

توزیع دگرریختی در پاسخ به برخورد ترافشارش مایل صفحه عربی با بلوک البرز باختری - آذربایجان، در زون برشی خوی

حسن حاجی حسینیلو^{۱*}، علی سلگی^۲، محمد محجل^۲، محسن پور کرمانی^۴

^۱ استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوی، گروه زمین‌شناسی، خوی، ایران
^۲ استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران
^۳ دانشیار، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران
^۴ استاد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۶/۱۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۲۳

چکیده

زون برشی شمال خوی (KSZ) در ۱۳۰ کیلومتری شمال شهر ارومیه و ۶۵۰ کیلومتری باختر تهران قرار گرفته است. بررسی ساختاری و ریزساختاری زون برشی شمال خوی مشخص ساخت این زون برشی شکل پذیر که شامل سنگ‌های دگرگون با سنگ‌های اولیه گوناگون است با فابریک غالب در راستای شمال باختر - جنوب خاور دگرریخت شده است. بر گوارگی میلیونیتی در این زون برشی دارای راستای غالب شمال باختر - جنوب خاور بوده و شیب متوسط تا زیاد به سوی شمال خاور دارد. خطوارگی میلیونیتی میل کم تا متوسط به سمت شمال - شمال خاور تا شمال دارند. گسل‌های معکوس و راندگی با راستای شمال باختر - جنوب خاور شیبی به سوی شمال خاور دارند. همچنین فابریک‌های برشی شکل پذیر توسط دوپلکس‌های سیستم گسلی تراستی و گسل‌های امتدادلغز تحت تأثیر قرار گرفته‌اند. روند کلی ساختارها نشان‌دهنده حداکثر کوتاه‌شدگی شمال خاور - جنوب باختر است. چهار مرحله دگرریختی (D1-D4) در زون برشی شمال خوی وجود دارد. مرحله دگرریختی اول و دوم به صورت شکل پذیر پیش‌رونده و مرحله دگرشکل سوم و چهارم به صورت شکنا - شکل پذیر آنها را تحت تأثیر قرار داده است. ساختارهای نشان‌گر نوع برش شکل پذیر نظیر باندهای برشی S و C، نوارهای برشی نوع C و C، چین‌های برشی، ساختارهای قفسه‌کنایی، انواع ساختارهای ماهی‌گون و پورفیرو کلاست‌های پوششی نشانگر آن است که زون برشی شمال خوی در طی دگرریختی در تکنونیک ترافشارش راست بر به وجود آمده است. از این که ساختارها و ریزساختارهای نشانگر برش معکوس و امتدادلغز راست بر در این زون با همدیگر مشاهده می‌شوند بیانگر وقوع توزیع در این زون است. این موضوع مشخص می‌کند که نیروهای تکنونیک مایل نسبت به زون دگرریختی منطقه خوی در اثر تکنونیک همگرا بین صفحه عربی و بلوک آذربایجان - البرز باختری در شمال باختر ایران روی داده است.

کلیدواژه‌ها: توزیع دگرریختی، ترافشارش مایل، زون برشی خوی، مراحل دگرریختی

*نویسنده مسئول: حسن حاجی حسینیلو

E-mail:haji3399@yahoo.com

۱ - پیش‌گفتار

کشش، زون برشی ضخیم یا نازک می‌شود. در این مدل، طول و حجم امتداد ثابت است. این مدل برای زون‌های برشی قائم پیشنهاد می‌شود به شرطی که خطواره‌های کشیدگی، عمود یا افقی باشند (شکل ۲-۱).

این مدل بیشتر به طور روشن توسط Fossen & Tikoff (1993) بیان شد. آنها نشان داده‌اند که مدل زون‌های برشی ترافشارشی نوع Sandersone & Marchini (1984) را وقتی که زاویه α میان بردار ترافشارش و مرز زون کمتر از 20° درجه باشد در واتش‌های پایین تر خطواره کشیدگی افقی است ولی در واتش بالاتر خطواره‌های کشیدگی عمود می‌شود. وقتی زاویه α بزرگ تر از 20° درجه شد خطواره‌ها عمود می‌شوند (شکل ۲-۲).

در مدل ارائه شده توسط Sandersone & Marchini (1984) حرکت مواد فقط از قسمت بالای پهنه امکان‌پذیر است و از اطراف امکان جابه‌جایی مواد وجود ندارد، Jones et al. (1997 & 2004) 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 غیر هم‌محور همراهی می‌کند و می‌تواند سبب ضخیم‌شدگی و یا کوتاه‌شدگی در پوسته شود. در این مدل همچنین توزیع واتش در نظر گرفته شده است (شکل ۲-۲). در طی کوتاه‌شدگی‌های ترافشارشی حوضه‌های دگرریختی مجزایی ایجاد می‌شود که به این حالت توزیع واتش گفته می‌شود. واتش‌های لحظه‌ای غیر هم‌محور در طی دگرریختی‌های ترافشارشی پیش‌رونده می‌تواند سبب وقوع توزیع شود (Tikoff & Teysier, 1994).

از مدل ترافشارش محققین زیادی برای زون‌های برشی استفاده کرده‌اند و برای بیان این مدل روش‌های گوناگونی نیز استفاده کرده‌اند شامل: (Sandersone & Marchini, 1984; Cobbold et al., 1991; Fossen & Tikoff, 1993; Tikoff & Tyssier, 1994; Gresse, 1995; Jones & Tanner, 1995; Urreiztieta et al., 1996; Jones et al., 1997; Tikoff & Green, 1997; Diraisson et al., 1998; Fossen & Tikoff, 1998; Lin et al., 1999; Altis, 1999; Mohajjel & Fergusson, 2000; Johnson & Kattan, 2001; Jiang et al., 2001; Czeck & Hudleston, 2004; Jones et al., 2004; Vernant & Chery, 2006; Sullivan & Law, 2007; Viola & Henderson, 2010).

مطالعات مدرن از هندسه و کینماتیکی، زون‌های برشی شکل‌پذیر با ارائه مدل برشی ساده‌ی توسط (Ramsay & Graham, 1970; Ramsay, 1980) شروع شد. در این مدل جهت حرکت موازی با مرز زون برشی است و نتایج دگرشکل از نوع برش ساده است (شکل ۱). در زون‌های برشی، با فرض این که خطوارگی کششی موازی با محورهای طولی بیضوی واتش نهایی است، برش افقی تقریباً خطوارگی‌های کششی افقی ایجاد می‌کند ولی در برش مورب، خطوارگی‌های با میل بیشتر تشکیل می‌شود (Lin & Williams, 1992). نسبت برش ساده / برش محض در طول زون‌های برشی تغییر می‌کند، این تفاوت اختلاف در طول زون‌های برشی با اختلاف در مسیر دگرشکلی دنبال می‌شود. Lin et al. (1999) این پدیده را توزیع مسیر دگرریختی می‌دانند. Sandersone & Marchini (1984) یک مدل سه بعدی از زون‌های برشی پیشنهاد کردند، وقتی که یک زون برشی قائم حرکت امتدادلغز دارد در پاسخ به فشارش یا

مطالعه شمال-باختر آرژانتین حرکت صفحه نازکا به زیر صفحه آمریکای جنوبی را به صورت ترافشارشی مایل بیان کردند.

در این مقاله شواهد زون‌های برشی معکوس، امتدادلغز و شواهد توأم معکوس و امتدادلغز در مقیاس مژوسکوپی و میکروسکوپی در ناحیه خوی معرفی شده است. ما نیز نشان دادیم که زون برشی خوی در پاسخ به تکتونیک ترافشارش راست بر تشکیل شده است. همچنین در این مقاله سعی شده است مهم‌ترین مکانیسم‌های دگرریختی، هندسه زون برشی و گسترش آن، شاخص‌های جنبشی برای پی بردن به سوی زون برش، ارتباط بین تکتونیک برشی و دیگر مکانیسم‌های دگرریختی در منطقه و مدل پیشنهادی زون برشی خوی صورت گیرد.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

ناحیه مورد پژوهش 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) قرار می‌گیرد.

کمپلکس دگرگونی-افیولیتی خوی در شمال باختر ایران قسمتی از استان آذربایجان غربی و جزو کمربند دگرگونی شیت‌سبز - آمفیبولیت است که در طول ژوراسیک آغازین - کرتاسه آغازین بین ورقه عربی و بلوک البرز باختری - آذربایجان تشکیل شده‌اند. در زون برشی شمال خوی سنگ‌های دگرگونه در شمال و شمال باختر شهرستان خوی گسترش قابل ملاحظه‌ای دارند، یک مجموعه دگرگونی گسترده رخنمون یافته که در باختر با سفره افیولیتی شمال باختر و در خاور با رسوبات دگرگون نشده پالئوزویک مجاور است. سازند قم با سن الیگوسن-میوسن تمامی این مجموعه را به صورت دگرشیب پوشانیده است. به طوری که منطقه‌ای را به وسعت ۸۰۰ کیلومتر مربع می‌پوشانند. این سنگ‌ها در باختر با مجموعه افیولیتی شمال خوی و در خاور با مجموعه دگرگون نشده پالئوزویک مجاور هستند. نقشه‌های زمین‌شناسی از منطقه توسط قرشی و ارشدی (۱۹۷۸)، رادفر و امینی (۱۳۷۸); (Azizi et al. (2006 & 2010); (Khalatbari-Jafari et al. (2004); تهیه شده و داده‌های این مطالعات به شناسایی واحدهای چینه‌شناسی زیر منجر شده است (شکل ۳):

۲-۱. سنگ‌های کمپلکس افیولیتی

سنگ‌های کمپلکس افیولیتی زون برشی خوی به سن ژوراسیک آغازین - کرتاسه آغازین که بیشتر شامل گنایس میلوئیتی، آمفیبولیت گنایسی، گابرو میلوئیتی، آمفیبولیت میلوئیتی، دیوریت میلوئیتی، گرانیت میلوئیتی، گرانودیوریت میلوئیتی، سرپانتینیت، لرزولیت و هارزبورژیت هستند که تحت تأثیر دگرریختی‌های شکل‌پذیر و شکنا - شکل‌پذیر قرار گرفته‌اند.

سنگ‌های فوق بازی نیز در منطقه گسترش دارند. در منطقه مورد مطالعه دو مجموعه اولترامافیک جدا از هم دیده می‌شود (عزیزی، ۱۳۸۰). یکی به صورت سفره روانده و دیگری به صورت اولترامافیک‌های درهم آمیخته با رسوبات اولترامافیک‌ها در مناطق قورول بالا و خاور آجای، بدل‌آباد و پارچی به صورت سفره بر روی سنگ‌های کمپلکس دگرگونی زون برشی خوی رانده شده‌اند و در مناطق دیگر توسط زون‌های گسلی از متابازیت‌ها جدا می‌شوند.

در منطقه شمال خاور کنتلوی بالا و در باختر آق‌دره مجموعه‌ای از سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده با سنگ‌های آواری شامل ماسه‌سنگ‌های آهکی، شیل و ماسه‌سنگ به صورت ملائز دیده می‌شود. اولترامافیک‌های این منطقه کاملاً به سرپانتین شیت تبدیل شده که با یک برگواره مشخص در راستای NNW دیده می‌شود. در بعضی قسمت‌ها، به خصوص در شمال خاور کنتلوی بالا عدسی‌های اولترامافیک سالم و گرد شده در این مجموعه برگواره‌دار مشاهده می‌شود که دلیلی

مدل ترافشارشی مایل توسط افراد دیگری نیز مطرح شد. به اعتقاد آنها حرکات امتدادلغز راست‌بر از گسل شمال آناطولی در ترکیه تا گسل اصلی زاگرس در ایران قابل مشاهده است. آنها با استفاده از مکانیسم کانونی زلزله‌های رخ داده در شمال ترکیه حرکت راست‌بر را برای گسل‌های آن ناحیه در نظر می‌گیرند. گسل‌های امتدادلغز متقاطع در شمال باختر ایران و بردارهای لغزش زلزله‌ها در شمال و خاور ایران بیانگر مؤلفه خاوری حرکت در ایران نسبت به اوراسیا است.

(Schreurs & Colletta (2002) با استفاده از مواد شکنا که توسط قشر نازکی از مواد ویسکوز پوشانده شده به بررسی مدل ترافشارشی مایل پرداخته‌اند، به عقیده آنها نسبت واتنش برشی و واتنش کوتاه شونده مهم‌ترین عوامل کنترل‌کننده لغزش‌های اولیه گسل‌هاست. در نسبت واتنش بالا گسل‌های امتدادلغز پوششی ایجاد می‌گردند که با افزایش دگرریختی گسل‌های امتدادلغز ترافشارش ایجاد شده و ساختار گل‌وار مثبت ایجاد می‌شود. در نسبت واتنش کم در لایه شکنا گسل‌های تراستی مشاهده می‌شوند که به موازات جهت برش‌ها توسعه یافته‌اند. در یک رژیم ترافشارشی مایل در ابتدا گسل‌های تراستی و امتدادلغز ایجاد می‌شوند ولی با افزایش دگرریختی‌ها گسل‌های معکوس شیب‌لغز بیشترین گسترش را نشان می‌دهند و این گسل‌ها دارای خط اثر انحنادار هستند.

(Mohajjel & Fergusson (2000 در مطالعه ناحیه ژان، در باختر ایران مدل ترافشارشی مایل راست‌بر را مطرح کردند. ناحیه ژان 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 راست‌بر و دسته دوم در ارتباط با حرکات تراستی به وقوع پیوسته در این ناحیه است. حرکات برشی راست‌بر توسط مؤلفه امتدادلغز ترافشارشی مایل ایجاد شده‌اند و حرکات تراستی توسط مؤلفه فشارش ترافشارشی مایل به وجود آمده‌اند. در بخش جنوبی پهنه سنندج - سیرجان ترافشارشی با خروج جانبی مواد، در بخش شمالی سنندج سیرجان (منطقه ازنا)، ترافشارش در کرتاسه پسین گزارش شده است (Mohajjel & Fergusson, 2000).

در سال‌های اخیر بسیاری از حاشیه‌های همگرایی جهان توسط مدل ترافشارشی مورد بررسی قرار گرفته‌اند که در ادامه به بعضی از این تحقیقات اشاره می‌شود. (Mohajjel & Fergusson (2000 حرکات راست‌بر در گسل‌های قطع‌کننده پهنه ارومیه - دختر (گسل‌هایی با روند شمالی - جنوبی) را نشان دهنده وقوع ترافشارشی مایل می‌دانند. او همچنین تمام گسل‌های دارای روند شمالی - جنوبی بین گسل چمن و پهنه جوش خورده زاگرس را که دارای حرکت راست‌بر هستند مرتبط با ترافشارشی مایل بین پلیت ایران و آفرو - عربی می‌داند.

