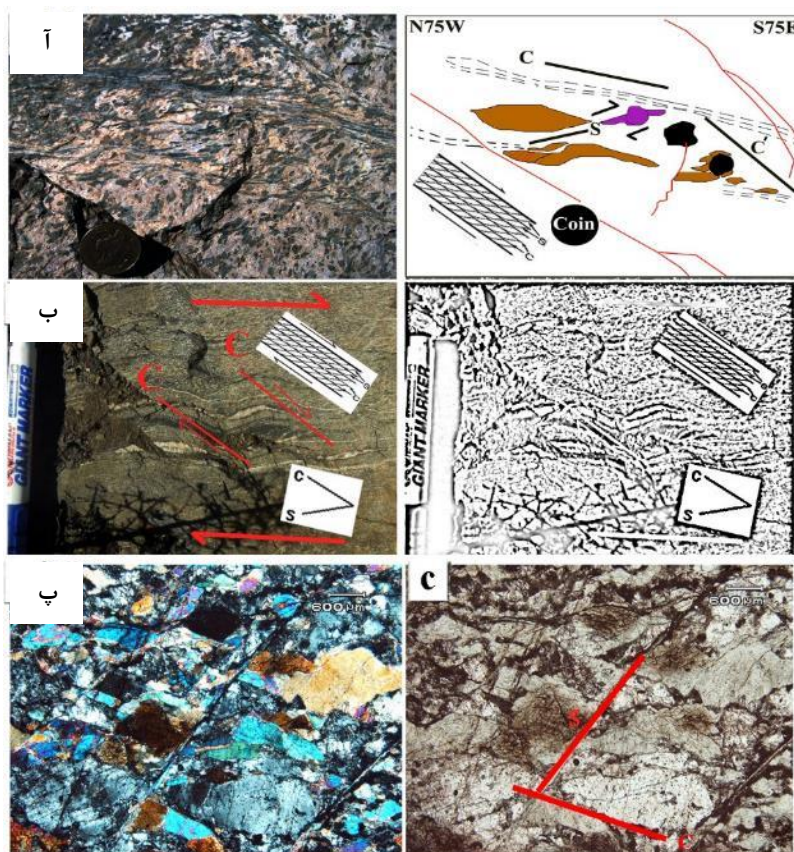
در طول دگرشکل بیش‌تر دارد. با توجه به امتداد این بودیناژها در منطقه برشی بدل‌آباد الگو تقارن مونوکلینیک را نشان می‌دهند (شکل ۱۴). بودیناژهایی که در اثر کشش در کنای‌های کشیده و در مقیاس میکروسکوپی به وجود می‌آیند به میکروبودیناژ موسومند. از میکروبودیناژها می‌توان به‌عنوان مقیاسی برای اندازه‌گیری مقدار کرنش استفاده کرد [۱]. ساخت‌های به‌وجود آمده در بخش‌های گردن این بودیناژها بسیار شبیه سایه‌های واتنشی و رگه‌های کششی است. میکروبودیناژها به‌وسیله مجموعه کنای‌هایی که در گردن آن‌ها رشد می‌کنند می‌توانند نشان‌دهنده شرایط دگرگونی، هنگام دگرریختی باشند. در برخی مواقع، رشد دانه‌ها هنگام تشکیل میکروبودیناژ، باعث به‌وجود آمدن حالت ناحیه‌بندی در بلورها می‌شود. بررسی این نواحی نیز می‌تواند در تعیین تغییرات شرایط دگرگونی هنگام دگرریختی پیش‌رونده بسیار مؤثر باشند (شکل ۱۴). بودین‌های در جهت شیب برگوارگی در زون‌های برشی امتدادلغز و بودین‌های در جهت موازی با روند برگوارگی‌های میلونیتی در زون‌های برشی معکوس تشکیل می‌شوند. در این منطقه امتداد کلی بودین‌های موازی برگوارگی به موازات امتداد غسل خوی است، پس این ساختارها در اثر حرکات برشی رخ داده است و در طول غسل خوی ایجاد شده‌اند.

