دگرشکلی در تکتونیت‌های شمال باختر خوی

حسین عزیزی*، محمد محجل
گروه معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه کردستان. سنندج
گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس. تهران
* مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: *Azizi1345@gmail.com*
(دریافت: ۸۴/۵/۳ ؛ پذیرش:۸۴/۱۲/۱۷)

چکیده

مجموعه سنگهای شمال باختر خوی در استان آذربایجان باختری از سه بخش اصلی؛ کمپلکس افیولیتی، کمپلکس دگرگونی و سنگهای رسوبی دگرگون نشده تشکیل شده است. کمپلکس دگرگونی این منطقه شامل دو بخش متابازیتی و متاسدیمنتی است که درجه دگرگونی آنها از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت فوقانی تغییر می‌کند. مطالعات ریز ساختاری آنها نشان می‌دهد که سنگهای دگرگونی دارای دو برگوارگی S_1 و S_2 بوده که در پهنه‌های برشی برگوارگی میلونیتی (S_m) بر روی آنها چاپ شده است. راستای اصلی این برگواره‌ها شمال-شمال باختری بوده که در سه مرحله دگرشکلی به صورت پیش‌رونده حاصل شده‌اند. این دگرشکلی‌ها در طول همگرایی بین ورقه عربی و بلوک البرزباختری-آذربایجان، احتمالاً همزمان با برخورد آنها در کرتاسه فوقانی ویاحتی در زمانی جوانتر از آن شکل گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: خوی، تکتونیت، میلونیت، کمپلکس دگرگونی، چند دگرشکلی.

مقدمه

بررسی فابریک تکتونیت‌ها در مقیاس میکروسکپی در تشخیص انواع فازهای دگرشکلی وسن نسبی آنها در یک چرخه P-T-t در مناطق دگرگونی از اهمیت زیادی برخوردار است. دراین راستا علاوه بر مطالعه سنگ‌شناختی و فابریک تکتونیت¬های برونزد یافته در منطقه شمال باختر خوی؛ عناصر ساختاری در مقیاس برونزد و نقشه، اندازه‌گیری و با در نظر گرفتن مطالعه میکروسکوپی آنها تحلیل شده است.