(Cashman et al. (1992 با مشاهده گسل‌های امتدادلغز و تراستی در زون فروانش Hikurangi در زلاندنو، این زون فروانش را هماهنگ با مدل ترافشارشی مایل دانسته‌اند. (Tikoff & Green (1997 با مطالعه خطواره‌های کشیدگی در زون‌های برشی ترافشارشی مایل در صحرای نوادا بیان کردند که اگر ترافشارش از حالت برش ساده فاصله بگیرد، خطواره‌های قائم در منطقه ایجاد خواهد شد. (Solar & Brown (2001 با مطالعات ساختاری و ریزساختاری در نواحی ترافشارشی مایل شمال کوهزاد آپالاشین به شواهد انجام توزیع و وقوع هم‌زمان حرکات امتدادی و تراستی دست یافتند. (Cobbald et al. (1991 در مطالعه ناحیه‌ای در آرژانتین گسل‌های تراستی و حرکات برشی را در این منطقه مشاهده کردند، همچنین در این منطقه ساختارهای گل‌وار مثبت نیز مشاهده شد، به همین دلیل آنها مدل ترافشارشی مایل را برای این ناحیه به کار بردند. در این منطقه آثار توزیع از مقیاس میکروسکوپی تا ماکروسکوپی مشاهده شده است. (Gress (1995 در مطالعه ناحیه Vanrhynsdorp در آفریقای جنوبی زون‌های برشی و گسل‌های تراستی را در این منطقه شناسایی کرد و مدل ترافشارشی مایل را برای آن به کار برد. (Urreiztieta et al. (1996

غنی بودن آن از ادخال‌های کوارتز و بیوتیت است. گارنت‌ها در هر دو جایگاه Q-domains و M-domains رشد کرده‌اند و در Q-domains با کوارتز و آلکالی فلدسپار و در M-domains در کنار بیوتیت‌ها قرار گرفته‌اند.

برگوارگی شیست‌های منطقه (S_1) دارای جهت شمال-شمال باختری است و با چینه‌بندی اولیه سنگ رسوبی (S_0) منطبق نمی‌باشد بلکه در بسیاری از مناطق با آن زاویه می‌سازد. علاوه بر فابریک K_1 ، فابریک S_2 نیز در بسیاری از این سنگ‌ها دیده می‌شود که به صورت کلیواژ کنگره‌ای ظاهر شده است (شکل‌های C-4, D).

گرانیتوئید میلوئیتی: سنگ‌های که از آنها به عنوان گرانیتوئید نام برده می‌شود دارای طیف وسیعی از گرانیت، گرانودیوریت، آلکالی گرانیت، تونالیت و کوارتزسینیت هستند. عزیززی (۱۳۸۰)، این گرانیتوئیدها را در محدوده گرانیتوئیدهای مناطق برخوردی و در واقع از نوع گرانیت نواحی برخورد قاره‌ای و یا از نوع گرانیتوئیدهای تیپ S می‌داند. این گروه سنگ‌های نفوذی در شمال خوی گسترش قابل ملاحظه‌ای دارند. گرانیتوئیدهای میلوئیتی دارای رنگ روشن بوده و در برخی مناطق به شدت تجزیه و دگرسان شده‌اند تا جایی که به خاک‌های مرغوب کشاورزی تبدیل گشته و توپوگرافی ملایمی را به وجود آورده‌اند.

توده‌های گرانیتوئیدی و ولکانیک‌های همراه آنها به شدت تحت تأثیر دگرگونی دینامیکی قرار گرفته‌اند، به طوری که آثار دگرریختی ناشی از زون‌های شکل پذیر و شکنندگی در آنها به خوبی دیده می‌شود. گرانیتوئیدهای میلوئیتی در زون برشی شمال خوی به شکل‌های مختلفی رخنمون دارند که اهم آنها به شرح زیر است (عزیززی، ۱۳۸۰):

الف- توده‌های نسبتاً بزرگ و کشیده در حد استوک تا بتولیت.

ب- عدسی‌های کوچک و پراکنده.

ج- دایک.

د- سیل‌های موازی با لایه شدگی موجود در سنگ‌های میزبان.

این گرانیتوئیدها به داخل سنگ‌های کمپلکس دگرگونی منطقه از قبیل متاسدیمنت‌ها، متابازیت‌ها و اولترامافیک‌های مجموعه افیولیتی در قورول بالا، آجای، آجیدگه، چیر، آق مزار، باختر دُرد آغاج، آق دره و عسگرآباد نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها در طی چندین مرحله به داخل سنگ‌های در برگیرنده خود نفوذ کرده باشند. گرانیتوئیدهای عسگرآباد و شمال قورول بالا با ولکانیک‌های اسیدی همراه هستند.

بر اساس شواهد بافتی و ساختاری عزیززی (۱۳۸۰) و این پژوهش‌ها می‌توان گرانیتوئیدها را در منطقه مورد مطالعه به سه نوع تقسیم‌بندی کرد:

الف- گرانیتوئیدهای نوع G1: این نوع گرانیتوئیدها عمدتاً لوکوکرات بوده و بیشترین گسترش را در منطقه دارند و دارای برگواره میلوئیتی با جهت شمال باختر - جنوب خاور هستند که با برگواره میلوئیتی اصلی منطقه منطبق است. در بسیاری از مناطق، این سنگ‌ها با سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و نیمه عمیق همراه هستند.

ب- گرانیتوئیدهای نوع G2: این گروه از سنگ‌ها، گسترش چندانی در منطقه مورد مطالعه ندارند. فقط در دو محل دیده شده‌اند که به داخل گرانیتوئیدهای نوع G1 نفوذ کرده‌اند (محدوده روستای قورول بالا و شرق آجای). ویژگی بارز این نوع گرانیتوئیدها، وجود فنوکریست‌های درشت آلکالی فلدسپار با فابریک جهت‌دار و برگوارگی میلوئیتی در راستای شمال خاور است که با برگواره میلوئیتی گرانیتوئیدهای نوع G1 منطبق نیستند.

ج- گرانیتوئیدهای نوع G3: این گروه از گرانیتوئیدها عمدتاً به شکل رگه و یا دایک هستند که ضخامت آنها به چند متر می‌رسد. در آنها آثار برگواره و خطواره سنگ‌های اطراف دیده نمی‌شود، بلکه برگوارگی میلوئیتی سنگ‌های اطراف را قطع کرده‌اند. بنابراین می‌توان گرانیتوئیدهای نوع G3 را جوان‌ترین فاز تریزیک گرانیت در منطقه دانست. این نوع از گرانیتوئیدها، گرانیتوئیدهای نوع G2 را قطع کرده‌اند.

بر قرارگیری این سنگ‌ها در زون برشی است. در روستای خانقاه به دلیل فرایند سرپانتینی شدن، لایه‌های غنی از تالک نیز به وجود آمده است.

۲-۲. سنگ‌های کمپلکس دگرگونی

سنگ‌های با سن ژوراسیک بیشترین گسترش را در منطقه دارند. این سنگ‌ها شامل کمپلکس سنگ‌های دگرگونی است. (Azizi et al., 2010) از طریق سن سنجی رادیومتری روبیدیم- استرانسیم سن ۱۴۶ میلیون سال برای این سنگ‌ها در نظر گرفته‌اند. در زون برشی شمال خوی، کمپلکس سنگ‌های دگرگونی بیشتر شامل گرانیتوئید میلوئیتی، متاگابرو، متاگرانیت، متابازیت‌ها و متاسدیمنت‌ها است.

متابازیت‌ها: متابازیت‌ها در منطقه مورد پژوهش گسترش فراوانی دارند. به طوری که بین ۴۰ الی ۵۰ درصد حجم کل سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها شامل شیست سبز و آمفیبولیت هستند. متابازیت‌هایی که در رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند دارای اپیدوت، کلریت، آلپیت و اکسید آهن هستند. با افزایش دما این کانی‌ها ناپایدار گشته و در آنها هورنبلند ظاهر شده است، به طوری که دو کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز حجم عمده این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. در بعضی از متابازیت‌ها گارنت نیز به وجود آمده که با توجه به فراوانی گارنت در آنها، گارنت آمفیبولیت نام گرفته‌اند. 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 بالا می‌توان متابازیت‌ها را از لحاظ پتروگرافی به پنج گروه شیست سبز، اپیدوت آمفیبولیت، گارنت آمفیبولیت، گارنت- دیوپسید آمفیبولیت و دیوپسید آمفیبولیت تقسیم کرد. پیش سنگ متابازیت‌های شمال خوی گابرو و بازالت با سرشت تولیتی و کالکوالکانل و متاسدیمنت‌ها غالباً پلیتی بوده که با رسوبات کربناتی و تخریبی (ماسه سنگ و کنگلومرا) همراه بوده‌اند. درجه دگرگونی در این سنگ‌ها از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت فوقانی تغییر می‌کند (Azizi et al., 2006). متابازیت‌های منطقه مورد مطالعه دارای ساخت و بافت گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک بوده و ترکیب کانی‌شناسی نسبتاً ساده‌ای دارند زیرا عمدتاً از آمفیبول و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. در بعضی نمونه‌ها به مقدار ناچیز کلینوپروکسن، گارنت، تیتانیت (اسفن)، مگنتیت، اپیدوت و کلریت نیز یافت می‌شود.

متاسدیمنت‌ها: متاسدیمنت‌ها گسترش کمتری نسبت به متابازیت‌ها دارند و عمدتاً شامل میکاشیست، شیست‌های استرولیت‌دار، شیست‌های استرولیت-گارنت‌دار، شیست‌های سیلیمانیت‌دار، متاآرکوز، کوارتزیت و مرمر هستند. شیست‌ها از لحاظ پتروگرافی متنوع بوده و عمدتاً شامل میکاشیست، گارنت شیست، گارنت- استرولیت شیست و گارنت- استرولیت- سیلیمانیت شیست هستند. مرمر، کوارتزیت و متاآرکوز نیز به صورت بین چینه‌ای با شیست‌ها و متابازیت‌ها دیده می‌شوند.

شیست‌ها فراوان‌ترین سنگ دگرگونی در مجموعه متاسدیمنت‌ها است. از ویژگی‌های بارز شیست‌ها غنی بودن آنها از میکاها است که باعث به وجود آمدن برگوارگی شیستی در این سنگ‌ها شده است. در این سنگ‌ها کانی‌های پرآلومین ناچیز و از سیلیکات‌های آلومین فقط سیلیمانیت دیده می‌شود. کوارتز فراوان‌ترین کانی موجود در شیست‌های این منطقه است. این کانی به صورت بلورهای کوچک در متن سنگ قرار گرفته است و در اکثر بخش‌ها در Q-domains تجمع پیدا کرده است. در برخی از شیست‌ها که درجه دگرگونی افزایش یافته، کوارتز میکرولیتونها کشیده‌تر شده و محور طولی آنها با برگوارگی اصلی منطقه موازی شده است. بیوتیت باعث توسعه فابریک شیستی در این سنگ‌ها شده است و ادخال‌های زیادی از کوارتز و زیرکن در آن دیده می‌شود. میکای سفید در سنگ‌های شیستی منطقه مورد مطالعه از درجات کم تا درجات بسیار بالا دیده می‌شود و غالباً با بیوتیت و کلریت همراه است. گارنت یکی از کانی‌های فراوان در شیست‌های منطقه مورد پژوهش است که به صورت پورفیروبلاست‌های شکل‌دار و بی‌شکل دیده می‌شود (شکل‌های A-4, B). از خصوصیات بارز این کانی، هم‌زمان بودن با تکتونیک و

۳- زمین‌شناسی ساختاری

زون برشی خوی بخشی از کمپلکس دگرگونی- افیولیتی خوی است که در شمال باختر ایران در استان آذربایجان غربی واقع شده است. این زون با روند شمال باختر- جنوب خاور به موازات گسل تراستی خوی قرار دارد که خود این گسل با روند شمال باختر- جنوب خاور تقریباً تمام منطقه مورد مطالعه را در بر می‌گیرد. بر مبنای برداشت‌ها و بررسی‌های صحرایی انجام شده در محدوده مورد مطالعه مشخص شد که گسل‌های راندگی و چین‌خوردگی‌های همراه با آنها، از جمله ساختارهای اصلی کنترل‌کننده دگرریختی منطقه مورد مطالعه هستند.

گسل‌ها را می‌توان مهم‌ترین ساختارهای موجود در محدوده مورد مطالعه به شمار آورد. با توجه به شواهد روی زمین، نقشه ساختاری منطقه با استفاده از اطلاعات رقومی ماهواره‌ای TM، عکس‌های هوایی، نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ و ۱:۱۰۰،۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی ترسیم شده است. بیشتر این گسل‌ها دارای سازوکار راندگی با مؤلفه‌های کوچک راستالغز هستند. همچنین گسل‌های راستالغز و عادی نیز به صورت محلی دیده می‌شود (شکل ۵). سیستم‌های تنش برگرفته از روستایی و زمانی (۱۳۸۹) که بر مبنای مطالعات صحرایی، لغزش گسل‌های منطقه، تحلیل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های رویداده در منطقه، انجام داده‌اند که در مطالعات صحرایی صورت گرفته، سطوح مختلف برشی و صفحات گسلی دارای خط لغزش، با الگوی شیب و جهت شیب اندازه‌گیری کرده‌اند. همچنین ریک لغزش و سازوکار گسل نیز بر روی سطوح تشخیص داده شده است نتایج این تحلیل نشان داده است که سه سیستم تنش در منطقه مورد مطالعه وجود دارد که یک سیستم فشارش با روند NW-SE و دو سیستم تنش کششی با روندهای NNE-SSW و WSW-ENE است (شکل ۶).