### ۹-۱. هندسه برگوارگی‌های میلونیتی و خطوارگی‌های کشیدگی در سنگ‌های متنوع منطقه بررسی شده

یکی از مهم‌ترین آثار دگرشکلی که در منطقه بررسی شده دیده شده است، برگوارگی‌ها و خطوارگی‌ها است، برگوارگی داخلی میلونیت‌ها تحت عنوان برگوارگی میلونیتی شناخته می‌شود. در زون‌های برشی شکل‌پذیر سه نوع برگوارگی معمول است برگوارگی مایل، باندهای برشی نوع C و باندهای برشی نوع C'. نوارهای برشی نوع C در فابریک C/S موازی کناره‌های زون برشی است و نسبتاً مستقیم و ادامه‌دار است. بر عکس نوع C'، فابریک C/S در میلونیت‌هایی که برگوارگی در آن‌ها ضعیف بوده است و درصد کمی میکا دارند گسترش می‌یابد. این فابریک بیش‌تر در زون‌های برشی با درجه متوسط معمول است و به‌ویژه در گرانیتهای تغییرشکل یافته دیده می‌شود. در حالی که فابریک نوارهای برشی نوع C در اطراف پورفیروکلاست‌های فلدسپار دور می‌زنند. نوارهای برشی نوع C در محل‌هایی با وجود تنش تقسیم شونده بالا هسته‌بندی شده و در کنار پورفیروکلاست‌های فلدسپار تولید و گسترش یافته و به‌هم متصل می‌شوند [۱۸]. این ساختارها در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در متابازیت‌ها و گابرو میلونیتی در پاره‌ای از مناطق نظیر منطقه عسگرآباد و بدل‌آباد مشاهده می‌شود. در گابرو میلونیت‌های بدل‌آباد، عسگرآباد و پارچی نوارهای برشی نوع C با فاصله خیلی کمی از هم قرار دارند. فاصله این نوارها با شدت واتنش بالا از یکدیگر ۱۲ تا ۲۵ سانتی‌متر بوده و شیب آن‌ها نزدیک به قائم است (۹۰°-۷۳°). در این مناطق برگوارگی میلونیتی و نوارهای برشی نوع C خیلی به هم نزدیک و حتی بر هم منطبق می‌شوند، اما در پاره‌ای مناطق باندهای برشی نوع C وجود دارد که با زاویه ۲۵° درجه نسبت به نوارهای برشی نوع C قرار می‌گیرند. نوارهای برشی نوع C دارای امتداد  $N325^{\circ}-N335^{\circ}$  و نوارهای برشی نوع C' دارای امتداد  $N15^{\circ}E$  هستند. در سطح برگوارگی میلونیتی این سنگ‌ها، پورفیروکلاست‌های پوشش‌دار فلدسپات و بلورهای ماهی‌گون جهت برش بالا به سمت شمال شرق را نشان می‌دهند که حرکت راست‌گرد را در منطقه بررسی شده تأیید می‌کند (شکل ۱۵ آ، ب، پ). برگوارگی مرحله اول (S1) با راستای NNW تا NW-SE بر گواره غالب در زون برشی بدل‌آباد است که در اثر گسترش چین‌های هم‌شیب بسته با پال موازی (F1) که به موازات برگوارگی مرحله دوم (S2) سطح محوری آن‌ها به‌وجود آمده است. این برگواره در شیست‌ها، گنیس‌ها و آمفیبولیت‌های گنیسی به‌خوبی دیده می‌شود به‌طوری‌که در شیست‌ها، برگوارگی فاصله‌دار است و بر اثر جهت یافتگی میکاها در مناطق M-domain و از تجمع کوارتز  $\pm$  فلدسپار در مناطق Q-domain تشکیل شده‌اند (شکل ۱۶ آ).



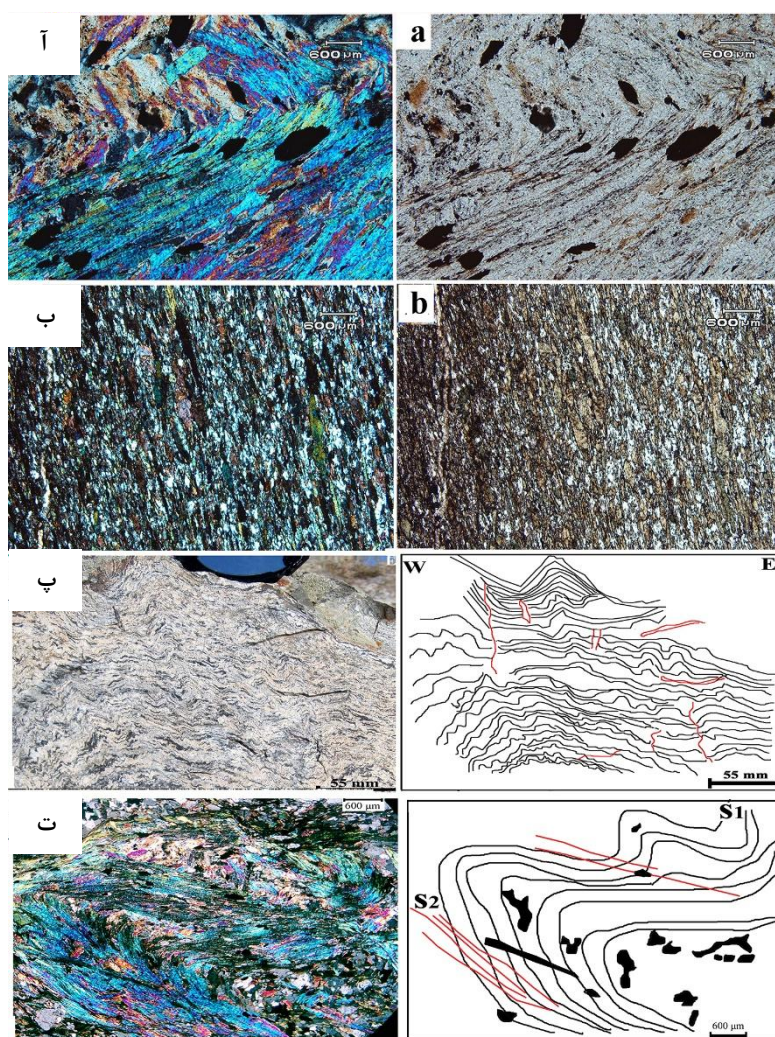
شکل ۱۴. آ) بودین باند برشی در منطقه بررسی شده، این بودین‌ها دارای شکل دراز کشیده خمیده و جابه‌جایی نسبتاً زیاد و حاوی خمش هم‌سو در صفحه بین بودین هستند که نسبت به صفحه بیرونی بودین خمیدگی ملایمی دارد، ب) ساختار بودین برگوارگی در آمفیبولیت گنیسی میلونیتی، در منطقه گردنه بدل‌آباد - قرخ‌یاشار در شمال غرب خوی، هندسه گردن بودین از نوع دهان ماهی<sup>۱۳</sup> است. رگه با فلدسپار پتاسیم‌دار پرشده است، پ) بودین‌های نوع کشیده نیز در منطقه برشی بدل‌آباد، که امتداد آن‌ها  $N45^{\circ}W-S45^{\circ}E$  است. لایه بودین شده فلدسپات (Fled) در یال و محور چین‌های برشی از نوع Z با امتداد  $N55^{\circ}W-S55^{\circ}E$  مشاهده می‌شود. محور بودین در جهت شیب برگوارگی است. این بودین جزء بودین‌های متقارن بدون لغزش گردن‌دار هستند. سوی برش با توجه به چین‌خوردگی برگوارگی از نوع Z شکل، راست‌گرد است، ت) کشیدگی در طول برگوارگی و ایجاد میکروبودیناژ نامتقارن در پورفیروکلاست‌های کوارتز در گرانیت میلونیتی در منطقه بدل‌آباد شمال خوی. برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی باشد. در زیر میکروبودین کوارتز، ساختار بسیار زیبا کوارتز ماهی نیز مشاهده می‌شود با توجه به جهت بلور ماهی‌گون، سوی برش راست‌گرد است برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی (D: XPL, d: PPL).