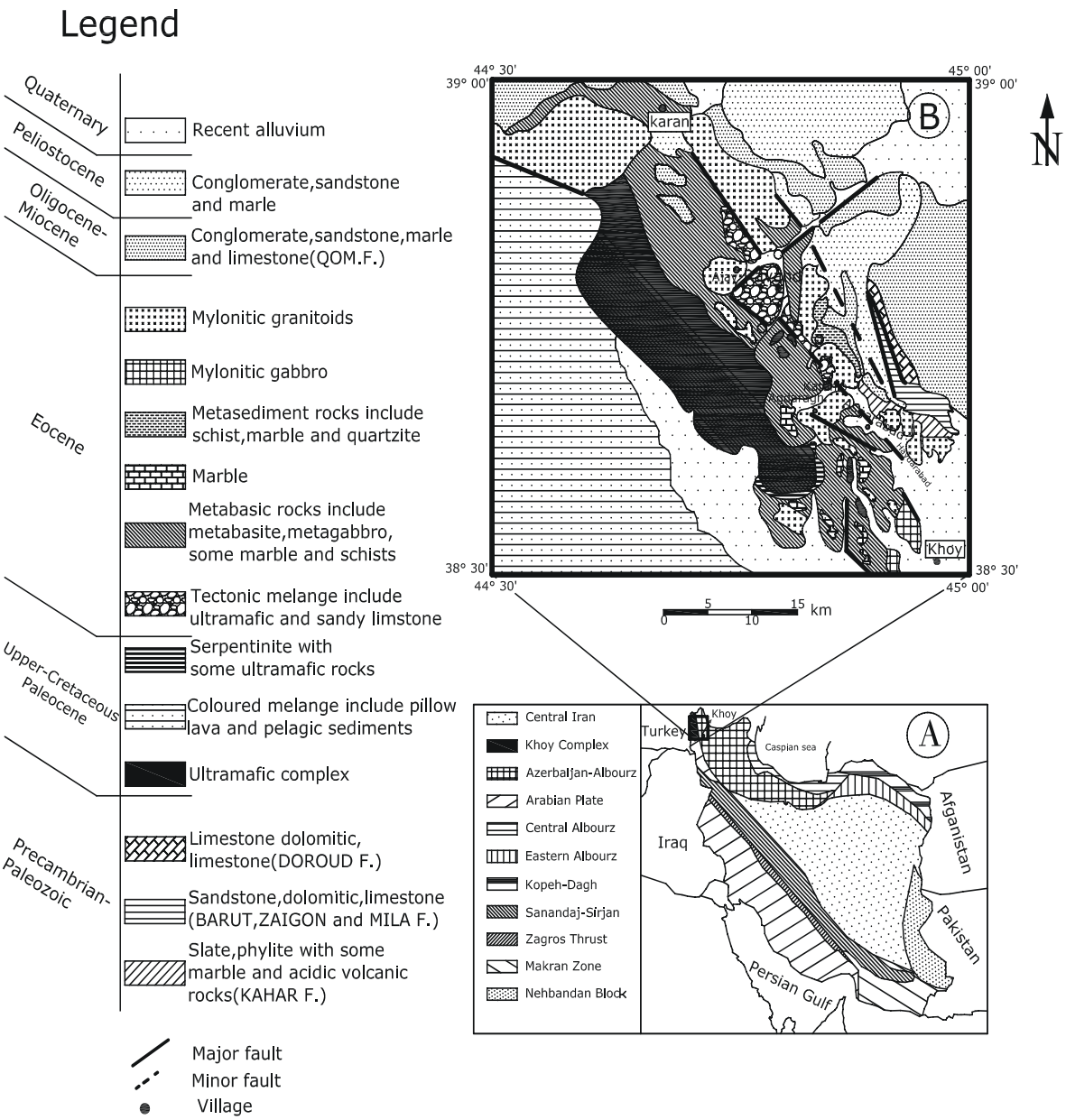
تکتونیت¬های شمال و شمال باختر خوی، در قالب سه گروه گرانیتوئیدهای میلونیتی شده، متابازیتها و متاسدیمنت‌ها قرار می‌گیرند (عزیزی ۱۳۸۰). انواع ساختارهای دگرشکلی در این سنگها در هنگام دگرگونی و بعد از آن بوجود آمده‌اند که بررسی این ساختارها در شناسائی نوع دگرشکلی آنها راهنمای خوبی خواهد بود. دراین مطالعه ضمن معرفی، بررسی و تحلیل این ساختارها به فرایند و چگونگی ارتباط حوادث دگرگونی با مراحل دگرشکلی پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در شمال باختر ایران (استان آذربایجان باختری) و در شمال شهرستان خوی قرار گرفته است (شکل ۱). با توجه به تقسیمات ساختمانی-رسوبی ایران (Stocklin & Nabavi 1973، Stocklin 1968) منطقه مورد مطالعه جزء پهنه آذربایجان به حساب می‌آید و از دو زیر ناحیه ساختمانی یکی در باختر به نام زورآباد (زون-آمیزه رنگین) ودیگری در خاور به نام ایشگه سو (زون البرز باختری-آذربایجان) تشکیل شده است (رادفر و امینی ۱۳۷۸).

در خاور منطقه مورد مطالعه؛ پی‌سنگ پرکامبرین-پالئوزوئیک، قدیمی‌ترین واحد برونزد یافته در پهنه البرز غربی-آذربایجان است که از قدیم به جدید عبارتند ازسازندهای کهر؟ باروت، زایگون، لالون، میلا، درود وروته (Ghoraishi & Arshadi 1978). در زون آمیزه‌رنگین مجموعه وسیعی از توده¬های اولترا مافیک همراه با گدازه¬های بالشی و آهک¬های پلاژیک دیده می‌شود که کلاً توسط سازند قم به صورت دگر شیب پوشیده شده‌اند.

سنگهای دگرگونه از سمت باختر وجنوب باختر با سنگهای اولترامافیکی مجموعه افیولیتی و از سمت خاور وشمال خاوری با سنگهای رسوبی دگرگون نشده بلوک البرز باختری-آذربایجان با سن پرکامبرین؟ وپالئوزوئیک همبری دارند. این سنگها در دو بخش اصلی متابازیتی (شامل مجموعه‌ای از سنگهای ولکانیکی و پلوتونیکی بازیک دگرگون شده) و متاسدیمنت‌ها (شامل مجموعه شیست‌های مختلف متاکوارتزیتها و مرمرها) قرار می‌گیرند (عزیزی ۱۳۸۰) که مجموعه متابازیتی با رنگ سبز تیره ازشمال خوی تا روستای کران کشیده شده است. در حالت کلی می‌توان متابازیتهای شمال خوی را در دو گروه اصلی قرار داد. گروه اول متابازالت‌ها و توف‌های دگرگون شده که



شکل ۱– A. نقشه ساختاری ایران (Stockin & Nabavi 1973). B. نقشه زمین‌شناسی خوی (عزیزی ۱۳۸۰).