بر پایه مطالعه ساختاری انجام شده مشخص شده است که زون گسلی خوی از پهنه گسلی پیچیده‌ای تشکیل شده که متشکل از گسل‌های رانده کم شیب به سوی خاور تا گسل منفردی با شیب به سمت جنوب خاور در بخش میانی آن است و دسته‌ای از گسل‌های رانده با شیب متوسط به سوی شمال خاور در شمال خوی تغییر می‌کند. به کمک تصاویر ماهواره‌ای گسل‌های اصلی این منطقه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و مشخص شده است که در این منطقه واحدهای سنگی قدیمی بر روی واحدهای سنگی جوان‌تر رانده شده و روی آنها قرار گرفته‌اند، شیب اغلب این روراندگی‌ها به طرف شمال خاور- خاور و جنوب خاور است (شکل ۷). در زون برشی شمال خوی به علت عملکرد گسل‌های رورانده به خصوص گسل تراستی خوی، گسل عسگرآباد، گسل آغ‌چای، گسل خانقاه- قرخ یاشار و گسل بدل‌آباد- پارچی رخنمون‌های نزدیک به گسل‌ها، درزه‌ها و شکستگی‌های پرشماری یافته است. در این منطقه گسل‌های با امتداد تقریباً شمالی- جنوبی (25° - 0°) مشاهده می‌شود که در نقشه‌های زمین‌شناسی به بعضی از آنها اشاره شده است و آنها را به عنوان گسل‌های نرمال معرفی کرده‌اند. ولی فرآوری و بررسی اطلاعات رقومی ماهواره‌ای و مطالعات و بررسی‌های صحرایی نشان دهنده جابه‌جایی امتداد لغز راست‌گرد در واحدهای سنگی اطراف این گسل‌ها است. با این وجود در امتداد این گسل‌ها می‌توان آثار فعالیت گسل خوردگی معکوس جوان‌تر را در واحدهای سنگی منطقه مشاهده کرد (شکل ۸). میانگین موقعیت هندسی گسل‌های خوی - عسگرآباد $NE 48^{\circ}$ ، 33° (شیب- امتداد) است. در سطوح برشی بدل‌آباد - پارچی خط خش‌هایی با موقعیت میانگین 38° ، 37° (میل- راستا) دیده می‌شود که یک جهت لغزش راستالغز راست‌بر با مؤلفه راندگی را نشان می‌دهد (شکل ۹).

۳-۱. تحلیل ساختارهای شکنا در زون برشی شمال خوی

گسل‌ها بارزترین ساختارهای زون برشی شکنا در منطقه مورد پژوهش هستند. در این زون گسل‌ها با سازوکار فشارشی (گسل خوردگی معکوس) و راستالغز بیشتر نمود یافته‌اند. گسل‌های معکوس و راندگی با راستای شمال باختر- جنوب خاور

شیبی به سوی شمال خاور دارند. فابریک‌های برشی شکل‌پذیر توسط دوپلکس‌های سیستم گسلی تراستی و گسل‌های امتداد لغز تحت تأثیر قرار گرفته‌اند (شکل ۸). این گسل‌ها، در سه روند اصلی قابل برداشت هستند که مهم‌ترین آنها، روند عمومی شمال باختر، جنوب خاور ($W 85^{\circ} - N 15^{\circ}$) است (شکل ۱۰). زون برشی شکنا اصلی منطقه، با روند فوق به طول بیش از $33/5$ کیلومتر و به صورت ناپیوسته قابل پی‌گیری است (شکل ۵). در منطقه مورد مطالعه گسل‌ها که به صورت ریزگسل و گسل‌های در حد مقیاس میکروسکوپی دیده می‌شود فابریک‌های برشی شکل‌پذیر را قطع کرده است. از لحاظ سنی گسل‌ها جوان‌تر از ساختارهای موجود در زون برشی شمال خوی هستند شواهد میکروسکوپی و مزوسکوپی موارد فوق را تأیید می‌کند. برش تیغه نازک از بسیاری از برزندها در این منطقه تهیه شده که در آنها، برگوارگی با شیب به وسیله ریزگسل‌هایی با زاویه زیاد قطع شده‌اند (شکل ۱۱).

در یک زون 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 به صورت لغزش و چرخش قطعات خردشده سنگی، تاکیلیت‌نما، سنگ‌های گسله از قبیل برش گسلی چسبنده از ساختارهای موجود در زون برشی شکنا در منطقه مورد مطالعه است. در محدوده مورد مطالعه، 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 زون برشی شمال خوی گسل‌ها، سنگ‌های گسله (شکل ۱۱) که خود شامل برش گسلی چسبنده کاتاکلاستیت، تاکیلیت‌نما، اولتراکاتاکلاستیت و پروتوکلاستیت، گوژ گسلی و خش گسلس (شکل ۱۲) را می‌توان نام برد.

- **تاکیلیت‌نما (Pseudotachylyte):** تاکیلیت‌نما یک سنگ گسلی به صورت چسبنده، شیشه‌ای و خیلی دانه‌ریز است و فابریک مشخصی دارد (Magloughlin & Spray, 1992). از مشخصات رگه‌های تاکیلیت‌نماها این است که دیواره آنها به صفحه‌ای کاملاً صاف و مشخص محدود می‌شود و کاهش در دگرریختی شکنا به سمت دیواره مثل حالت‌های برش و کاتاکلاستیت به صورت تدریجی نیست در کاتاکلاستیت سنگ دیواره می‌تواند برشی و گسلیده شود، ولی این ساختارها معمولاً توسط تاکیلیت‌نمای جوان‌تر قطع می‌شود. گمان می‌رود که تاکیلیت‌نما در اثر ذوب مواد در صفحه گسل ناشی از اصطکاک زیاد ایجاد می‌شود (Passchier & Trouw, 2005).

به نظر می‌رسد تاکیلیت‌نماها در این منطقه که بیشتر در سنگ‌های گرانیتی و آمفیبولیتی دیده می‌شود در اثر ایجاد حرارت زیاد ناشی از اصطکاک در زون شکنا گسلی منطقه در حرارت پایین تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۱۳- A, B).

- **کاتاکلاستیت (Cataclastite):** کاتاکلاستیت، سنگی است مرکب از قطعات سنگ/ کانی که بر اثر خرد شدن مکانیکی، بدون پدیده ذوب تشکیل می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). این واحد در زون شکنا خوی بیشترین گسترش را دارد. در این واحد، نسبت پورفیرو کلاست به زمینه تقریباً برابر است که نشانه شدت دگرریختی بیشتری نسبت به واحد پروتوکلاستیت است. در کاتاکلاستیت‌های این منطقه برگوارگی‌ها بیشتر در محل‌های که غنی از میکا دیده می‌شود گسترش یافته‌اند میکا در داخل کاتاکلاستیت‌ها در اطراف فلدسپارها پیچ خورده‌اند. برگوارگی در این سنگ‌ها در نتیجه شکستگی‌های برشی ریز که به صورت موازی هم درآمده‌اند تشکیل می‌شود (شکل‌های ۱۳- C, D, E, F). سازوکار دگرریختی در تشکیل کاتاکلاستیت، جریان کاتاکلاستیکی بین بلوری و درون بلوری، لغزش مرز بلوری و انحلال بر اثر فشار است (Evans, 1990).

۳-۲. تحلیل ساختارهای شکل پذیر در منطقه مورد پژوهش

— **ساختارهای S-C و C:** این ساختارها در زون برشی شمال خوی به خوبی هم در نمونه‌های دستی و هم مقاطع نازک جهت دار مشاهده می‌شوند. صفحات C در امتداد خطواره کششی و صفحات S با زاویه کوچک تر از 45° نسبت به آنها مشاهده می‌شوند.

در زون‌های برشی شکل پذیر 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 ادامه دار است. بر عکس نوع 'C'، فابریک C/S در میلویت‌هایی که برگوارگی در آنها ضعیف بوده و درصد کمی میکا دارند گسترش می‌یابد. این فابریک بیشتر در زون‌های برشی با درجه متوسط معمول بوده و به خصوص در گرانیتهای تغییر شکل یافته دیده می‌شود. در حالی که فابریک نوارهای برشی نوع C در اطراف پورفیرو کلاست‌های فلدسپار دور می‌زند. نوارهای برشی نوع C در محل‌هایی با وجود تنش تقسیم شونده بالا هسته بندی شده و در کنار پورفیرو کلاست‌های فلدسپار تولید و گسترش یافته و به هم متصل می‌شوند (Passchier and Trouw, 2005).

این ساختارها در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در گرانیتهای میلویتی در شمال و شمال باختر، شیست‌ها و متابازیت‌ها، گابرو میلویتی در پاره‌ای از مناطق نظیر منطقه عسگر آباد، بدل آباد، آلفویروق، خانقاه و قورول بالا مشاهده می‌شود. در گابرو میلویت‌های بدل آباد، عسگر آباد و پارچی نوارهای برشی نوع C با فاصله خیلی کمی از هم قرار دارند. فاصله این نوارها با شدت و انتش بالا از یکدیگر ۱۲ تا ۲۵ سانتی متر بوده و شیب آنها نزدیک به قائم است ($90^\circ-73^\circ$). در این مناطق برگواره میلویتی 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 25° درجه نسبت به نوارهای برشی نوع C قرار می‌گیرند. نوارهای برشی نوع C دارای امتداد $2325^\circ N - 2335^\circ N$ و نوارهای برشی نوع 'C' دارای امتداد $115^\circ E$ هستند. در سطح برگواره میلویتی این سنگ‌ها، پورفیرو کلاست‌های پوشش دار فلدسپار و بلورهای ماهی گون جهت برش به سمت شمال خاور را نشان می‌دهند که حرکت راست بر را در منطقه مورد پژوهش تأیید می‌کند (شکل‌های ۱۴-A, B, C).

— **ریزساختارهای حاصل از کشش (Pull-apart):** ریزساختار دیگری که در زون برشی شمال خوی مشاهده می‌شود ریزساختارهای حاصل از کشش است که در فلدسپارهای سنگ‌های کوارتز- فلدسپار میلویت مشاهده می‌شوند. اخیراً نوع جدیدی از ریزساختارهای حاصل از کشش از میلویت‌های گرانیتهای گزارش شده که هندسه V شکل دارند که خم شدگی قسمت کوچک تر نسبت به قسمت بزرگ تر در ریزساختارهای حاصل از کشش جهت برش را در طول سطح مجاور در انتهای بازشدگی V نشان می‌دهد (Samanta et al., 2002).

تنوعی از ریزساختارهای حاصل از کشش در گرانیتهای میلویتی زون برشی خوی به خصوص در روستای بدل آباد رخ داده است. پورفیرو کلاست کوارتزی در گرانیتهای میلویتی متنوعی از ریز زون‌های برشی یا ریزگسل‌ها را نشان می‌دهد که موجب جابه جایی اجزایی پورفیرو کلاست‌ها می‌شود. ریزگسل‌ها زاویه حدود 35° با کلیواژ باند برشی نوع C درست می‌کنند. دو نوع ریزگسل در این منطقه تشخیص داده شده است: الف- ساختارهای قفسه کتابی (Etchecopar, 1977); ب- ریزساختارهای حاصل از کشش (Ramsay and Hubber, 1983) و ب- ریزساختارهای حاصل از کشش (Hippert, 1993; Samanta et al., 2002).

ساختارهای قفسه کتابی در پورفیرو کلاست کوارتزی و میکا، به ترتیب لغزش غیر هم سو و هم سو موازی با جهت برش ناحیه را نشان می‌دهد (شکل ۱۴-D). قطعات پورفیرو کلاست کوارتزی و فلدسپار در طول چرخش جدا شده‌اند و تشکیل ریزساختارهای V شکل حاصل از کشش داده‌اند (شکل ۱۴-E). زاویه شکستگی

از 10° تا 35° درجه تغییر می‌کند. هندسه دو نوع ریزساختارها V شکل حاصل از کشش شناخته شده‌اند. شکستگی‌های که در مرکز قرار دارند هندسه موازی با ریزساختارهای حاصل از کشش نوع I و شکستگی‌های که در خارج مرکز قرار دارند هندسه موازی با ریزساختارهای حاصل از کشش نوع II ایجاد می‌کنند (Samanta et al., 2002). ریزساختارهای حاصل از کشش با دانه‌های مسکوویت و بیوتیت به هم وصل شده که جهت یافتگی ترجیحی قویی را نشان می‌دهند.

— **بلورهای ماهی گون (Mineral Fish):** بلورهای ماهی گون معمول ترین نشانگر سوی برش شکل پذیر در زون برشی شمال خوی در مقیاس میکرو هستند. بلورهای ماهی گون پورفیرو کلاست منفرد لوزی و عدسی شکل کشیده هستند که در میلویت‌ها معمول هستند (Ten Grotenhuis et al., 2003).

در مقاطع نازک مطالعه شده از منطقه مورد پژوهش، کوارتز، فلدسپار، مسکوویت، بیوتیت و گارنت شکل ماهی از خود نشان می‌دهند. بر اساس ریخت‌شناسی در این زون برشی، بلورهای ماهی گون را به سه شکل تقسیم بندی شده‌اند که شامل: (۱) سیگموئید؛ (۲) کشیده و (۳) به شکل متوازی الاضلاع هستند. در انواع بلورهای ماهی گون، زاویه بین محور طویل بلورهای ماهی گون با صفحه برش شکل پذیر در این زون حدود $28^\circ-40^\circ$ است.

در گرانیتهای میلویتی در منطقه بدل آباد شمال خوی بلور کوارتز ماهی به شکل کشیده و موازی با برگوارگی مشاهده می‌شود. بلورهای درشت کوارتز در زمینه ریز میلویت دیده می‌شود (شکل ۱۴-F). دلیل این موضوع این است که در بسیاری از سنگ‌های تغییر شکل یافته، کوارتز فاز ضعیف تری است و شرایط ویژه‌ای نیاز است تا بلورهای ماهی شکل کوارتز با انحلال و رسوب بدون دگرریختی داخلی یا با لغزش درون بلوری یا بازیابی و باز تبلور کم شکل گیرد (Bestmann et al., 2000 & 2004). میکاماهی و بلور فلدسپار ماهی در گرانیتهای میلویتی در این منطقه طبق تقسیم بندی (Ten Grotenhuis et al., 2003) در گروه ۵ قرار می‌گیرد. در این حالت پله شدگی در میکا و بال‌هایشان گسترش پیدا می‌کنند. کوارتزها در زمینه تجدید تبلور دینامیکی یافته‌اند و برگوارگی مایلی را ایجاد کرده‌اند. میکاماهی به شکل سیگموئید در منطقه عسگر آباد و بدل آباد و در داخل دیوریت میلویتی بیشتر گسترش دارند به نظر می‌رسد (شکل ۱۴-G) این میکاها در گروه ۱ و ۲ طبق تقسیم بندی (Ten Grotenhuis et al., 2003) از چرخش به عقب از موقعیت اولیه خود که تقریباً موازی برگوارگی بوده و به حالت مایل نسبتاً پایدار جدید رسیده‌اند به وجود آمده‌اند.

— **پورفیرو کلاست‌های پوششی:** این ساختار بیشتر در گابروهای میلویتی و گرانیتهای میلویتی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. پورفیرو کلاست‌های پوششی از بلور منفرد مرکزی و پوشش دانه ریز از بلور هم جنس تشکیل شده‌اند. پوشش دارای بلورهای ریز ممکن است به صورت دنباله دگر ریخت شده باشند که در دو طرف از پورفیرو کلاست به موازات اجزای کشیده شده در میلویت ادامه دارند (Passchier & Simpson, 1986).