شکل ۱۵. (آ) صفحات S-C در گابرو میلونیتی در منطقه بررسی شده، (ب) صفحات S-C در متابازیت‌های منطقه، (پ) صفحات S-C و رخ نوار برشی نوع C' در گابرو-دیوریت میلونیتی یافته در شرق روستای بدل‌آباد، در همه تصاویر سوی برش راست‌گرد است برش موازی با خطوارگی کششی و عمود بر برگوارگی میلونیتی (C: XPL, c: PPL).

در آمفیبولیت گنایسی برگوارگی مرحله اول (S1) فاصله‌دار است و بر اثر جهت‌یافتگی آمفیبول‌ها که در بین آن‌ها باندهای روشن فلدسپاری ± کوارتز قرار گرفته‌اند تشکیل شده‌اند. در بیشتر آن‌ها این برگواره از نوع ممتد<sup>۱۴</sup> است (شکل ۱۶ ب). برگوارگی غالب این سنگ‌ها در راستای N۱۴۰° قرار می‌گیرد. اما در بعضی از مناطق به‌ویژه در شمال بدل‌آباد در منطقه علمدار و بنگین‌لر، شرق جاده بدل‌آباد (قره‌قوشون)-پارچی-عسگرآباد، این برگوارگی، چرخشی در جهت عقربه‌های ساعت پیدا کرده و راستای NNE به‌خود گرفته است. در بقیه مناطق امتداد تقریباً ثابت است. محور چین‌های مرحله اول (F1) که راستای NNW قرار گرفته‌اند، جهت آن‌ها تقریباً با برگوارگی مرحله اول منطبق است. برگوارگی دوم به‌صورت کنگره-ای<sup>۱۵</sup> در سنگ‌ها دیده می‌شود که امتداد سطوح محوری آن‌ها در راستای NNW قرار می‌گیرد این برگوارگی در گرانیب میلونیت، دیوریت میلونیت، گابرو میلونیت و گنیس میلونیت به‌خوبی دیده می‌شود (شکل ۱۶ پ و ت). برگوارگی دوم در کل منطقه عمومیت ندارد بلکه فقط در بعضی از زون‌های برشی دیده می‌شود. شکل ۱۶ ت کلیواژ کنگره‌ای در منطقه بررسی شده را نشان می‌دهد که در میکرولیتونها اثراتی از چین‌خوردگی‌های کوچک برگوارگی قبلی (S1) را نشان می‌دهد. میکرولیتونها<sup>۱۶</sup> به‌همراه برگوارگی دوم (S2) که از ریز چین‌خوردن برگوارگی مرحله اول به وجود آمده دیده می‌شود. این برگوارگی کنگره‌ای با دامنه کم، نامتقارن بوده است و محدود در زون‌های برشی است که زاویه حدود ۱۱-۱۳ درجه با برگوارگی S1 می‌سازد و حتی در خیلی موارد موازی با آن دیده می‌شود. می‌توان گسترش محلی برگوارگی مرحله دوم را نتیجه حرکت راستالغز در زون‌های برشی در راستای NNW دانست. اندازه‌گیری از برگواره S2 منطبق است.

14. Continuous  
15. Crenulation  
16. Microlithon



شکل ۱۶. آ) برگوارگی فاصله‌دار در شیست‌ها و بر اثر جهت‌یافتگی میکاها در مناطق **M-domain** و از تجمع کوارتز ± فلدسپار در مناطق **Q-domain**، شمال منطقه ب) برگواره **S1** به صورت ممتد در شیست‌های منطقه بر اثر جهت‌یافتگی کانی‌های بیونیت و موسکوویت، پ) برگوارگی **S2** به صورت کنگره‌ای در منطقه بدل‌آباد در شمال خوی، ت) کلیواژ کنگره‌ای در شرق آجای در شمال غرب خوی با برگوارگی جوان تر (**S2**)