درمناطقی نظیر شمال و باختر روستای روند و خاور آجای ساختار اولیه آنها حفظ شده است. نوارهایی از مرمر، شیست وکوارتزیت به صورت بین چینه¬ای با آنها قرارگرفته اند. گروه دوم توده¬های متاگابرویی بوده که به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ در داخل متابازیت‌ها رخنمون داشته و در بسیاری از مناطق به دلیل حفظ ساختارهای اولیه توده‌ای، متاگابروها از سنگ‌های میزبان قابل تمیز هستند که بیش از۲۰ عدسی کوچک گابرویی دراین منطقه شناسایی شده است که از مهمترین آنها می‌توان به عدسی¬های گابروهای باختر جاده خوی عسگرآباد، خانقاه، قرخ یاشار، آجای وقشلاق اشاره کرد. بعضی از این توده¬ها وسعت کمی دارند ونمی¬توان آنها را از متابازیتها تفکیک کرد.

توده¬های اولترامافیک مجموعه افیولیتی بر روی این سنگها رانده شده‌اند ومرز بین آنها توسط یک باند برشی خرد شده به ضخامت ۱۰۰ الی ۲۰۰ متر و طولی بیش از ۲۰ کیلومتراز کتنلو تا کران کشیده شده است. همچنین در بیشتر مناطق توسط سازند قم (الیگوسن-میوسن) به صورت دگرشیب پوشیده شده‌اند، اما ارتباط تحتانی این مجموعه با سنگهای زیرین خود (قدیمی تر) مشخص نیست. خلعتبری-جعفری و همکاران (Khalatbari-Jafari *et al.* 2004) بخشی از مجموعه متابازیت‌ها را به عنوان مجموعه افیولیتی دگرگون شده با سن ژوراسیک پایین مطرح می‌کنند.

مجموعه متاسدیمنتی شامل شیست، مرمر، کوارتزیت، متاآرکوز بوده که در محدوده آلقویروق گسترش دارند. در بسیاری از مناطق با متابازیت‌ها مرز تدریجی داشته، اما در بعضی نقاط مرز آنها گسله است. به علاوه توده¬های گرانیتوئیدی به داخل سنگهای دگرگونی تزریق شده و نیز ملانژ افیولیتی را تحت تاثیر قرار داده اند (عزیزی ۱۳۸۰، عزیزی و همکاران ۱۳۷۹). مطالعات کانی‌شناسی، شرایط پایداری و تجزیه نقطه¬ای کانی‌ها نشان می‌دهد که مسیر P-T-t این سنگ¬ها ازنوع نرمال بوده و در فشاری بین ۴/۵ الی ۷ کیلوبار و دمای بین ۴۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد دگرگون شده¬اند (عزیزی و همکاران ۱۳۸۳، Azizi *et al.* 2005)، همچنین پیش سنگ متابازیت‌ها، بازالت‌های توله ایتی جزایر قوسی می‌باشد (عزیزی و همکاران ۱۳۸۱). علاوه بر آن سنگ¬های گرانیتوئیدی منطقه عمدتا" از نوع همزمان با تکتونیک هستند (عزیزی ۱۳۸۰).

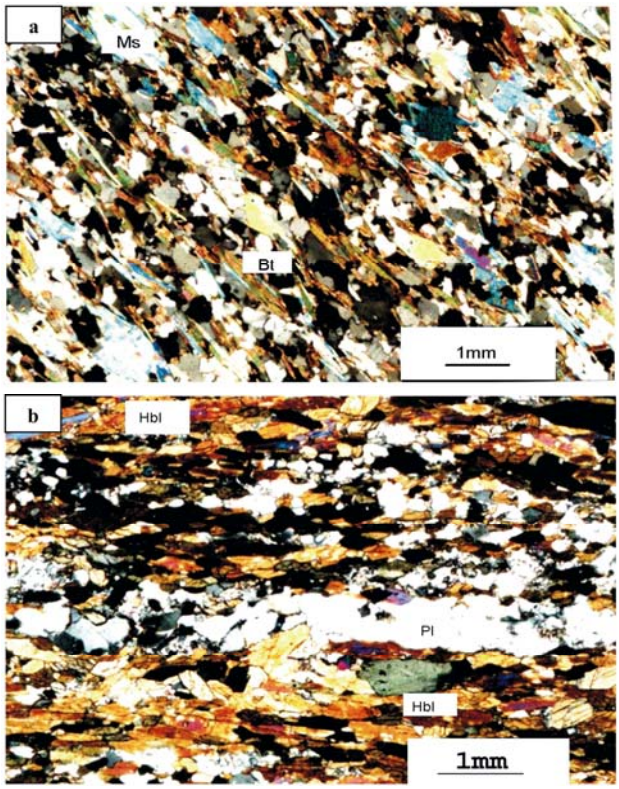
فابریک در کمپلکس دگرگونی

برگوارگی¬ها- برگواره S1 با راستای NNW تاNW برگواره غالب در سنگهای منطقه می¬باشد که در اثر گسترش چین¬های بسته با یال موازی (F_1) در چینه بندی اولیه (S_0) به موازات سطح محوری آنها به وجود آمده است. این برگواره در مرمرها، شیستها و متابازیتها به خوبی دیده می‌شود به طوری که در شیستها، برگوارگی فاصله دار بوده و براثرجهت یافتگی میکاها در مناطق M-domain و از تجمع کوارتز ± فلدسپار در مناطق Q-domain تشکیل شده اند.