شکل‌های ۱۵-F و H پورفیرو کلاست پوششی نوع ۵ در فلدسپار پتاسیم دار در گابرو میلویتی در منطقه بدل آباد را نشان می‌دهد. ساختارهای ربعی شمال باختر و جنوب خاور را نشان می‌دهد و لایه بندی چین خورده است. پورفیرو کلاست‌هایی که پوشش ندارند ممکن است ریزساختارهای ناقصه را نشان دهند که در چهار ربع اطراف آنها با برگوارگی و صفحه عمود بر آن ایجاد می‌شود. این ساختارها ساختارهای ربعی خوانده می‌شوند (Hanmer & Passchier, 1991).

این ساختارها توسط (Passchier & Trouw, 2005) توصیف شده‌اند، نوع ۵ دارای دنباله در نزدیکی پورفیرو کلاست و دارای دو وجه صفحه‌ای خمیده هستند که نسبت به هم ناقربینگی داخلی دارند. در دو سمت پورفیرو کلاست، بال‌ها در

در آمفیبولیت‌های شمال بدل آباد چین‌های استوانه‌ای لولا گرد نسل دوم از چین خوردگی لایه‌بندی ترکیبی ایجاد شده‌اند (شکل ۱۶- A).

– بلورهای قطعه قطعه شده: بلورهای درشت بعضی کانی‌ها مثل کانی‌های فلدسپاری در میولیت‌ها تحت شرایط خاصی متحمل ریزگسل‌هایی می‌شوند و بعضی مواقع بعضی از دانه‌ها ممکن است به وسیله ریزگسل‌ها به چندین قطعه تقسیم شده باشند. قطعات منفرد به صورت مایل نسبت به هم می‌لغزند با توجه به نوع و اثر برش خوردگی در ماتریکس قطعات است. نحوه لغزش در امتداد ریزگسل‌ها موافق یا مخالف جهت برش باشد زمانی که نحوه برش در زون میولیتی راست بر باشد درون یک زون برشی با جهت حرکت برش راست بر یک دوران در جهت عقربه‌های ساعت به صورت هم سوگرد و موافق ملاحظه می‌شود و همین طور یک دوران خلاف گردش عقربه‌های ساعت به صورت مخالف و غیر هم سوگرد دیده می‌شود. در واقع وقتی که ریزگسل با یک زاویه کم نسبت به توریق قرار بگیرد لغزش روی آن موافق جهت برش خواهد بود. از چنین ریزگسل‌های کم زاویه‌ای با مقیاس دانه‌ای بدون شک می‌توان برای تخمین جهت برش در درون ماتریکس استفاده کرد. هر چند که دوران ریزگسل موافق و یا ناموافق باشد. اگر ریزگسل با یک زاویه بالا نسبت به برگوارگی قرار بگیرد لغزش روی آن به صورت ناموافق خواهد بود. زمانی که زاویه حاده بین برگوارگی و صفحات لغزش به وسیله دوران در جهت برش کاهش می‌یابد این نحوه لغزش به عنوان لغزش قفسه کتابی یا اثر دومینو تشریح می‌شود. جهت و سوی برش در این لغزش‌های قفسه کتابی می‌تواند بیانگر جهت و برش در ماتریکس باشد.

شکل ۱۶-B ریزگسل‌های پورفیروکلاست فلدسپار را در حد رخنمون در زون برشی شمال خوی نشان می‌دهد. این ریزگسل‌ها بعد از بریدن پورفیروکلاست‌های فلدسپار در خمیره فلدسپارهای دوباره متبلور شده وارد نشده‌اند. در شکل ۱۶-C ساختارهای V شکل در منطقه مورد مطالعه نیز دیده می‌شود که این ساختار در سنگ‌های با دگرگونی پایین تشکیل می‌شود و شکاف‌های V شکل در حاشیه فلدسپارها ساختارهای V را ایجاد می‌کند که از آنها برای تعیین نوع برش استفاده می‌کنند (Hippertt, 1993).

۳-۳. شواهد حرکت معکوس زون برشی خوی

در زون برشی خوی محور بودین‌هایی که در جهت امتداد برگوارگی است (شکل ۱۷-A)، گسل‌های معکوس، چین‌های کشیده از نوع S (شکل ۱۵-D) و باند برشی رمزی – گراهام در زون‌های برشی معکوس تشکیل داده‌اند.

۳-۴. شواهد حرکت امتدادلغز زون برشی

در این زون محور بودین‌های که در جهت شیب برگوارگی است (شکل ۱۷-B)، چین‌های کشیده از نوع Z (شکل ۱۵-E) در زون‌های برشی امتدادلغز تشکیل داده‌اند.

۳-۵. شواهد حرکت توأم امتدادلغز و شیب لغز

نشانگرهای سمت و سوی برش نظیر باندهای برشی S و C، نوارهای برشی نوع C و C، چین‌های گسلی، بلورهای فلدسپار و کوارتز قطعه قطعه شده، ساختارهای قفسه کتابی در مقیاس موزوسکوپی و ریزساختار قفسه کتابی، ریزساختارهای V شکل، انواع ساختارهای ماهی‌گون و پورفیروکلاست‌های پوششی بیانگر آن هستند که تغییرات شکل‌پذیر حرکت توأم امتدادلغز و شیب لغز را نشان می‌دهند. در این زون، برگوارگی‌های میولیتی شیب لغز دارای شیب زیادتری هستند ولی برگوارگی‌های میولیتی امتدادلغز دارای شیب به نسبت کمتری هستند.

شواهد جنبشی فراوانی از عملکرد تنش‌های برشی و فشارشی در این منطقه دیده می‌شود که همه آنها نشان دهنده عملکرد یک زون برشی با برگوارگی میولیتی با شیب متوسط به سمت شمال خاور و خطواره کشیدگی به سمت شمال خاور با سازوکار راستالغز راست بر با مؤلفه‌ی معکوس در این منطقه است.

ارتفاعی مختلف قرار می‌گیرند. این اختلاف ارتفاع پله‌ای شدن نامیده می‌شود. در میولیت‌های با واتنش بالا پورفیروکلاست‌های نوع δ تشکیل می‌شود. با توجه به این که اکثر پورفیروکلاست‌های پوششی در منطقه مورد مطالعه از نوع δ هستند می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که در این منطقه نرخ واتنش بالاست. در حالی که پورفیروکلاست نوع σ در میولیت‌های با واتنش پایین نیز مشاهده می‌شوند.

– چین‌های کششی نامتقارن از نوع S و Z شکل: این چین‌ها در آمفیبولیت گنیسی میولیتی و گنیس میولیتی در منطقه آغاچویلر، بنگیلن لر و علمدار روستای بدل آباد، گرانیتوئیدهای میولیتی عسگرآباد و آجای و گرانتیت میولیت پارچی و عسگرآباد تشکیل شده‌اند. برگوارگی نسل دوم چین خوردگی (S_2) به صورت ریزچین‌های Z، S و M شکل هستند که چین‌های S شکل در یال سمت چپ، چین‌های Z شکل در یال سمت راست و چین‌های M شکل در محل لولای چین‌های نسل اول قابل ملاحظه است. ایجاد این چین‌ها را به مرحله دگرریختی D_2 می‌توان نسبت داد. در زون برشی 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 (Flexural Slip) در آنها است (شکل‌های ۱۵-D و C).

– چین‌های نیامی: چین‌های نیامی عبارتند از چین‌های غیراستوانه‌ای که در زون‌های برشی گسترش زیادی دارند (Passchier & Trouw, 2005). به خصوص در سنگ‌های میولیتی که در زون‌های برشی گسترش می‌یابد وجود چین‌ها از جمله چین‌های از نوع نیامی معمول است که از چین خوردن برگوارگی میولیتی واقع در زون برشی در طول یک دگرریختی برشی واحد ایجاد می‌گردند. چنین چین‌هایی می‌توانند در هر زمانی از گسترش دگرریختی پیشرونده غیر هم‌محور ساخته شوند این نوع چین‌ها در آمفیبولیت‌های گنیسی میولیتی در روستای بدل آباد قابل مشاهده است. چین‌های نیامی منطقه در طول زون برشی شمال باختر – جنوب خاور در جهت راست بر تشکیل شده‌اند. شیب زون برشی در این منطقه زیاد است. در این زون برشی معمولاً خطواره‌های با جهت میل باختر-شمال باختر توسط چین‌های کشیده، چین خورده و تشکیل چین‌های غیراستوانه‌ای داده‌اند (شکل ۱۵-E). در سطوح رخنمون‌های سطحی، چین‌های نیامی در زون برشی خوی به صورت چشم‌های بیضوی شکل که توسط حلقه‌های سنگی احاطه شده‌اند ظاهر می‌شوند (شکل ۱۵-F). محور طویل این چین‌ها موازی با خطواره کششی منطقه و شکل‌شان منعکس کننده نوع برش است. این چین‌ها طبق نظر (Davis & Reynolds 1996) به وسیله اختلاف جانبی در سرعت ذرات درون رژیم جریان تشکیل می‌شوند.

– چین‌های استوانه‌ای لولا گرد: از دیگر چین‌های منطقه می‌توان از چین‌های استوانه‌ای لولا گرد (Hinge rounded cylindrical folds) نام برد. در این منطقه دگرریختی‌های رویداد اول و دوم به گونه پیش‌رونده رخ داده و جهت فشارش در طول چین‌های میان مقیاس نسل اول و ایجاد نوارشدگی ترکیبی مهم‌ترین اثرات به جا مانده از مرحله D_1 و ایجاد برگوارگی فراگیر نسل دوم در راستای شمال باختر-باختر و میولیتی شدن از مهم‌ترین تأثیرات مرحله دوم (D_2) است. در این ناحیه به ویژه در بخش‌های باختری، برهم نهاده شدن فابریک‌های برشی مرحله دوم تا حدود زیادی آثار فابریکی دگرریختی‌های پیش از خود را محو کرده است.

در یال چین‌های هم شیب نسل اول نوارشدگی ترکیبی رخ داده است. این نوارشدگی ترکیبی به احتمال زیاد در جریان دگرگونی درجه بالا رخ داده است. در باختر منطقه شمال بدل آباد، نوارشدگی ترکیبی به ویژه در آمفیبولیت‌های میولیتی و آمفیبولیت دیده می‌شود. نوارشدگی ترکیبی در آمفیبولیت‌های شمال بدل آباد نوارشدگی ترکیبی اول طی مرحله دوم دگرریختی چین خورده است.

۴- مدل پیشنهادی

با توجه به مطالعات ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته در زون برشی شمال خوی می توان مدل ترفشارشی مایل ارائه شده توسط Jones et al. (2004) را که در آن اشکالات مدل Sanderson & Marchini (1984) برطرف شده است را برای این ناحیه در نظر گرفت.

وجود نشانگرهای نوع برش شکل پذیر با سوی راست بر نظیر باندهای برشی S و C، نوارهای برشی نوع C و C، چین های گسلی، ساختارهای قفسه کتابی، انواع ساختارهای ماهی گون، پورفیرو کلاست های پوششی و ساختارهای حاصل از کشش نشانگر آن است که زون برشی شمال خوی در طی دگربرختی در تکتونیک ترفشارش راست بر به وجود آمده است (شکل ۱۸). مطالعات ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته نشان دهنده دو دسته ساختار اصلی در این ناحیه است. دسته اول ساختارهای مرتبط با حرکات برشی راست گرد و دسته دوم در ارتباط با حرکات تراستی به وقوع پیوسته در این ناحیه است. حرکات برشی راست گرد توسط مؤلفه امتدادلغز همگرایی مایل ایجاد شده اند و حرکات امتدادلغز توسط مؤلفه فشارش همگرایی مایل به وجود آمده اند. حرکات راست گرد در گسل های قطع کننده زون برش خوی (گسل هایی با روند شمالی- جنوبی) را نشان دهنده وقوع همگرایی مایل است.

از این که ساختارها و ریزساختارهای نشانگر برش معکوس و امتدادلغز راست بر در این زون با همدیگر مشاهده می شوند بیانگر وقوع توزیع در این زون است. این موضوع مشخص می کند که نیروهای تکتونیکی مایل نسبت به زون دگربرختی منطقه خوی در اثر تکتونیک ترفشارش بین صفحه عربی و بلوک آذربایجان- البرز باختری در شمال باختر ایران روی داده است.

۵- بحث و نتیجه گیری

بررسی های سنگ شناسی در زون برشی خوی نشان می دهد که درجه دگرگونی سنگ های این منطقه در حد رخساره شست سبز و آمفیبولیت فوقانی و دما در حدود ۶۸۰-۴۸۰ درجه سانتی گراد است. با توجه به اطلاعات حاصله از مطالعات ساختاری و ریزساختاری منطقه مورد پژوهش مشخص می شود که ساختارهای حاصله هم از نوع دمای بالا و هم از نوع دمای پایین هستند. به طوری که از مهم ترین ساختارهای دمای بالا می توان به خمش ماکل در پلاژیو کلازها، چین خوردگی باندهای کوارتز و فلدسپاری، کشیدگی و نواری شدن فلدسپارها، ساختارهای پورفیرو کلاستی نامتقارن δ در بسیاری از آلکالی فلدسپارها، بدون چین خوردگی سنگ های درون گیر اشاره گیر کرد. از مهم ترین ساختارهای دمای پایین در این منطقه می توان پورفیرو کلاست های قطعه- قطعه شده فلدسپار در میولیت های منطقه (Trouw et al., 2010)، خرد شدن دینامیکی فلدسپار و کوارتز، خاموشی موجی در کوارتز و غیره اشاره کرد.

با توجه به شواهد نمایش داده شده در منطقه مورد مطالعه و بحث های انجام شده در ارتباط با آنها، نتایج زیر حاصل شده است:

۱- از شواهد دگربرختی شکنا در زون برشی شمال خوی می توان گسل های سنگ های گسله که خود شامل برش گسلی چسبنده، کاتا کلاسیست، تاکیلیت نما، اولترا کاتا کلاسیست و پروتو کلاسیست، گوژ گسلی و خش گسلس هستند را نام برد. در محدوده مورد مطالعه، تحرک شدید گسل های معکوس و دوپلکس ها، موجب خردشدگی شدید سنگ ها در مرز حرکتی بلوک های مجاور و شکل گیری فابریک های کاتا کلاستیکی- برشی متنوع و ایجاد درزه- شکستگی شده است که شواهد میکروسکوپی، مزوسکوپی و در مقیاس نقشه نشان می دهد گسل ها فابریک های برشی شکل پذیر را قطع کرده است.