اختلاف در راستا ممکن است ناشی از عملکرد گسل‌های فرعی باشد که با زاویه کم‌تری نسبت به منطقه برش اصلی قرار گرفته‌اند. برگوارگی میلونیتی (**Sm**) در تمام سنگ‌های دگرگونی منطقه برشی خوی دیده می‌شود اما گرانیت میلونیت، دیوریت میلونیت، گابرو میلونیت و گنیس میلونیت به خوبی دیده می‌شود. چین‌خوردگی برگوارگی‌های میلونیتی طی دگرریختی سوم (**D3**)، مهم‌ترین رخداد پس از میلونیتی شدن در مرحله دوم (**D2**) است (شکل ۱۷ آ و ب). دگرریختی سوم در شرایط شکننا-شکل‌پذیر رخ داده و بیش‌تر به شکل‌گیری چین‌های باز و بزرگ مقیاس با طول موج‌های بلند و سطح محوری‌های پرشیب انجامیده است. خطوارگی‌های کشیدگی در رخنمون‌های میلونیتی از دیگر ساختارهای مهم در منطقه برشی بدل‌آباد است. انواع متنوعی از خطوارگی‌های کشیدگی در منطقه برشی بدل‌آباد در طول دگرشکلی شکل‌پذیر تشکیل شده است که شامل خطوارگی‌های کشیدگی در میلونیت‌ها، محور طویل بیضوی دانه‌های کوارتز-فلدسپار، روبان‌های کوارتز-فلدسپار و خطوط لولای چین‌های میکروسکوپی است. متوسط پلانژ و روند خطوارگی کشیدگی دانه‌های کوارتز-فلدسپار کشیده شده  $18^\circ$ ،  $N55^\circ E$  تا  $15^\circ$  و  $N58^\circ E$  است. موقعیت شماتیک از برگوارگی **S1**، **S2** در منطقه برشی بدل‌آباد و انواع

دگرریختی و فرآیندهای ناشی از آن رسم شده است (شکل ۱۸ آ و ب). شکل ۱۹A نقشه ساختاری رسم شده در منطقه برشی بدل‌آباد را نشان می‌دهد. تصویر استریوگرافیکی خطواره‌های کشیدگی و برگواره‌های میلونیتی در این منطقه در شکل ۱۹ ب نشان داده است. شواهد جنبشی فراوانی از عملکرد تنش‌های برشی و فشارشی در این منطقه دیده می‌شود که همه آنها نشان‌دهنده عملکرد یک منطقه برشی با برگوارگی میلونیتی با شیب متوسط به سمت شمال شرق و خطواره کشیدگی به سمت شمال شرق با سازوکار راستالغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس در این منطقه است.

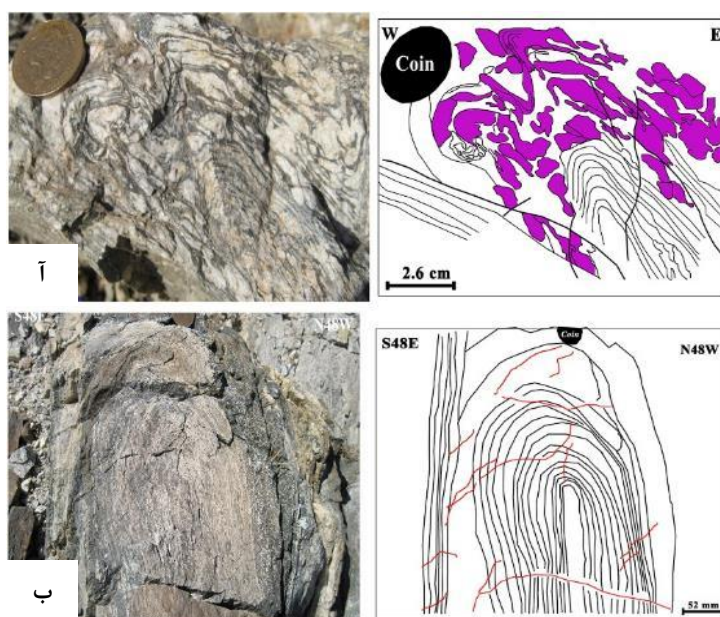
### بحث

بررسی‌های سنگ‌شناسی در منطقه برشی بدل‌آباد نشان می‌دهد که درجه دگرگونی سنگ‌های این منطقه در حد رخساره شیبست‌سبز و آمفیبولیت فوقانی و دما در حدود ۴۸۰-۶۸۰ درجه سانتی‌گراد است [۵]. با توجه به اطلاعات حاصل از بررسی ساختاری و ریزساختاری منطقه بررسی شده مشخص می‌شود که ساختارهای حاصل هم از نوع دمای بالا و هم از نوع دمای پایین است. به طوری که از مهم‌ترین ساختارهای دمای بالا می‌توان به خمش ماکل در پلاژیوکلازها، چین‌خوردگی باندهای کوارتز و فلدسپاری، کشیدگی و نواری شدن فلدسپارها، ساختارهای پورفیروکلاستی نامتقارن  $\delta$  در بسیاری از آلکالی فلدسپارها، بدون چین‌خوردگی سنگ‌های درون‌گیر اشاره‌گیر کرد. از مهم‌ترین ساختارهای دمای پایین در این منطقه می‌توان پورفیروکلاست‌های قطعه-قطعه شده فلدسپار در میلونیت‌های منطقه [۲۴]، خرد شدن دینامیکی فلدسپار و کوارتز، خاموشی موجی در کوارتز و غیره اشاره کرد. از شواهد دگرشکلی شکنا در منطقه برشی بدل‌آباد گسل‌ها، سنگ‌های گسله که خود شامل برش گسلی چسبنده، کاتاکلاسیت، گوژ گسلی و خش گسلی را می‌توان نام برد. در محدوده بررسی شده، تحرک شدید گسل‌های معکوس و دوپلکس‌ها، موجب خردشدگی شدید سنگ‌ها در مرز حرکتی بلوک‌های مجاور و شکل‌گیری فابریک‌های کاتاکلاستیکی-برشی متنوع و ایجاد درزه-شکستگی شده است که شواهد میکروسکوپی، مزوسکوپی و مقیاس نقشه نشان می‌دهد گسل‌ها فابریک‌های برشی شکل‌پذیر را قطع کرده است. با توجه به روند کلی ساختارها از قبیل برگوارگی، چین‌ها، گسل‌های راندگی شمال‌غرب-جنوب شرق است که نشان‌دهنده حداکثر کوتاه‌شدگی در جهت شمال‌شرق-جنوب‌غرب است. با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی نیز در خصوص نمونه‌های برداشت شده از مناطق برشی راندگی‌ها می‌توان تأثیر مؤلفه راستالغز راست‌گرد را برای تمام راندگی‌ها استنباط کرد. گسل‌خوردگی‌های نرمال و امتدادلغز نیز در ارتباط با مؤلفه راستالغز راست‌گرد است. پژوهش‌های مزوسکوپی از قبیل کلیواژهای نواری برشی از نوع C- و از نوع S-، ساختار میکاماهی‌ها، پورفیروکلاست‌های پوششی جهت برش راست‌گرد را در منطقه بررسی شده نشان می‌دهد. مهم‌ترین مکانیسم‌های دگرشکلی شامل برگوارگی، کلیواژهای نواری برشی از نوع C-، از نوع S-، تبلور مجدد مکانیکی، میکاماهی و پورفیروکلاست‌های پوششی مشاهده شده است، هم‌چنین مشاهده گسل‌های روانده در این منطقه و نواحی مجاور آن بیانگر حرکات تراستی در این منطقه است. بر اساس مقاطع نازک مطالعه شده و بررسی‌های صحرایی و تحلیل داده‌های صحرایی و دستگاهی منطقه بررسی شده را می‌توان نتیجه سه فاز دگرشکلی در نظر گرفت که در زیر به تشریح هر یک از این فازها پرداخته می‌شود. فازهای دگرشکلی در منطقه بررسی شده به ترتیب عبارتند از:

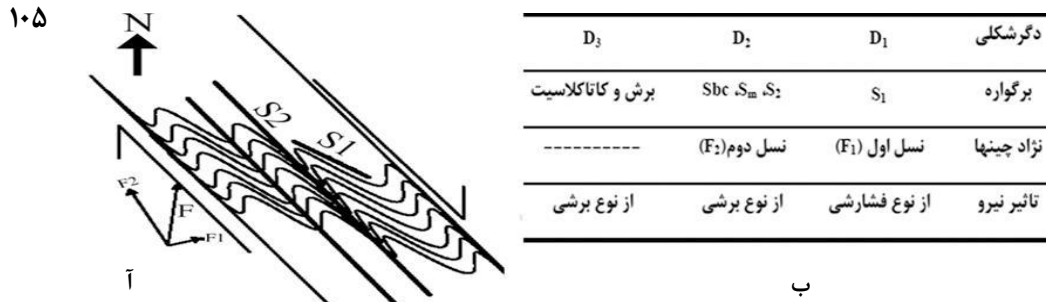
۱. اولین فاز دگرشکلی (D1): این فاز باعث چین‌خوردگی سنگ‌ها در اعماق شده، طی آن چین‌های نسل اول از قبیل چین‌های هم‌شیب (F1) و برگوارگی غالب (S1) با اعمال نیروهای تکتونیک در منطقه شکل گرفته است. در واقع می‌توان آن را مهم‌ترین فاز دگرشکلی در منطقه دانست. این فاز دگرشکل نشان‌گر اعمال تنش  $\sigma_1$  در راستای شمال‌خاور-جنوب‌باختر با توجه به روند محور چین‌ها و روند برگوارگی‌های S1 را نشان می‌دهد. نوع دگرشکلی شکل‌پذیر است که نشان‌گر برش راست‌گرد است. اولین فاز اعمالی در منطقه فشارشی است. ماهیت دگرشکلی این فاز از نوع شکل‌پذیر است.

۲. دومین فاز دگرشکلی (D2): ماهیت دومین فاز اعمالی در منطقه از نوع شکل‌پذیر است. وجود گارنت و آمفیبول در متابازیت‌ها، توسعه برگواری و خطواری میلوئیتی در راستای شمالی-جنوبی اکثر سنگ‌ها و هم‌چنین کلیواژ کنکره‌ای و برگواری S2 فاز دگرشکلی دوم را در منطقه بدل‌آباد تأیید می‌کند. این فاز نشان‌گر اعمال تنش  $\sigma_1$  در راستای شمال خاور- جنوب باختر با توجه به حرکت امتدادلغز گسل‌ها در راستای شمال شمال‌باختر را نشان می‌دهد از آثار این دگرشکلی می‌توان تحمیل نسل دوم چین‌خوردگی (F2) بر نسل اول چین‌خوردگی (F1) (در گرانودیوریت میلوئیتی روستای بدل‌آباد) و هم‌چنین کرد الگوی تداخلی چین‌ها از نوع موجی شکل در ناحیه بدل‌آباد برشمرد. بر اساس شواهد ساختاری مشخص می‌شود که عامل این دگرشکلی نیروهای ناشی از حرکت امتدادلغز گسل‌ها در راستای NNW بوده است که به توسعه فابریک‌های میلوئیتی در گرانیته‌ها، گابروها، متابازیت‌ها و شیست‌های منطقه منجر شده است. ولی مهم‌ترین ساختارهای مربوط به این فاز مرتبط با حرکات برشی در این منطقه است که خطواره کشیدگی در میلوئیت‌ها، صفحات S-C در میلوئیت‌ها از جمله این ساختارها است. با توجه به توسعه ساختارهایی نظیر خطواره‌ها و برگواری-های میلوئیتی و آثار دگرشکلی شکل‌پذیر در پرفیروکلاست‌های فلدسپات، می‌توان این فاز را به‌عنوان یک فاز دگرشکلی شکننا- شکل‌پذیر در نظر گرفت. این فاز مهم‌ترین فاز دگرشکلی در این منطقه است که سبب توسعه ساختارهای مرتبط با حرکات برشی گردیده و بسیاری از ساختارهای قدیمی را از میان برده و یا تحت تأثیر قرارداده است. این فاز نشان‌گر فشارش با راستای شمال باختری-جنوب خاور را می‌توان از جمله عوامل ایجاد این دگرشکلی محسوب کرد و نشان‌گر اعمال تنش  $\sigma_1$  در راستای شمال باختری-جنوب خاوری است.