در متابازیت‌ها نیز فابریک S_1 فاصله‌دار بوده و بر اثر جهت یافتگی آمفیبول‌ها که در بین آنها باندهای روشن فلدسپاری ±کوارتز قرارگرفته¬اند تشکیل یافته است و در مرمرها بر اثر جهت یافتگی بلورهای کلسیت و بلورهای سوزنی ترمولیت حاصل شده¬اندکه در بیشتر آنها این برگواره از نوع ممتد (continuous) است. در کوارتزیت¬ها بلورهای ریز میکاها جهت یافتگی نسبتا" منظمی را نشان می‌دهند. در شکل ۲ نمونه¬هایی از برگواره S_1 در سنگهای مختلف این منطقه نشان داده شده‌اند.

برگواره غالب این سنگ¬ها در راستای N150 قرار می گیرد. اما در بعضی از مناطق به ویژه در شمال و شرق عسگر آباد، این برگوارگی، چرخشی در جهت عقربه¬های ساعت پیدا کرده و راستای NNE به خود گرفته است. در بقیه مناطق امتداد تقریبا" ثابت می‌باشد.

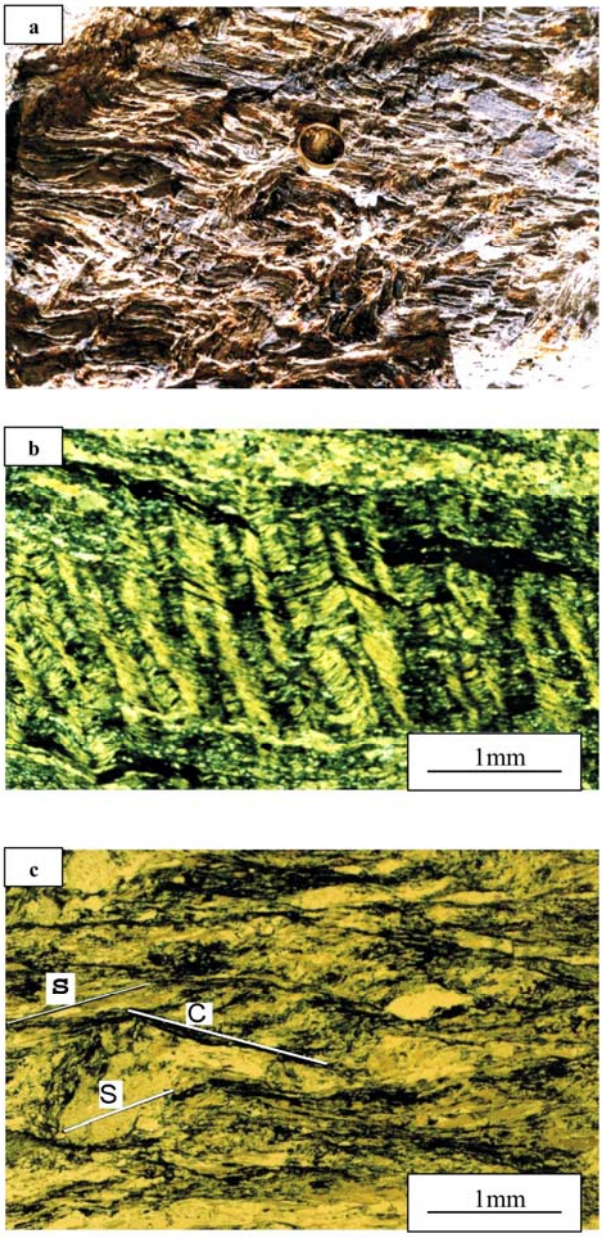
برگوارگی S_2 به صورت کنگره‌ای (crenulation cleavage) درسنگها دیده می‌شود که امتداد سطوح محوری آنها در راستای NNW قرار می گیرد (شکل ۳). برگواره S_2 در کل منطقه عمومیت ندارد بلکه فقط در بعضی از پهنه¬های برشی دیده می¬شود. این برگوارگی کنکره¬ای با دامنه کم، نامتقارن بوده و محدود در پهنه¬های برشی می¬باشد که زاویه بسیار کم با برگوارگی S_1 می سازد و حتی در خیلی موارد موازی آن دیده می¬شود. می¬توان گسترش محلی برگوارگی نسل دوم را نتیجه حرکت امتداد لغز در پهنه¬های برشی در راستای تقریبی NNW دانست.