۲- روند کلی ساختارها از قبیل برگوارگی، چین ها، گسل های راندگی شمال باختر- جنوب خاور است که نشان دهنده حداکثر کوتاه شدگی شمال خاور- جنوب باختر است.

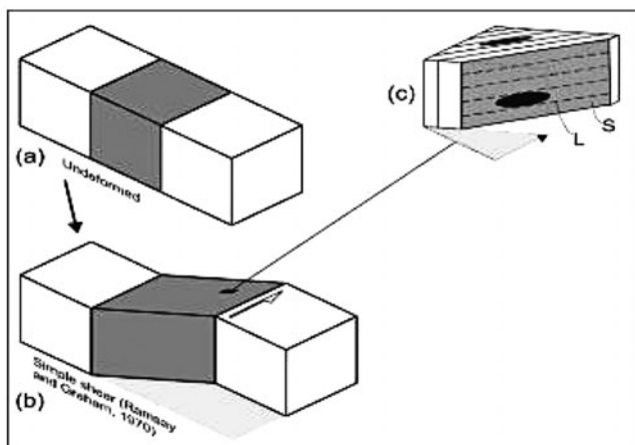
۳- زون برشی شمال خوی از چهار مرحله دگربرختی متأثر شده است (D1-D4). مرحله دگربرختی اول و دوم به صورت شکل پذیر پیش رونده و مرحله دگرشکل سوم و چهارم به صورت شکنا- شکل پذیر عمل کرده است (شکل ۱۹).

۴- مراحل دگربرختی زمین ساختی اصلی هم زمان و به دنبال نفوذ سنگ های گرانیتوئید به داخل مجموعه دگرگونی روی داده است. در این منطقه نفوذ توده های گرانیتوئیدی و میولیتی شدن سنگ ها در امتداد گسل ها در طول ائوسن فوقانی اتفاق افتاده است. کوتاه شدگی در راستای عمود بر زون های برشی موجب ایجاد یک ساخت سفره اصلی در منطقه شده که خود نقشی اساسی در ایجاد نخستین مرحله دگربرختی اصلی منطقه D2 پیش از نفوذ ورقه های گرانیتوئیدی به داخل مجموعه دگرگونی شده است. چین های Z شکل و ایزوکلینال در بسیاری از رگه ها و توده های گرانیتوئیدی، همگی از هم زمان بودن این گرانیتوئیدها با دگربرختی منطقه حکایت می کند.

۵- برگوارگی های میولیتی شناسایی شده در این زون برشی دارای راستای غالب شمال باختر- جنوب خاور بوده و شیب متوسط تا زیاد به سوی شمال خاور دارند. خطوارگی های میولیتی به طور عمده روند شمال- شمال خاور تا شمال را نشان می دهند و میل کم تا متوسط دارند.

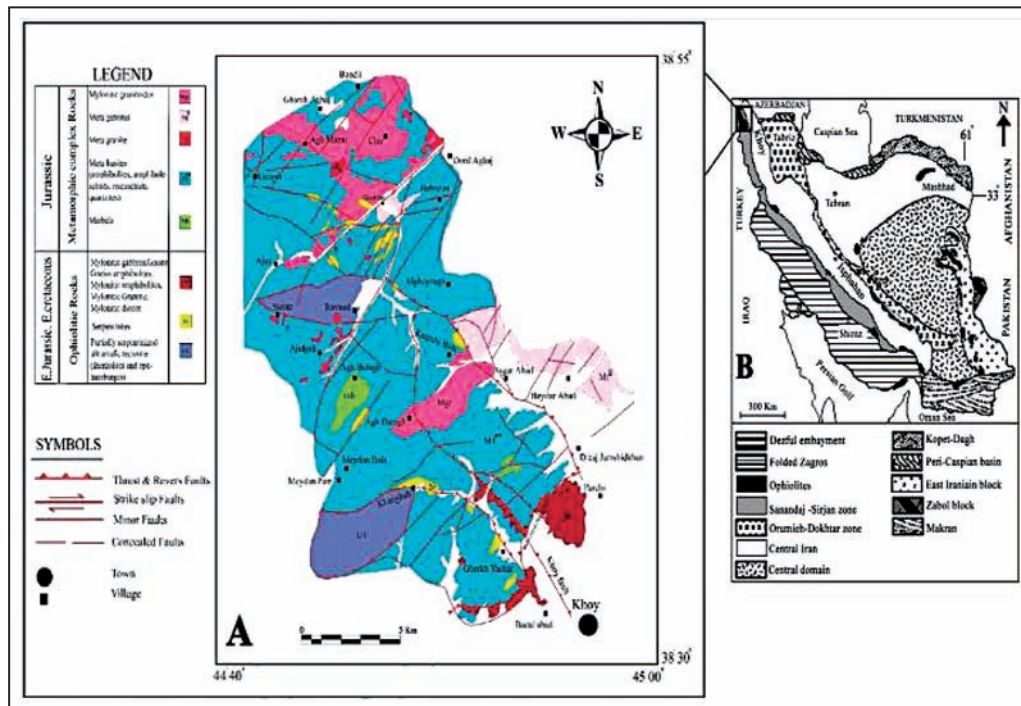
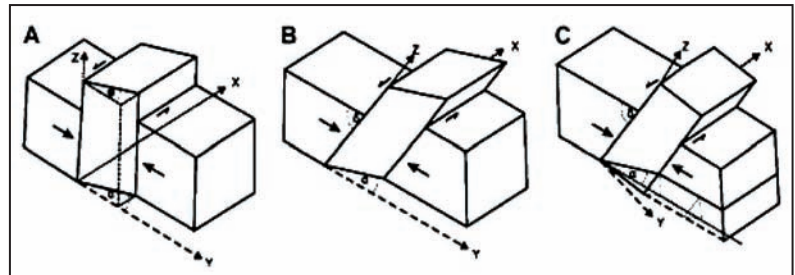
۶- با توجه به مطالعات میکروسکوپی نیز در خصوص نمونه های گردآوری شده از مناطق برشی راندگی ها می توان تأثیر مؤلفه راستالغز راست گرد را برای تمام راندگی ها استنباط نمود. گسل خوردگی های نرمال و امتدادلغز نیز در ارتباط با مؤلفه راستالغز راست گرد است.

۷- ساختارهای نشانگر نوع برش شکل پذیر نظیر باندهای برشی S و C، نوارهای برشی نوع C و C، چین های گسلی، ساختارهای قفسه کتابی، انواع ساختارهای ماهی گون و پورفیرو کلاست های پوششی نشانگر آن است که زون برشی شمال خوی در طی دگربرختی در تکتونیک ترفشارش راست بر به وجود آمده است. از این که ساختارها و ریزساختارهای نشانگر برش معکوس و امتدادلغز راست بر در این زون با همدیگر مشاهده می شوند می توان به وقوع توزیع در این زون پی برد. این موضوع مشخص می کند که نیروهای تکتونیکی مایل نسبت به زون دگربرختی منطقه خوی در اثر تکتونیک همگرا بین صفحه عربی و بلوک آذربایجان- البرز باختری در شمال باختر ایران روی داده است.

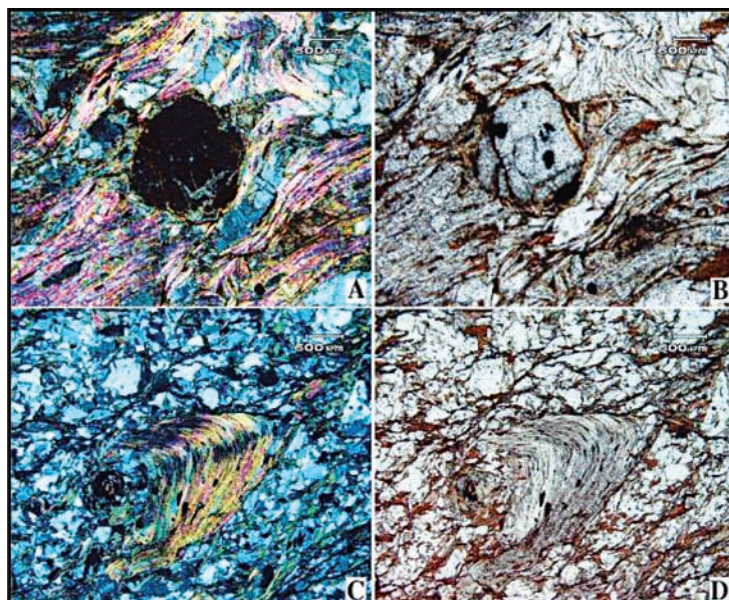


شکل ۱- (a) زون برشی در حالت اولیه (غیر دگرشکل); (b) زون برشی دگرشکل شده از (a); (c) هندسه وانتش حاکم در زون برشی. (Ramsay & Graham 1970)

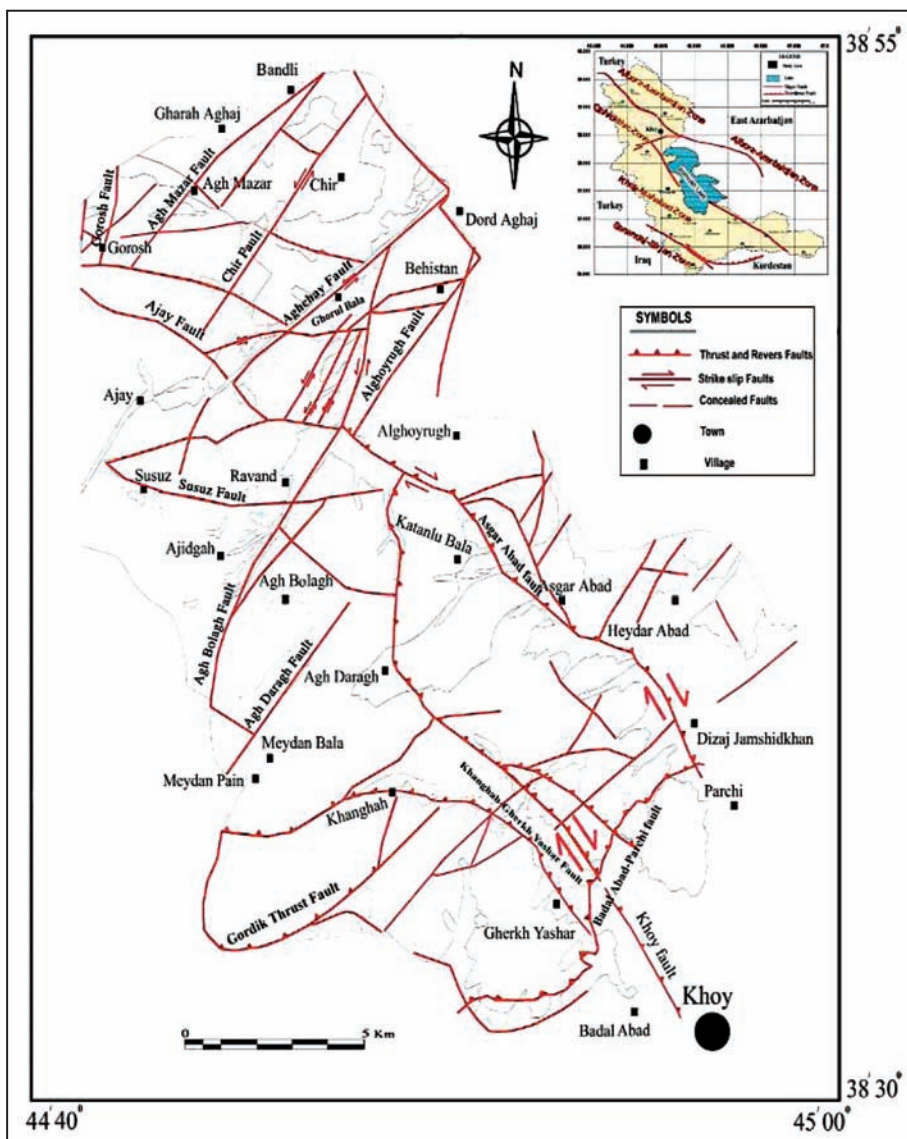
شکل ۲- A) زون ترا فشاری قائم سه بعدی از
 Sandersone & Marchini (1984)؛ B) زون ترا فشاری
 مایل (Inclined transpression) از Jones et al. (2004)؛
 C) زون ترا فشاری مورب (Oblique transpression) از
 Fossen & Tikoff (1993)



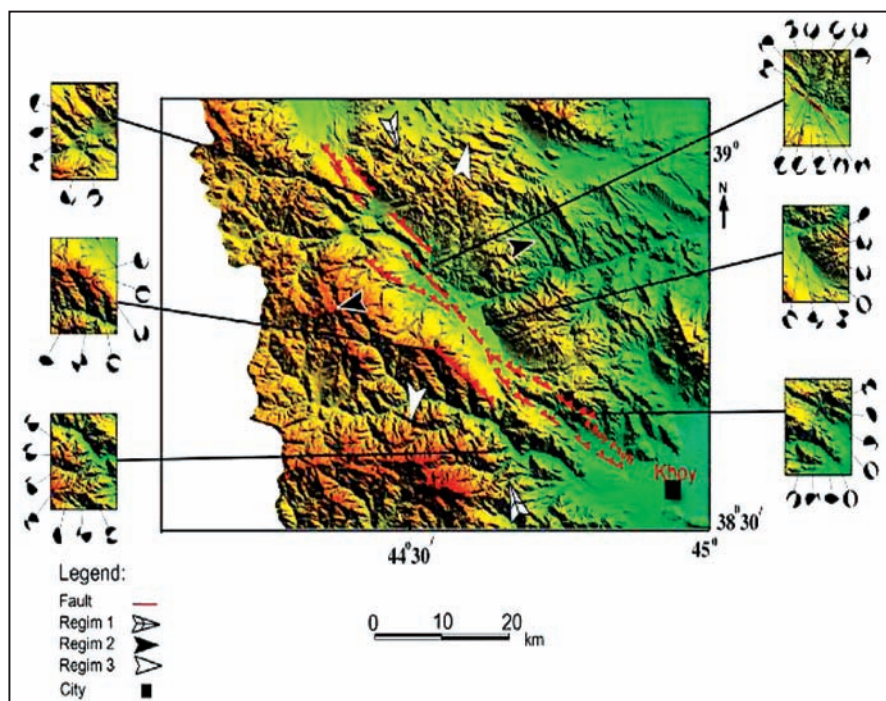
شکل ۳- A) نقشه زمین شناسی از منطقه مورد مطالعه؛ B) واحدهای ساختمانی و رسوبی ایران، آقناباتی (۱۳۸۳).