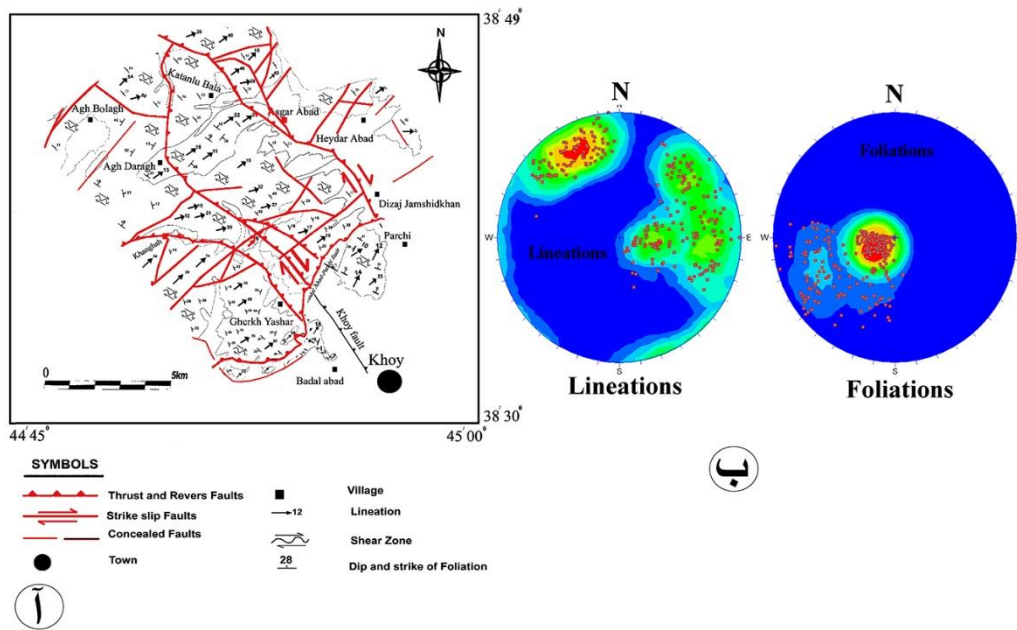
۳. سومین فاز دگرشکلی (D3): فاز دگرشکلی نوع سوم (D3) مهم‌ترین فاز دگرشکلی در منطقه است و تحت تأثیر این فاز رگه‌های بودین چین‌خورده، چین‌های نامتقارن کشیده S و Z و چین‌های با روند ENE تشکیل می‌شوند. با توجه به این که ساختارهای ناشی از فازهای دگرشکلی D1 و D2 تحت تأثیر دگرشکلی دینامیکی منطقه‌های شکننا قرار گرفته و خرد شده‌اند و به‌نظر می‌رسد که عامل دگرشکلی گسل‌های جوان در منطقه بدل‌آباد در راستای NNW بوده است. ماهیت سومین فاز اعمالی در منطقه برشی بدل‌آباد از نوع شکننا- شکل‌پذیر است.



شکل ۱۷. (آ) چین‌خوردگی برگواری میلوئیتی در آمفیبولیت گنیسی در شمال شرق جاده بدل‌آباد (منطقه قره‌قوشن)- پارچی بالای مرغداری حاج شکر، (ب) چین‌خوردگی برگواری میلوئیتی در آمفیبولیت گنیسی در منطقه آغا‌جویلر، شمال بدل‌آباد



شکل ۱۸. (آ) موقعیت شماتیک از برگوارگی S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub> در منطقه برشی بدل‌آباد و جهت نیروی وارده از سمت S-SW که به دو مؤلفه برشی (F<sub>1</sub>) و مؤلفه فشارشی (F<sub>2</sub>) تقسیم‌بندی شده است، (ب) انواع دگرریختی و فرآیندهای ناشی از آن در منطقه برشی بدل‌آباد

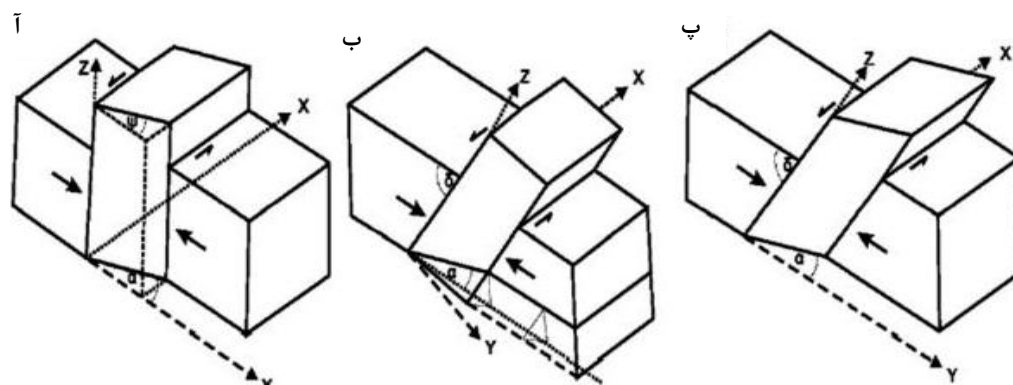


شکل ۱۹. (آ) نقشه ساختار کلی از منطقه بررسی شده، (ب) اندازه‌گیری‌های صحرایی از برگوارگی‌ها میلیونی و خطوارگی‌های کشیدگی روی نیم‌کره پایین شبکه استریوگرافیک هم مساحت دایره بزرگ را نشان می‌دهد.