شکل۲. برگواره S_1 در شیستها بر اثر جهت یافتگی کانیهای بیوتیت و مسکوویت (a) و در آمفیبولیت¬ها بر اثرجهت یافتگی هورنبلند (b). Hbl = هورنبلند، Pl=پلاژیوکلاز، Bt=بیوتیت، Ms= موسکوویت.

اندازه‌گیری از برگواره S_2 نشان می‌دهد که این برگوارگی در دو راستای NNE وNNW قرار می‌گیرد اما راستای غالب آن NNW است که با راستای S_1 منطبق می¬باشد . اختلاف در راستا ممکن است ناشی از عملکرد گسلهای فرعی باشد که با زاویه کمتری نسبت به صفحه برش اصلی قرار گرفته باشند.

پرفیروبلاستها- در شیستها، پرفیروبلاستهای گارنت و استرولیت عمدتا" برروی M.domains تمرکز یافته‌اند، اما گاهی گارنت در Q.domains نیز یافت می¬شود. پرفیروبلاستهای گارنت واسترولیت دارای ادخالهایی از کوارتز، اکسیدآهن و بیوتیت هستند، به طوری که بین جهت یافتگی ادخالها در درون پرفیروبلاست (Si) و برگواره خارج ازپرفیروبلاست (Se) یک حالت پیوسته دیده می¬شود. همچنین پرفیروبلاستها درحاشیه دارای سایه واتنشی نامتقارن می‌باشند (شکل ۴).

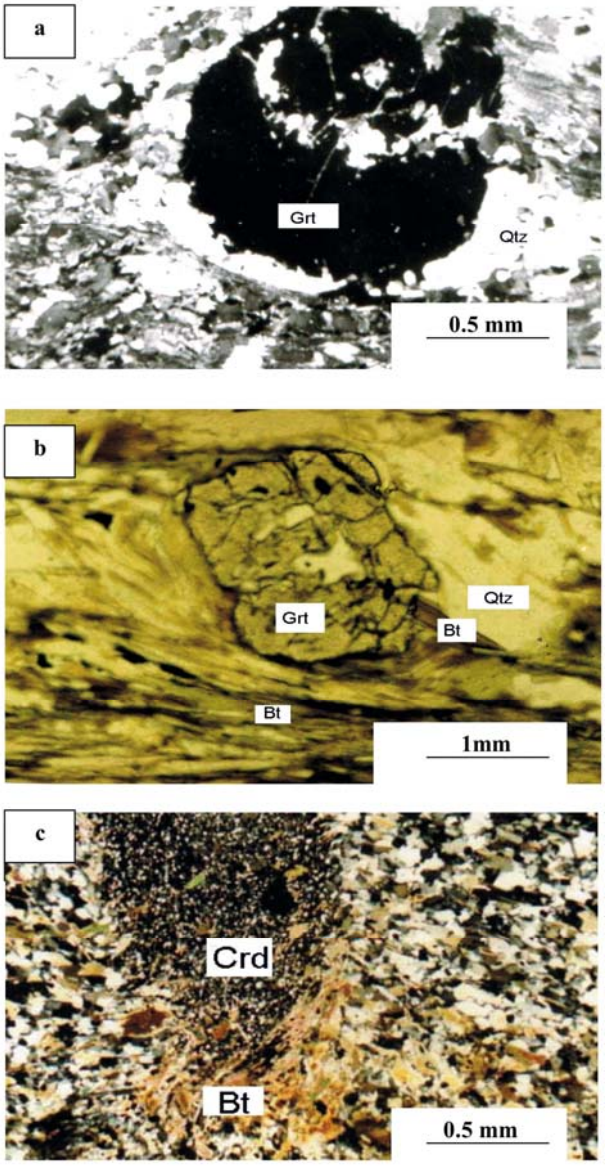


شکل۳- برگواره S_2 (a و b) و توسعه صفحات برشی S-C در شیست¬های منطقه (c).

درمتابازیت‌ها به ویژه سنگ¬هایی که در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند، پرفیروبلاستای گارنت دارای ادخالهای جهت‌داری از آمفیبول‌های غنی از کلسیم می¬باشند که در اینها نیز بین برگواره داخل (Si) وخارج کانی (Se) کاملا حالت همبستگی دیده می¬شود. بنابراین وجود سایه واتنشی نامتقارن و نیز پیوستگی بین Si و Se از رشد همزمان با تکتونیک این پرفیروبلاستها حکایت می‌کند.