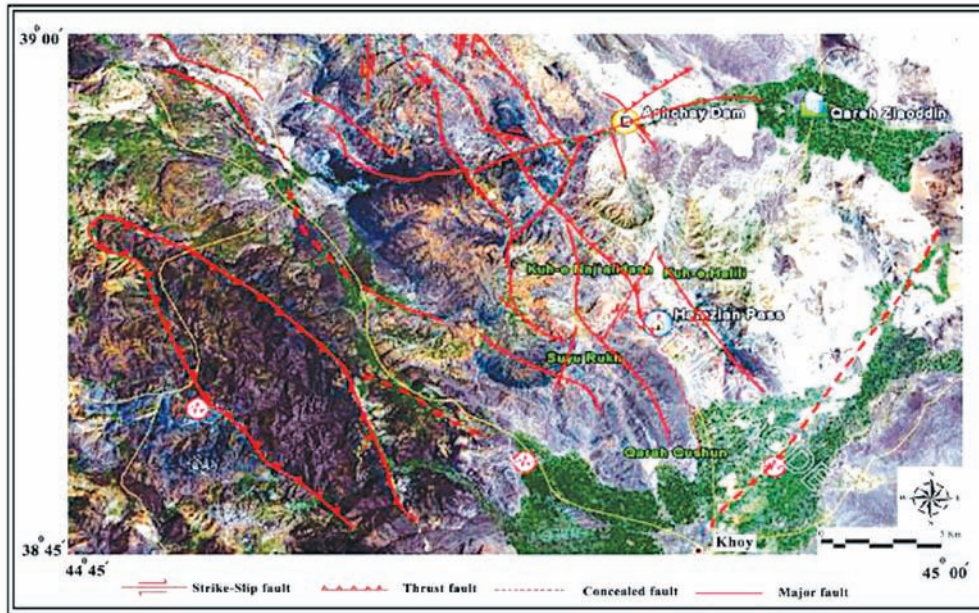
شکل ۴- A, B) گارنت در شیبست به صورت پورفایروپلاست شکل دار دیده می شود. کنار جاده آجای - قورول؛ C, D) فابریک S_1 ، فابریک S_2 که به صورت کلیواژ کنگره ای ظاهر شده است، منطقه آجای.



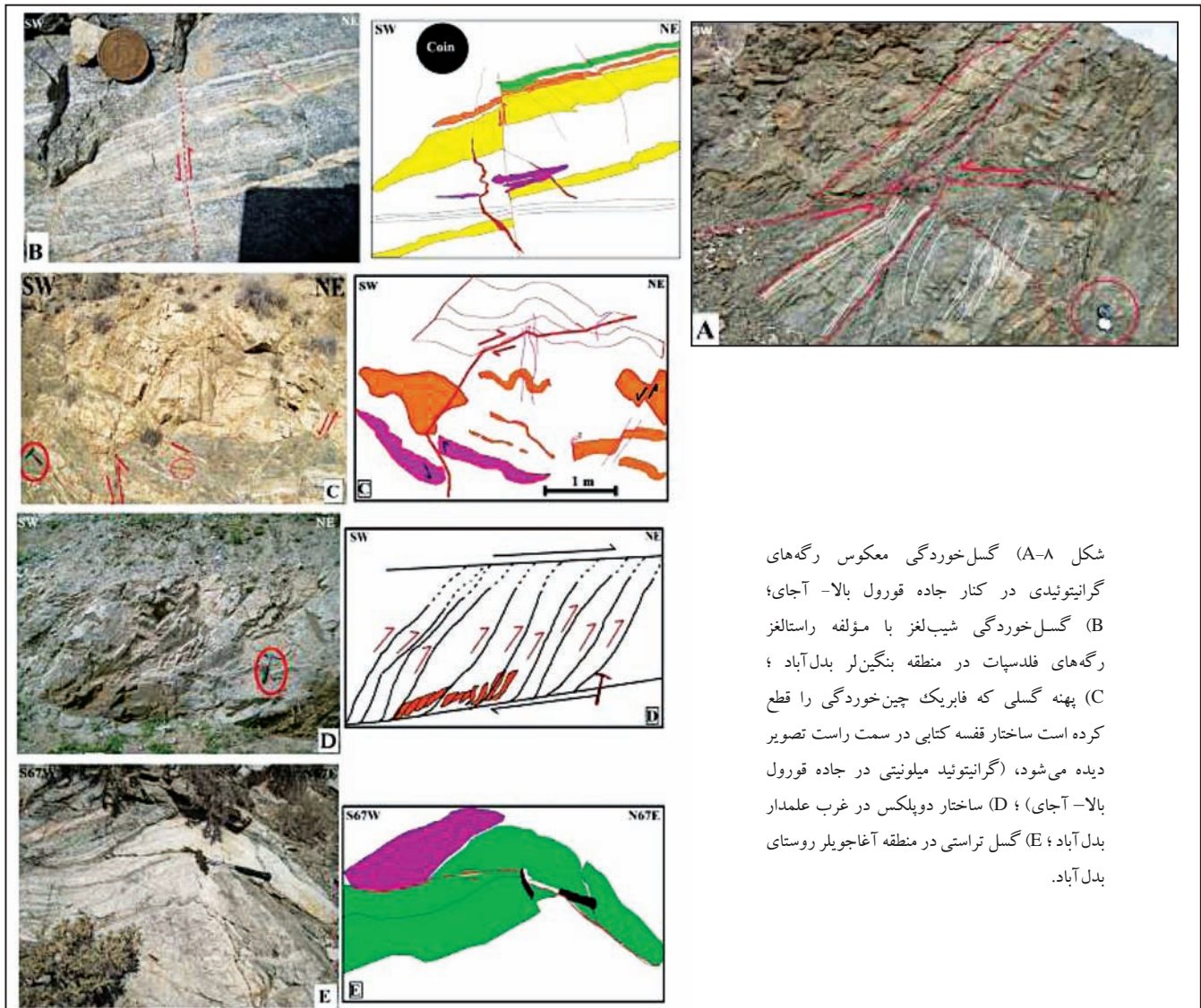
شکل ۵- نقشه کلی گسل‌های اصلی در زون برشی شمال خوی.



شکل ۶- سازوکار صفحات گسلی منطقه‌ی مورد مطالعه (با کمی تغییرات از روستایی و زمانی، ۱۳۸۹).

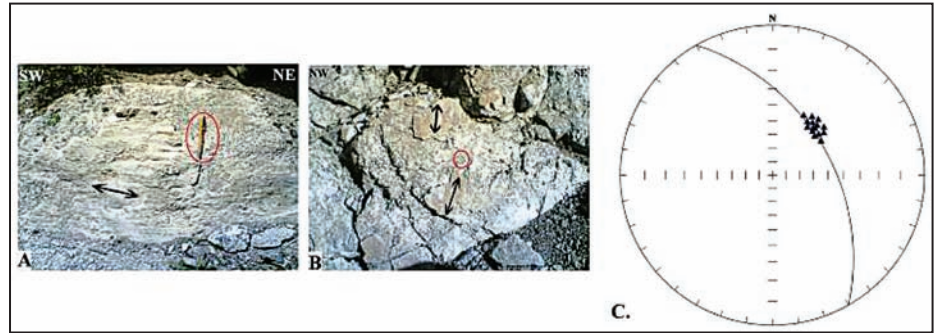


شکل ۷- گسل های اصلی منطقه ی مورد مطالعه که بر روی تصویر ماهواره ای TM نشان داده شده است.

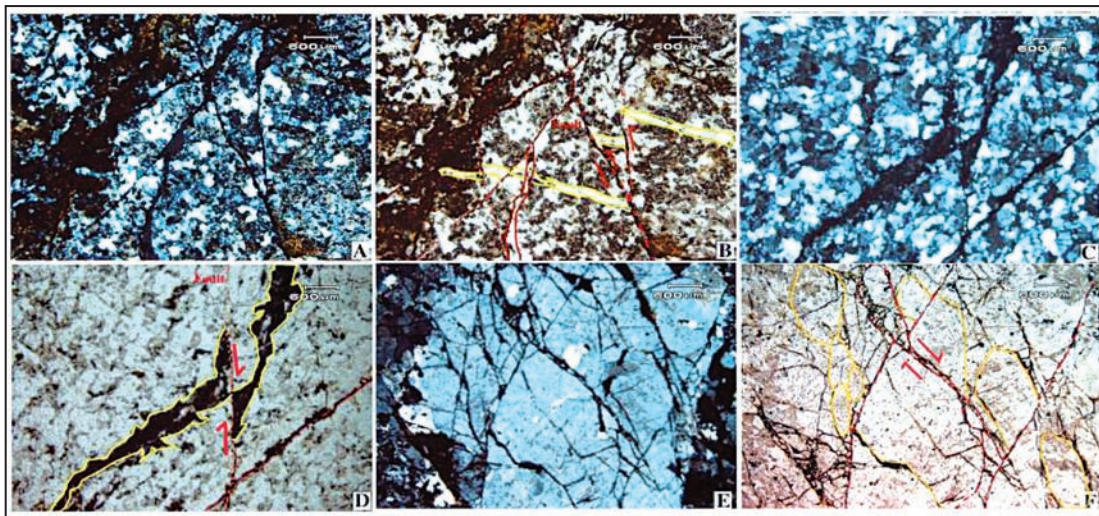
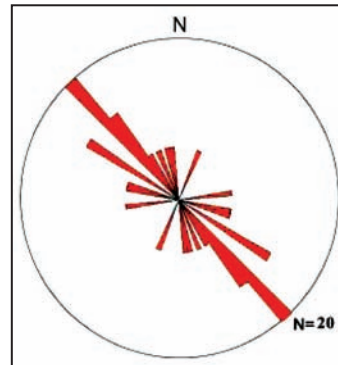


شکل ۸- (A) گسل خوردگی معکوس رگه های گرانیتوئیدی در کنار جاده قورول بالا- آجای؛ (B) گسل خوردگی شیب لغز با مؤلفه راستالغز رگه های فلدسپات در منطقه بنگین لر بدل آباد؛ (C) پهنه گسلی که فابریک چین خوردگی را قطع کرده است ساختار قفسه کتابی در سمت راست تصویر دیده می شود، (گرانیتوئید میلونیتی در جاده قورول بالا- آجای)؛ (D) ساختار دوپلکس در غرب علمدار بدل آباد؛ (E) گسل تراستی در منطقه آجاجویلر روستای بدل آباد.

شکل ۹- A) خطواره‌ی سایشی رشته‌ای فلدسپات بر روی صفحه گسل عسگرآباد، در ناحیه عسگرآباد؛ B) خطواره سایشی رشته‌ای فلدسپار بر روی صفحه گسل خوی، در ناحیه بدل آباد؛ C) خطوط خش‌های سطح گسل در ناحیه بدل آباد - پارچی و عسگرآباد بر روی صفحه گسل خوی و عسگرآباد. در سطوح برشی بدل آباد - پارچی خط خش‌هایی با موقعیت میانگین 38° ، 0.37° (میل-راستا) دیده می‌شود که یک جهت لغزش راستالغز راست بر با مؤلفه راندگی را نشان می‌دهد.



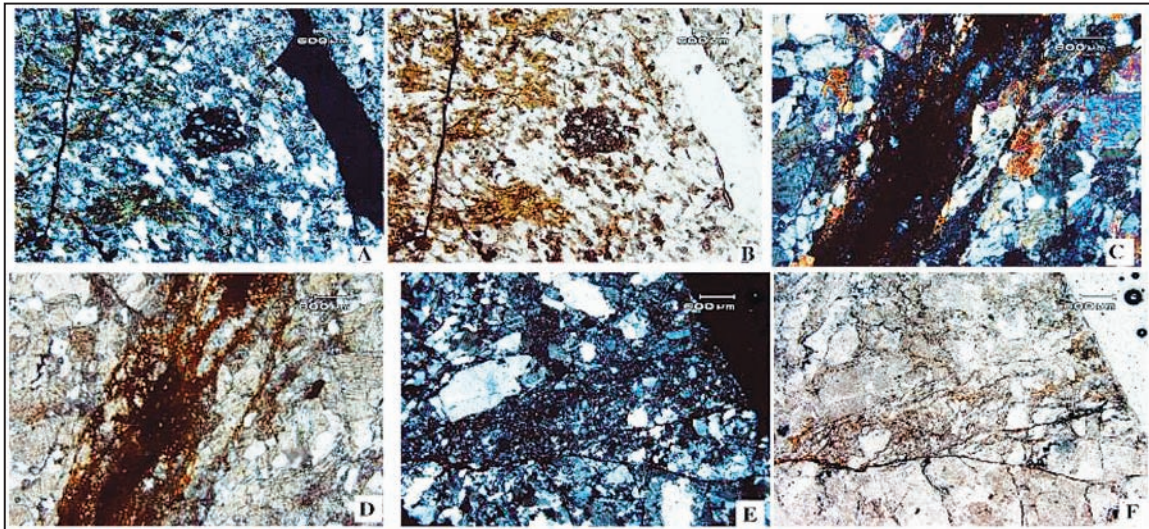
شکل ۱۰- نمودار گل سرخی مربوط به امتداد گسل‌های اصلی منطقه.