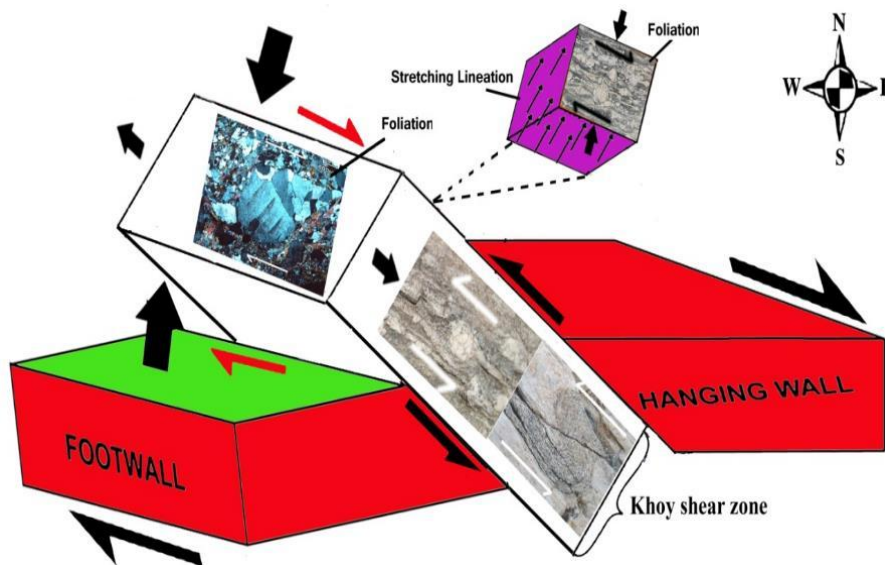
### نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته در منطقه برشی بدل‌آباد می‌توان مدلی همگرایی مایل ارائه شده به وسیله جونز<sup>۱۷</sup> [۱۴] (شکل ۲۰) را که در آن اشکالات مدل Sanderson and Marchini (2004) برطرف شده است را برای این ناحیه در نظر گرفت. در این مدل ارائه شده، حرکت مواد فقط از قسمت بالای پهنه امکان‌پذیر است و از اطراف امکان جابه‌جایی مواد وجود ندارد [۱۴]، با برداشتن این شرایط مرزی یک مدل ریاضی ترافشارشی مایل ارائه کردند که در آن مواد از همه طرف امکان جابه‌جایی دارند، این مدل ما را در ارائه مدل‌های گوناگون دگرریختی غیرهم‌محور همراهی می‌کند و می‌تواند سبب ضخیم‌شدگی و یا کوتاه‌شدگی در پوسته شود. در این مدل هم‌چنین توزیع واتنش در نظر گرفته شده است (شکل ۲۰ ب). طی کوتاه‌شدگی‌های ترافشارشی حوضه‌های دگرریختی مجزایی ایجاد می‌شود که به این حالت توزیع واتنش گفته می‌شود. واتنش‌های لحظه‌ای غیرهم‌محور طی دگرریختی‌های ترافشارشی پیش‌رونده می‌تواند سبب وقوع توزیع

گردد. هندسه و کینماتیک فابریک‌های برشی در منطقه برشی بدل‌آباد نشان می‌دهد که تفکیک‌شدگی<sup>۱۸</sup> دگرشکلی در شرایط شکنا و شکل‌پذیر در طول رژیم تکتونیکی همگرایی پیش‌رونده وجود دارد [۱۳]. در بررسی ناحیه بدل‌آباد، مدل ترافشارشی مایل راست‌گرد را مطرح کردیم. ناحیه بدل‌آباد بخشی از کمربند سنندج - سیرجان است، مطالعات ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته نشان دهنده دو دسته ساختار اصلی در این ناحیه است. دسته اول ساختارهای مرتبط با حرکات برشی راست‌گرد از قبیل ساختارهای  $\sigma$  و  $\delta$ ، بلورهای میکاماهی، فابریک میلونیتی، فابریک‌های S-C و هم‌چنین ساختارهایی نظیر چین‌های غلافی، خطواره‌های کشیدگی، برگواگی‌های میلونیتی و دسته دوم در ارتباط با حرکات راندگی به‌وقوع پیوسته در این ناحیه از قبیل گسل‌های راندگی بدل‌آباد-پارچی، گسل راندگی خوی و ساختارهای دوپلکس است. حرکات برشی راست‌گرد به‌وسیله مؤلفه امتدادلغز ترافشارشی مایل ایجاد شده‌اند و حرکات راندگی به‌وسیله فشارش ترافشارشی مایل به‌وجود آمده‌اند. گسل‌های منطقه بیش‌تر به‌صورت راستالغز و شیب‌لغز نمایان شده و اغلب گسل‌ها در دو امتداد شمال‌شرق-جنوب‌غرب و امتداد شمال‌غرب-جنوب‌شرق است که منطقه را تحت تأثیر قرار داده و باعث دگرشکلی‌های فراوان شده است. راندگی‌های منطقه نشان‌دهنده حداکثر کوتاه‌شدگی در راستای شمال‌شرق-جنوب‌غرب است که با شیب متوسط به‌سمت شمال‌شرق دارند و همگرایی منطقه در راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق را تأیید می‌کند. پهنه ترافشارشی راست‌گرد شکل‌پذیر منطقه در زمان بسته شدن حوضه اقیانوسی در مرز صفحه فرورونده و صفحه فرادیواره شکل گرفته است. جهت شیب صفحه فرورونده به‌سوی شرق تا شمال‌شرق بوده است و نتیجه دگرریختی ناشی از این فرورانش، گستره بزرگ میلونیتی است که سوی برش راستالغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس را نشان می‌دهد. پس از دیدگاه تکتونیکی منطقه بررسی شده فشارش همگرایی راست‌گرد را به‌خوبی نشان می‌دهد عامل این رژیم تکتونیکی برخورد مایل پلاتفرم عربی با بلوک البرز باختری - آذربایجان است که در اثر برخورد به دو مؤلفه فشارشی و برشی تفکیک شده است. تنش فشاری چین‌خوردگی و راندگی و تنش برشی عامل مؤلفه راستالغزی راست‌گردی در منطقه برشی بدل‌آباد شده است (شکل ۲۱).