ازدیگر ساختارها می¬توان به سطوح برشی C و 'C، خمش ماکل در بلورهای کلسیت ، ساختارهای انتی تتیک، سین تتیک و میکا ماهی اشاره کرد. این ساختارها در بیشتر سنگهای دگرگونی منطقه دیده می¬شود.

چین‌های برشی Z شکل- چینهای Z مانند با سطوح محوری تقریبا"افقی در بعضی از باندهای مرمر منطقه به ویژه در شرق روستای خانقاه دیده می¬شود. در بعضی مناطق این چین¬ها به قدری کشیده شده¬اندکه به صورت نوارهای چین خورده بریده از هم در آمده‌اند. در این مناطق چین‌خوردگی و بودین شدن لایه¬ها با هم دیده می‌شوند که همراهی این دو نشانه¬ای از تاثیر نیروهای برشی است (Passchier *et al.* 1990).



شکل۴- پرفیروبلاست‌های گارنت که در آن بین برگواره داخل و خارج کانی همبستگی دیده می‌شود، و (a) پرفیروکلاست گارنت با حالت رومبوئدری (b) و بلورهای سین تکتونیک کردیریت (c). Grt =گارنت، Bt = بیوتیت، Qtz= کوارتز، Crd= کردیریت.

چینهای موازی (ایزوکلینال)- این چینها در مقیاس مزوسکوپی و میکروسکوپی در پاره¬ای مناطق در سنگهای دگرگونه شمال خوی دیده می شوند. این چین¬ها غالباً دارای یالهای موازی با سطوح محوری بوده وسطوح محوری آنها تقریباً افقی است و معمولاً با برگواره سنگ‌های در برگیرنده خود (S_1) موازی هستند (شکل ۵). در سنگهای دگرگونه شمال خوی این ساختار بیشتر در سنگهای دگرگونه درجه بالا دیده می¬شود که محور این چین¬ها به طور تقریبی با جهت NS منطبق می‌گردد.

شکل ۵- چین خوردگی ناموزون دربانده‌ای فلدسپاتی در آمفیبولیت¬ها.

ریزساختارها در متاگابروها

متاگابروها در داخل مجموعه متابازیتی شمال خوی به صورت توده¬ها و عدسیهای پراکنده¬ای رخنمون دارند، اما در دو کیلومتری شمال و شمال باختر شهرستان خوی (جاده خوی –عسگرآباد وروستای بدل آباد) این سنگها به خوبی نمایان هستند. مطالعات کانی شناسی نشان می دهد که بقایای کانی¬های اولیه پیروکسن وپلاژیوکلاز حفظ شده است، اما در بیشتر مناطق کانی¬های فوق توسط کانی¬های دگرگونی مانند کلریت، اکتینولیت، کلسیت واپیدوت جایگزین شده اند. این مجموعه کانیایی نشان دهنده دگرگونی آنها درحد رخساره شیست سبز می¬باشد. اما در مناطقی که شدت دگرگونی بالاست تشخیص آنها ازآمفیبولیت¬ها مشکل است. سنگهای گابرویی این منطقه همراه با سایر سنگها به شدت تحت تاثیر فازهای مختلف دگرشکلی قرارگرفته¬اندکه در اثر آن ساختارهای مختلفی دراین سنگها شکل گرفته که از مهمترین آنها می¬توان به ساختارهای تفریق یافته نواری؛ عدسیهای بدون برگوارگی در داخل مجموعه برگواره‌دار اشاره کرد. چنین ساختارهایی در مناطق برشی معمولاً بر اثر اختلاف در نرخ استرین به وجود می‌آیند (Passchier *et al.* 1990). برگواره میلونیتی با جهت تقریبی شمالی-جنوبی؛ چین¬های ایزوکلینال و پرفیرو-کلاستهای پوششی (mantle porphyroclasts) نوع (δ-δ Type)، ناشی از خردشدن دینامیکی فلدسپات¬ها وخطواره ناشی از کشیدگی کانی-ها، نمونه¬هایی از آنها هستند (شکل ۶).