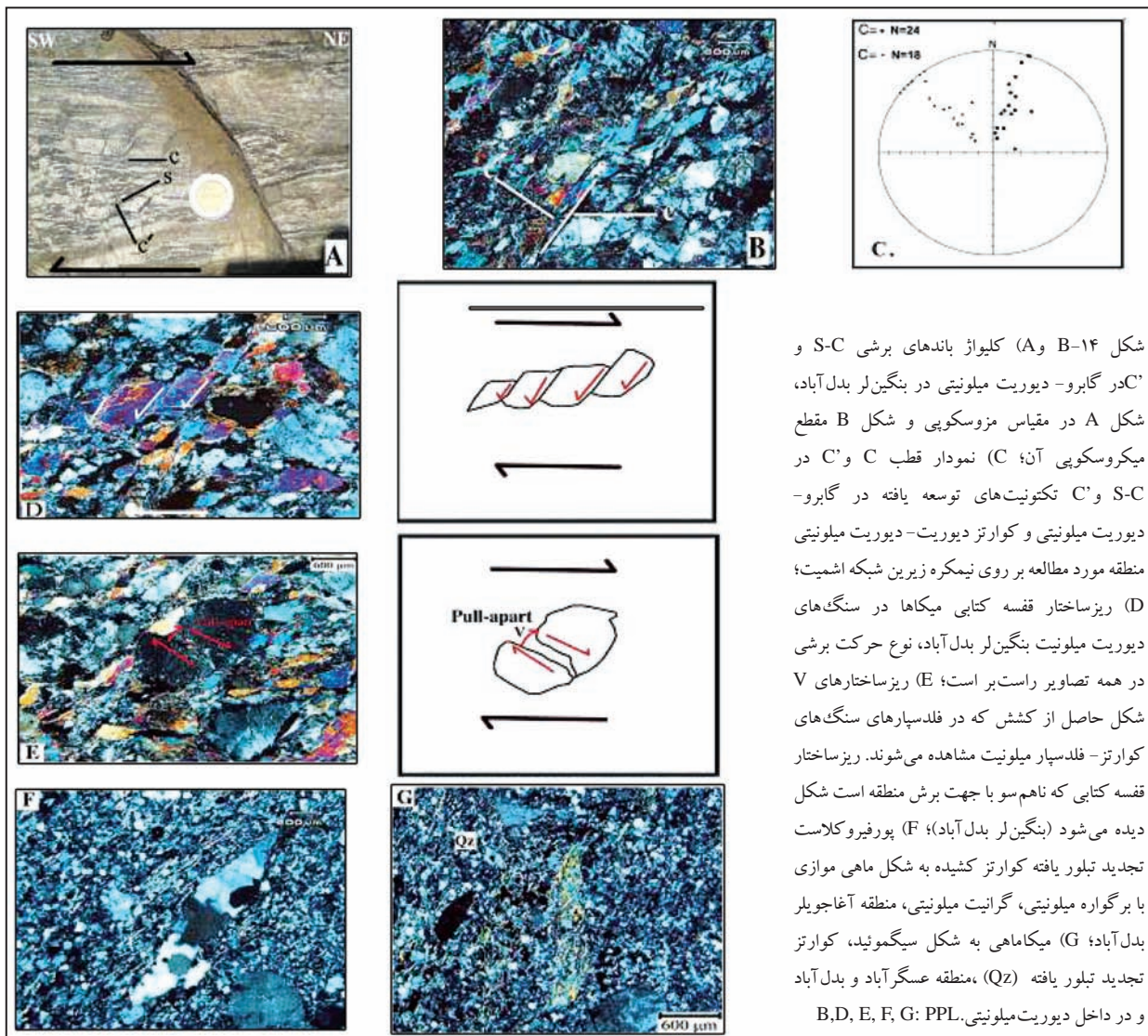
شکل ۱۱- نمونه‌های از ریزگسل‌ها در مناطق مختلف زون برشی شمال خوی که در آنها، بر گوارگی با شیب به وسیله ریزگسل‌هایی با زاویه زیاد قطع شده‌اند. A و B) ریزگسل در منطقه آل‌قویورق، در خاور زون برشی خوی؛ C و D) ریزگسل در منطقه آق‌مزار، در شمال غرب زون برشی شمال خوی؛ E و F) ریزگسل در منطقه آق‌دره، در باختر زون برشی خوی. A, C, E: PPL, B, D, F: CPL.

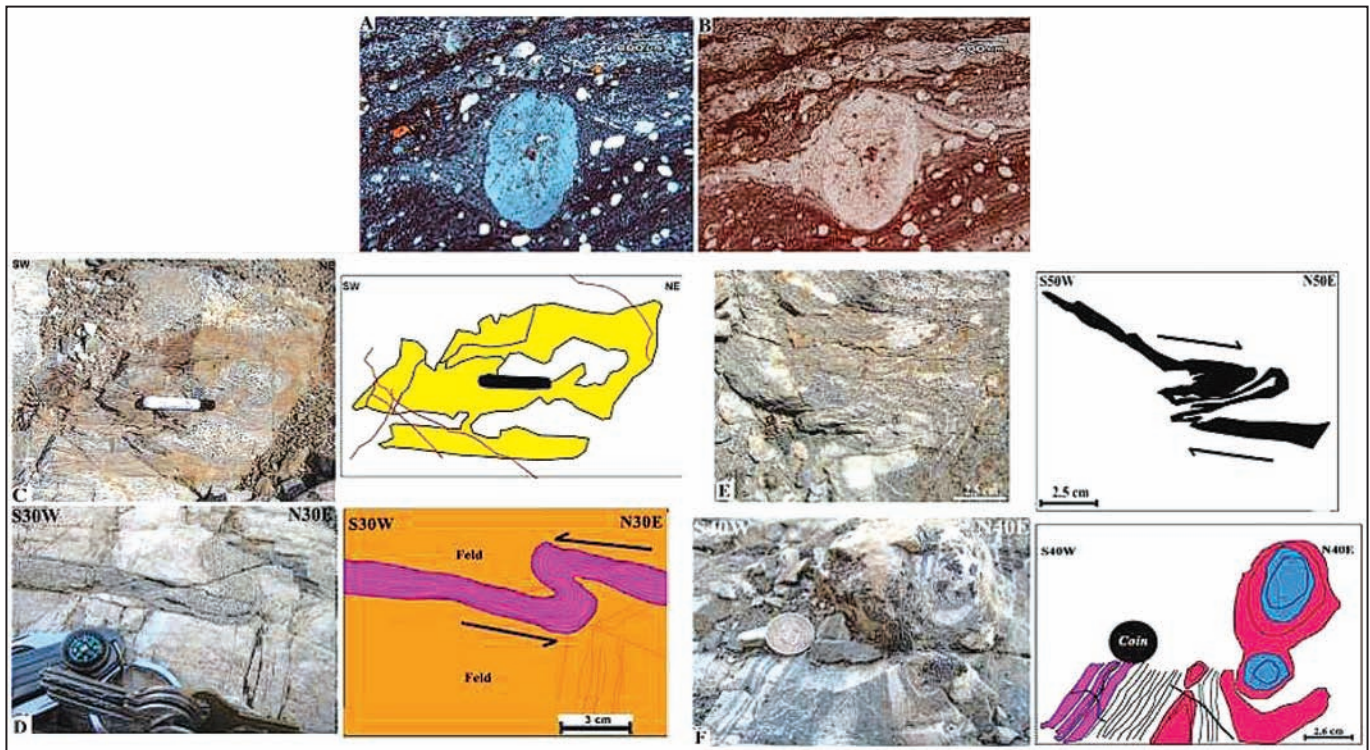


شکل ۱۲- A) گوژ گسلی و صفحه گسل در منطقه قره‌قوشون پارچی - بدل آباد؛ B) خش گسلش در زون برشی شمال خوی، منطقه قره‌قوشون بدل آباد.

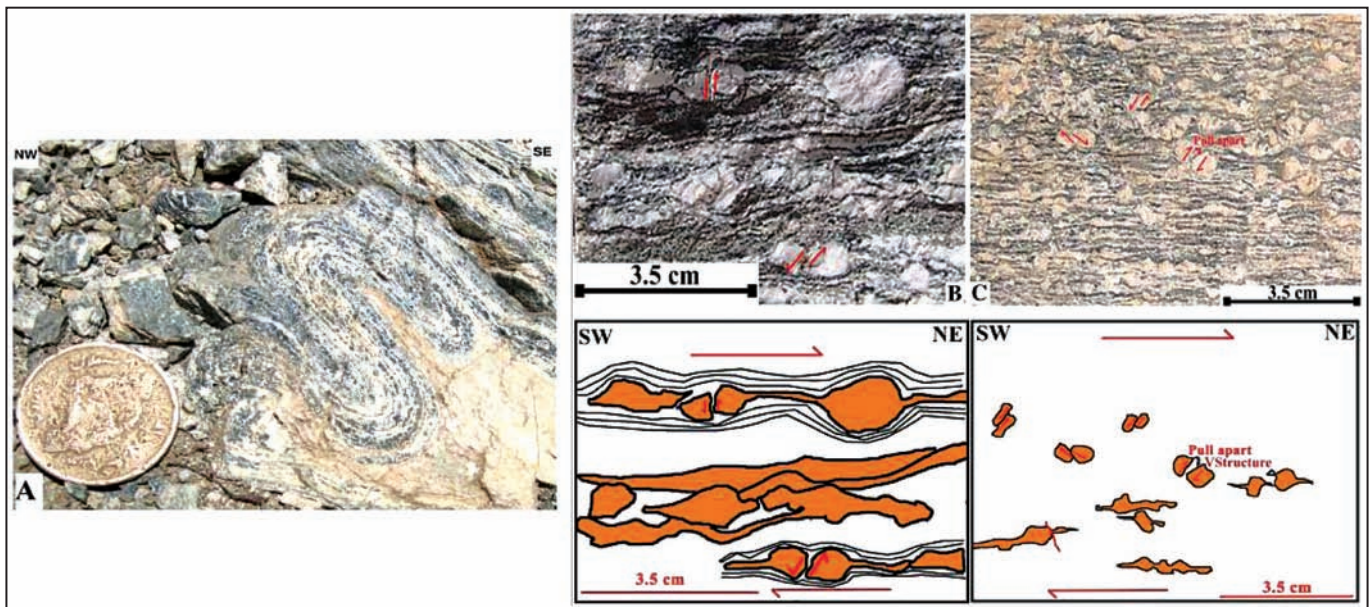


شکل ۱۳- A و B) تاکیلیت نما در گرانیت میلونیت آل قویورق که برگوارگی در آن گسترش یافته است. قطعات جدا شده در تاکیلیت نما شناور هستند. در سمت راست تصویر همبری تاکیلیت نما با سنگ دیواره مشخص است؛ C و D) کاتاکلاسیت در آمفیبولیت میلونیتی منطقه بنگین لر بدل آباد، در این منطقه کاتاکلاسیت ها با برگوارگی ها گسترش یافته و بیشتر در محل های که غنی از میکا هستند دیده می شود که میکاها در اطراف فلدسپار پیچ خورده اند؛ E و F) کاتاکلاسیت در گرانیتوئید میلونیتی آق دره، باختر زون برشی خوی، برگوارگی کاتاکلاسیت مایل است؛ A, C, E: PPL, B, D, F: CPL.



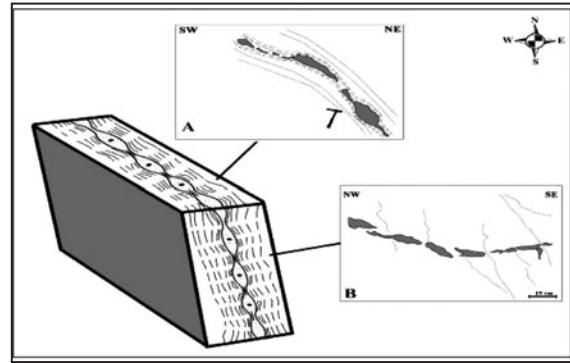


شکل ۱۵- A و B) گابرو میلوئیتی با پورفیرو کلاست نوع δ از فلدسپار پتاسیم دار شمال خوی، بدل آباد. نوع برش در منطقه راست بر است؛ C) چین نیامی در آمفیبولیت میلوئیتی، منطقه نصیردبی شمال بدل آباد، ماژیک در جهت لولا چین قرار دارد؛ D) چین خوردگی برشی از نوع S شکل در آمفیبولیت گنیسی میلوئیتی در روستای بدل آباد در منطقه بنگین لر در شمال خوی. نوع برش چپ بر است؛ E) چین نامتقارن Z در برگوارگی میلوئیتی در گرانبیت میلوئیتی در خاور روستای عسگرآباد. نوع برش راست بر است؛ F) چین نیامی به صورت چشم‌های بیضوی شکل درون باندهای گنیسی با محور چین انحنادار.

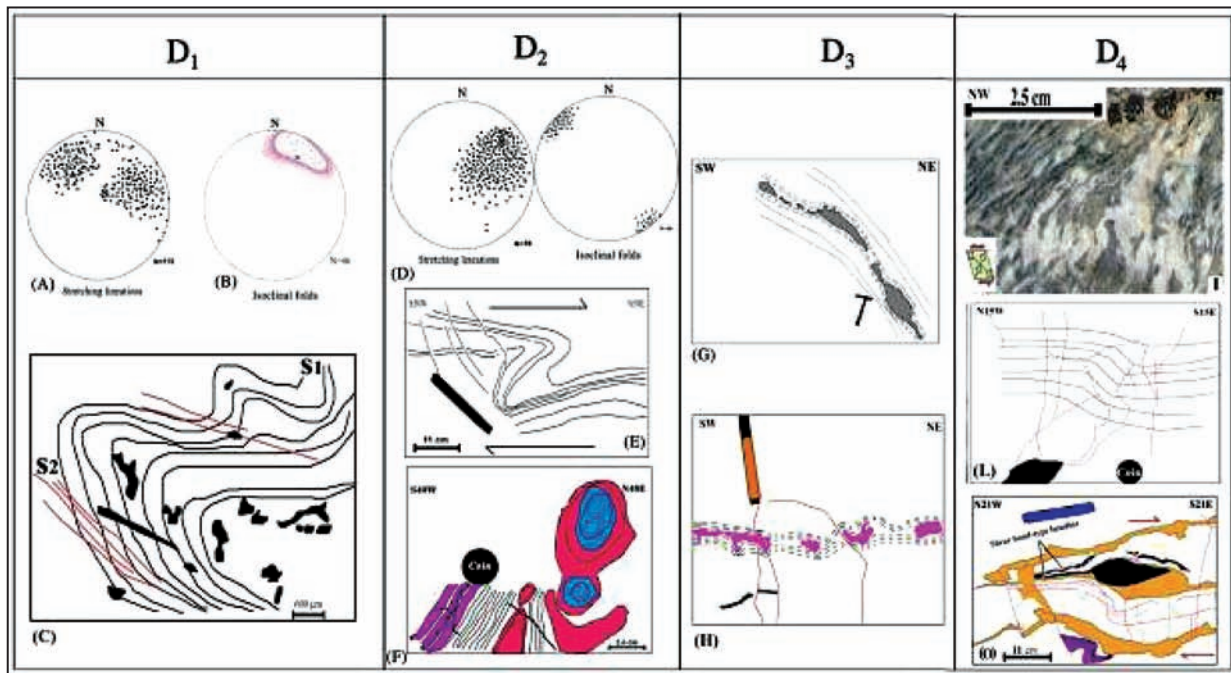
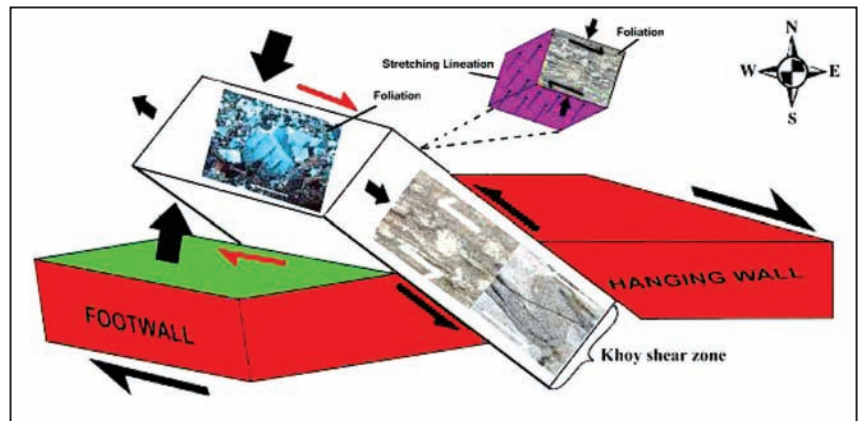


شکل ۱۶- A) چین خوردگی لایه‌بندی ترکیبی و شکل‌گیری چین‌های نسل دوم لولای گرد دارای روند محوری شمال-شمال باختر در آمفیبولیت‌های منطقه آغاچویلر شمال بدل آباد؛ B) بلور فلدسپار قطعه قطعه شده در قسمت پایین و مرکز غیر هم‌سو، یک برش راست بر با ساختار δ پورفیرو کلاست پوشش دار فلدسپار به موازات خطوارگی کشیدگی و عمود بر برگوارگی میلوئیتی و باند برشی در قسمت پایین در گرانودیوریت میلوئیتی در شمال بدل آباد مشاهده می‌شود؛ C) بلور فلدسپار قطعه قطعه شده در قسمت مرکز غیر هم‌سو و هم‌سو، ساختارهای V شکل حاصل از کشش در قسمت مرکز و پورفیرو کلاست‌های پوشش دار فلدسپات در برشی که به موازات خطوارگی کشیدگی و عمود بر برگوارگی میلوئیتی است در گرانودیوریت میلوئیتی در جاده بدل آباد - پارچی (در منطقه قره‌قوشن) مشاهده می‌شود.