شکل ۲۰. آ) منطقه ترافشارشی قائم سه‌بعدی از [۲۱]، ب) منطقه ترافشارشی مایل (Inclined transpression) از [۱۴]،  
پ) منطقه ترافشارشی مورب (Oblique transpression) از [۱۱]



شکل ۲۱. مدل سه بعدی پیشنهادی برای واتنش تری کنیک در منطقه برشی بدل آباد [۲]

### منابع

۱. حاجی حسینلو ح.، "پتروفابریک"، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوی (۱۳۹۵) ۳۰۱.
۲. حاجی حسینلو ح.، سلگی ع.، محجل م.، پورکرمانی م.، "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 زمین شناسی و اکتشافات مواد معدنی، شماره ۹۴ (۱۳۹۳) ۱۹۶-۱۸۱.
۳. حق بیگی ع.، "پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت ملائزهای شمال خوی"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۷۵) ۱۷۴.
۴. سلگی ع.، حاجی حسینلو ح.، "تکتونیک مناطق برشی"، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات و فن آوری تهران (۱۳۸۹).
۵. عزیزی ح.، "پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های دگرگونی شمال خوی"، پایان نامه دکتری دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۰) ۲۵۳.
۶. نوروزی م.ح.، "ویژگی های ساختاری پهنه های برش نرم و ترد در گستره ی خوی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین (۱۳۷۹).
۷. نیکروز ر.، "بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی افیولیت ها در منطقه غرب خوی"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۴).
8. Azizi H., Chung S. L., Tanaka T., Asahara Y., "Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source", *Precambrian Res* 185 (2011) 87-94.
9. Azizi H., Moinevaziri H., Mohajjel M., Yagobpoor A., "PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous-Tertiary continental collision", *J. Asian Earth Sciences*, 27 (2006) 1-9.

10. Davis G. H., Reynolds S. J., "Structural geology of rocks and regions", New York, John Wiley and Sons, (1996) 776
11. Fossen H., Tikoff, B., "The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics", *Journal of Structural Geology*, 15 (1993) 413-422.
12. Goscombe B., Passchier C. W., Hand M., "Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures", *Journal of Structural Geology*, 26 (2004) 739-763.
13. Haji Hosseinlou H., "Kinematics of Transpressional Deformation Zones in the Urmia Fault Zone, Northwest Iran", *Journal of Earth Sciences*, 7 (2015) 59-67.
14. Jones R., Holdsworth R. E., Clegg P., McCaffrey K., Tavarnelli E., "Inclined transpression", *Journal of Structural Geology* 26 (2004)1531-1548.
16. Khalatbari-Jafari M., Juteau T., Bellon H., Whitechurch H., Cotten J., Emami H., "New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran", *J. Asian Earth Sciences*, 23 (2004) 507-535.
17. Monsef I., Rahgoshay M., Mohajjel M., Shafaii Moghadam H., "Peridotites from the Khoy ophiolite complex, NW Iran: evidences of mantle dynamics in a Supra-Subduction-zone context", *J. Asian Earth Sciences*, 38 (2010) 105-120.
18. Passchier C. W., Simpson C., "Porphyroclast systems as kinematic indicators", *Journal of Structural Geology*, 8 (1986) 831-844.
19. Passchier C. W., Trouw R. A. J., "Microtectonics", Springer, Berlin Heidelberg, (2005) 366.
20. Pessagno E. A., Ghazi M., Kariminia M., Duncan R. A., Hassanipak A. A., "Tectonostratigraphy of the Khoy complex, northwestern Iran", *Journal of Stratigraphy*, 2 (2005) 49-63.
21. Sanderson D. J., Marchini W. R. D., "Transpression", *Journal of Structural Geology*, 6 (1984) 449-458.
22. Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran", *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52 (1968)1229-1258.
23. Ten Grotenhuis S. M., Trouw R. A. J., Passchier C. W., "Evolution of mica fish in mylonitic rocks", *Tectonophysics*, 372 (2003) 1-21.
24. Trouw R. A. J., Passchier C. W., Wiersma D. J., "Atlas of mylonites and related microstructures", Springer (2010).