برگواره میلونیتی (S_m) در گرانیتوئید میلونیت‌ها و گابرو میلونیت‌ها

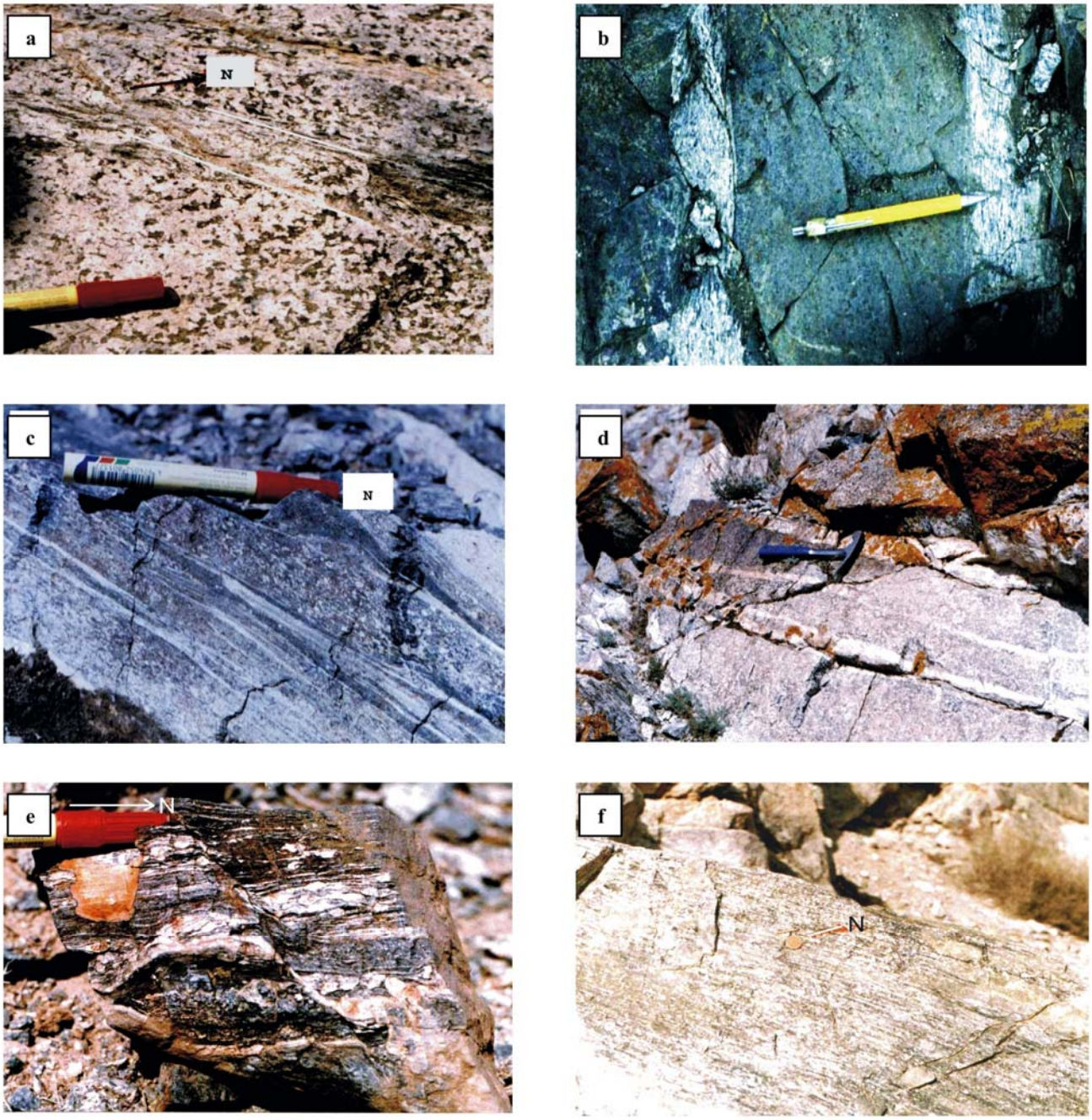
این برگوارگی علاوه بر این که در تمامی سنگهای دگرگونه منطقه دیده می¬شود اما در گرانیتوئیدها وگابروها به خوبی دیده می¬شود. این برگوارگی در راستای شمال-شمالغرب با امتداد تقریبی N142 می¬باشد که با برگوارگی S_1 زاویه¬ای حدود ۹ تا۱۰ درجه می سازد. درشکل ۷ به صورت شماتیک ریز ساختارها نشان داده شده است.

هندسه عناصر ساختاری منطقه

با توجه به مطالعات مقاطع نازک جهت دار، همچنین برداشتهای صحرایی به ویژه مطالعه ریز ساختارها در گرانیت و گابروهای میلونیتی مشخص می گردد که ساختارهای میلونیتی در این سنگها ناشی از عملکرد پهنه¬های برشی امتداد لغز بوده است، زیرا در بسیاری از مناطق خطواره میلونیتی با امتداد برگواره میلونیتی موازی بوده و در بعضی مناطق، بین این دو زاویه کوچکی تشکیل شده است که در واقع نشانه¬ای از عملکرد گسلهای امتداد لغز در راستای NNW می¬باشدکه به طور جزئی در بعضی مناطق با مولفه تراستی نیز همراه بوده‌اند. برای تعیین جهت حرکت پهنه¬های برشی این منطقه از شواهد ساختاری زیادی در میلونیت¬ها استفاده شده است. عمده شواهد، حرکت امتداد لغز این گسلها را به صورت راستبر تایید می‌کند.