شکل ۱۷- موقعیت شماتیک دو نوع بودین نسبت به برگوارگی. (A) محور بزرگ بودین موازی با برگوارگی است؛ (B) محور بزرگ بودین در جهت شیب برگوارگی است. بودین‌های در جهت شیب برگواره در زون‌های برشی امتدادلغز و بودین‌های در جهت موازی با روند برگواره‌های میلونیته در زون‌های برشی معکوس تشکیل می‌شوند.



شکل ۱۸- مدل سه بعدی پیشنهادی برای واتنش تری کنیک در زون برشی خوی. مطالعات ساختاری و ریزساختاری صورت گرفته نشان دهنده دو دسته ساختار اصلی در این ناحیه می‌باشد. دسته اول ساختارهای مرتبط با حرکات برشی راست‌گرد و دسته دوم در ارتباط با حرکات تراستی به وقوع پیوسته در این ناحیه است. حرکات برشی راست‌گرد توسط مؤلفه امتدادلغز همگرایی مایل ایجاد گردیده‌اند و حرکات امتدادلغز توسط مؤلفه فشارش همگرایی مایل به وجود آمده‌اند بنابراین می‌توان این ناحیه را با مدل ترا فشارش مایل راست‌گرد توجیه نمود. همچنین نشانگرهای سوی برش در میلونیته‌ها برش امتدادلغز راست‌گرد و معکوس با مؤلفه از برش ساده را ثبت می‌کند.



شکل ۱۹- خلاصه‌ای از ساختارهای اندازه‌گیری شده (تصاویر استریوگرافیک) و مشاهده شده در صحرا؛ (A, B, C) مرحله دگرشکلی D₁، ساختارهای ایجاد شده در این مرحله دگرشکلی، A: خطواره‌های کشیدگی نسل اول، B: چین‌های ایزوکلینال نسل اول و C: برگواره‌های S₁ است. (D, E, F) مرحله دگرشکلی D₂، ساختارهای رخ داده در این مرحله دگرشکلی، D: خطواره‌های کشیدگی نسل دوم، E: چین‌های ایزوکلینال نسل دوم و F: چین‌های نیامی است. (G, H) مرحله دگرشکلی D₃، از ساختارهای ایجاد شده در این مرحله دگرشکلی، می‌توان بودین‌های موازی با برگوارگی و چین خورده نام برد. (I, J, K) مرحله دگرشکلی D₄، ساختارهای رخ داده در این مرحله دگرشکلی، L: چین‌های شکنجی، I: رگه‌های پوششی و O: برگوارگی‌های انفصالی حاصل از انحلال است.

کتابنگاری

- آفانیاتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.
- رادفر، ج. و امینی، ب.، ۱۳۷۸- نقشه زمین شناسی ورقه خوی. مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی کشور.
- روستایی، م. و زمانی، ب.، ۱۳۸۹- جداسازی و بازسازی رژیم های تنش تکتونیکی در پهنه گسلی سیاه چشمه - خوی. چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین دانشگاه ارومیه.
- عزیزی، ح.، ۱۳۸۰- پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های دگرگونی شمال خوی. رساله دکترای دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران، ۲۵۳ صفحه.
- قرشی، م. و ارشدی، س.، ۱۹۷۸- نقشه زمین شناسی ورقه خوی. مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی کشور.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، تهران، سازمان زمین شناسی کشور.

References

- Altis, S., 1999- Interpretations of a Middle Miocene and late Quaternary steady dextral transpression in SW Japan and the opening tectonics for the Japan Sea. *Tectonophysics*, 309, 257-285.
- Azizi, H., Chung, S.L., Tanaka, T. & Asahara, Y., 2010- Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research*, in press.
- Azizi, H., Moinevaziri, H., Mohajjel, M. & Yagobpoor, A., 2006- PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous-Tertiary continental collision. *J. Asian Earth Sci* 27, 1-9.
- Bestmann, M., Kunze, K. & Matthews, A., 2000- Evolution of a calcite marble shear zone complex on Thassos Island, Greece: microstructural and textural fabrics and their kinematic significance. *Journal of Structural Geology* 22, 1789-1807.
- Bestmann, M., Prior, D. J. & Veltkamp, K. T. A., 2004- Development of single-crystal σ -shaped quartz porphyroclasts by dissolution-precipitation creep in a calcite marble shear zone. *Journal of Structural Geology* 26, 869-883.
- Cashman, S. M., Kelsey, H. M., Erdman, C. F., Cutten, H. N. C. & Berryman, K. R., 1992- Strain partitioning between structural domains in the forearc of the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Tectonics* 11, 242-257.
- Cobbold, P. R., Gapais, D. & Rossello, E.A., 1991- Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal fold belt: The Varisan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 13, 743-758.
- Czeck, D. M. & Hudleston, P. J., 2004- Physical experiments of vertical transpression with localized nonvertical extrusion. *Journal of Structural Geology* 26, 573-581.
- Davis, G. H. & Reynolds, S. J., 1996- *Structural Geology of Rocks and Regions*, 2nd edition. New York: John Wiley & Sons, p. 132-137.
- Diraison, M., Cobbold, P. R., Rossello, E. A. & Amos, A. J., 1998- Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. *J. South American Earth Sciences*, 11, 519-532.
- Etchecopar, A., 1977- A plane model of progressive deformation in polycrystalline aggregate. *Tectonophysics* 39, 121-139.
- Evans, J. P., 1990- Textures, deformation mechanisms and the role of fluids in the cataclastic deformation of granite rocks, *Spec. Publ., Geol. Soc. London* 54, 29-39.
- Fossen, H. & Tikoff, B., 1998- Extended models of transpression and transtension, and application to tectonic settings. *Journal of Structural Geology* 15, 413-422.
- Fossen, H. & Tikoff, B., 1993- The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics.
- Gresse, P. G., 1995- Transpression and transection in the late Pan-African Vanrhynsdorp foreland thrust fold belt, South Africa. *J. African Earth Science* 21, & 91-105.
- Hanmer, S. and Passchier, C., 1991- Shear-sense indicators: a review. *Geological Society of Canada, Paper* 90, 17.
- Hippert, J. F., 1993- V-Pull-apart microstructures: A new shear sense indicator. *Journal of Structural Geology* 15, 1393-1404.
- Jiang, D., Lin, S. & Williams, P. F., 2001- Deformation path in high-strain zones, with reference to slip partitioning in transpressional plate-boundary regions. *Journal of Structural Geology*, 23, 991-1005.
- Johnson, P. R. & Kattan, F., 2001- Oblique sinistral transpression in the Arabian shield: the timing and kinematics of a Neoproterozoic suture zone. *Precambrian Research* 107, 117-138.
- Jones, R., Holdsworth, R. E., Clegg, P., McCaffrey, K. & Tavarnelli, E., 2004- Inclined transpression. *Journal of Structural Geology* 26, 1531-1548.
- Jones, R. R. & Tanner, P. W. G., 1995- Strain partitioning in transpression zones. *Journal of Structural Geology* 17, 793-802.
- Jones, R. R., Holdsworth, R. E. & Bailey, W., 1997- Lateral extrusion in transpression zones: the importance of boundary conditions. *Journal of Structural Geology* 19, 1201-1217.
- 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 Sci* 23, 507-535.

- Lin, S. & Williams, P. F., 1992- The origin of ridge-in-groove slicken- side striae and associated steps in an S±C mylonite. *Journal of Structural Geology* 14, 315±321.
- Lin, S., Jiang, D. & Williams, P.F., 1999- Discussion on transpression and transtension zones. *J. Geol. Soc. Lon* 156, 1045-1048.
- Magloughlin, J. F. & Spray, J. G., 1992- Frictional melting processes and products in geological materials: introduction and discussion. *Tectonophysics* 204, 197–204.
- Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology* 22, 1125-1139.
- Monsef, I., Rahgoshay, M., Mohajjel, M. & Shafaii Moghadam, H., 2010- Peridotites from the Khoy ophiolite complex, NW Iran: evidences of mantle dynamics in a Supra-Subduction-zone context. *J. Asian Earth Sci* 38, 105–120.
- Passchier, C. W. & Simpson, C., 1986- Porphyroclast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology* 8, 831–844.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 2005- *Microtectonics*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 366.
- Ramsay, J. G., Graham, R. H., 1970- Strain variations in shear belts. *Can. J. Earth Sci* 7, 786-813
- Ramsay, J., 1980- The crack±seal mechanism of rock deformation. *Nature* 284, 135±139.
- Ramsay, J. G., Hubber, M. I., 1983- *The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, New York.
- Samanta, S. K., Mandal, N. & Chakraborty, C., 2002- Development of different types of pull-apart microstructures in mylonites: an experimental investigation. *Journal of Structural Geology* 24, 13451-1355.
- Sanderson, D. J. & Marchini, W. R. D., 1984- Transpression. *Journal of Structural Geology* 6, 449-458.
- Schreurs, G. & Colletta, B., 2002- Analogue modelling of continental transpression. *J. Virt. Exp.*
- Solar, G. S. & Brown, M., 2001- Deformation partitioning during transpression in respons to early Devonian oblique convergence, northern Appalachian orogen, USA. *Journal of Structural Geology* 23, 1043-1065.
- Sullivan, W. A. & Law, R. D., 2007- Deformation partitioning within the transpressional White Mountain shear zone, California and Nevada. *Journal of Structural Geology* 29, 583–598.
- Ten Grotenhuis, S. M., Trouw, R. A. J. & Passchier, C. W., 2003- Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics* 372, 1-21.
- Tikoff, B. & Green, D., 1997- Stretching lineations in transpresssional shear zones: an example from the sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Structural Geology* 19, 29-39.
- Tikoff, B. & Tyssier, C., 1994- Strain modeling of displacement-filed partitioning in Transpressional orogens. *Journal of Structural Geology* 16, 1575-1588.
- Trouw, R. A. J., Passchier, C. W. & Wiersma, D. J., 2010- *Atlas of mylonites and related microstructures*, Springer.
- Urreiztieta, M., Gapais, D., Corre, C., Cobbold, P. & Rossello., R., 1996- Cenozoic dextral transpression and basin development at the southern edge of the Puna Plateau, northwestern Argentina. *Tectonophysics* 254, 17-39
- Vernant, P. & Chery, J., 2006- Mechanical modeling of oblique convergence in the Zagros, Iran. *Geophysical Journal International* 165, 991-1002.
- Viola, G. & Henderson, I. H., 2010- Inclined transpression at the toe of an arcuate thrust: an example from the Precambrian Mylonite Zone of the Sveconorwegian orogen. *Geol. Soc. Lon* 335, 715-737

Deformation Partitioning in Responses to Inclined Transpression Collision of Arabian Plate with West Alborz- Azarbaijan Block, The Khoy Shear Zone

H. Haji Hosseinlou ^{1*} & A. Solgi ² & M. Mohajjel ³ & M. Pourkermani ⁴

¹ Assistant Professor, Department of Geology, Khoy Branch, Islamic Azad University, Khoy, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

⁴ Professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Received: 2012 September 09

Accepted: 2013 March 13

Abstract

The Khoy shear zone (KSZ) is exposed 130 Km north of Uremia and 650 km west of Tehran. Structural analysis in the Khoy Shear Zone (KSZ) indicated that they consist of NW-SE oriented various metamorphic rocks. They contain NW-SE trending moderate to steeply dipping mylonitic foliation to the NE. Stretching lineation plunge shallowly to moderately towards NE. Thrust faults are oriented the same as mylonitic foliation. Ductile fabrics are superimposed by brittle structures. Orientation of the structures indicates that the main stress trend is NE-SW. Four deformation stages (D1-D4) identified in KSZ. The first two stages are ductile that superimposed by the two other ductile-brittle stages. Shear sense indicators such as S/C fabrics, shear bands, shear folds, book-shelf structures, fishes and mantled porphyroclasts indicate that the KSZ deformed via dextral transpression tectonic regime. The Khoy area contains both NW-SE striking dextral strike-slip and SW verging NE dipping ductile reverse shear fabrics. Ductile shear fabrics are overprinted by subsequent younger both thrust and strike-slip fault systems. Abundant syn-tectonic granitoids were intruded in the Khoy area during convergent. The shear deformation fabrics are well identified in both deformed intrusive and metamorphic-ophiolite complex. The geometry and kinematics of shear fabrics indicate a deformation partitioning in both ductile and brittle conditions during a progressive transpression tectonic regime. The KSZ deformed during an oblique convergence scenario between the Arabian and West Alborz- Azerbaijan blocks in NW Iran.

Keywords: Deformation Partitioning, Inclined Transpression, Khoy Shear Zone, Deformation Stages

For Persian Version see pages 181 to 196

*Corresponding author: H. Haji Hosseinlou; E-mail: haji3399@yahoo.com