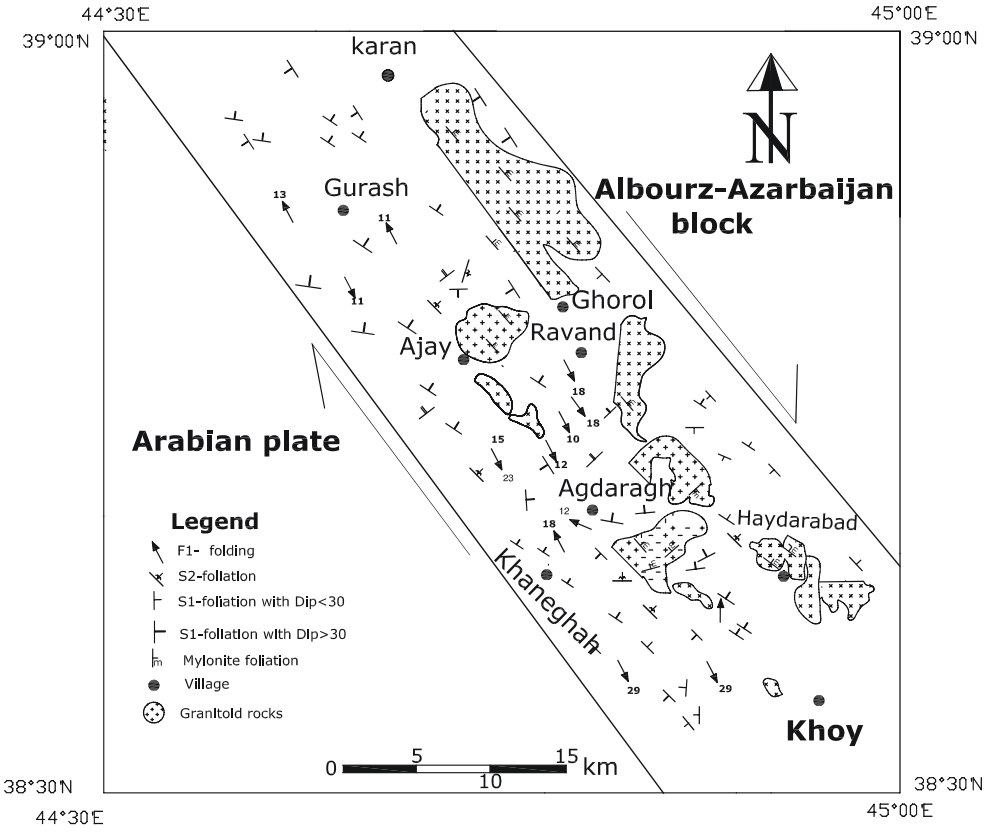
بر اساس نوع حرکت پهنه¬های برشی و ارتباط آنها با برگواره¬های S_1، S_2 و S_m مطابق نمودارهای گل‌سرخی این برگواره¬ها (شکل ۸)، مشخص می‌گردد که برگواره S_1 با راستای NNW، تقریبا با برگواره میلونیتی گرانیتوئیدها و گابروها (S_m) منطبق است و یا زاویه کمتر از ۱۰ درجه بین آنها وجود دارد. بنابراین با توجه به جهت قرارگیری دو برگواره S_1 و S_m ، می¬توان به طور تقریبی وضعیت محور X بیضوی استرین را مشخص کرد. در واقع محور X یا سطوح XY بیضوی استرین با راستای برگواره S_1 منطبق می گردد.

جهت استرس δ_1 همواره عمود بر جهت محور X بیضوی استرین در مناطق دگرگونی نمی¬باشد بلکه با آن زاویه کمتری می‌سازد (Passchir & Trouw 1996). زیرا عواملی نظیر برگواره پیشین‌سنگ می¬تواند تا حدودی بر روی این زاویه موثر باشد. از طرفی اگر جهت نیروی δ_1 عمود بر جهت محور X بیضوی استرین (جهت برگواره S_1) باشد بایستی حرکت پهنه¬های برشی منطقه عمدتاً از نوع تراستی می‌بود، حال آنکه پهنه¬های برشی شکل‌پذیر و گسل¬های شمال خوی حرکتی از نوع امتداد لغز راستبر دارند. بنابر این مشخص می-گردد که عملکرد نیروها به صورت هم محور نبوده بلکه حالت نا هم

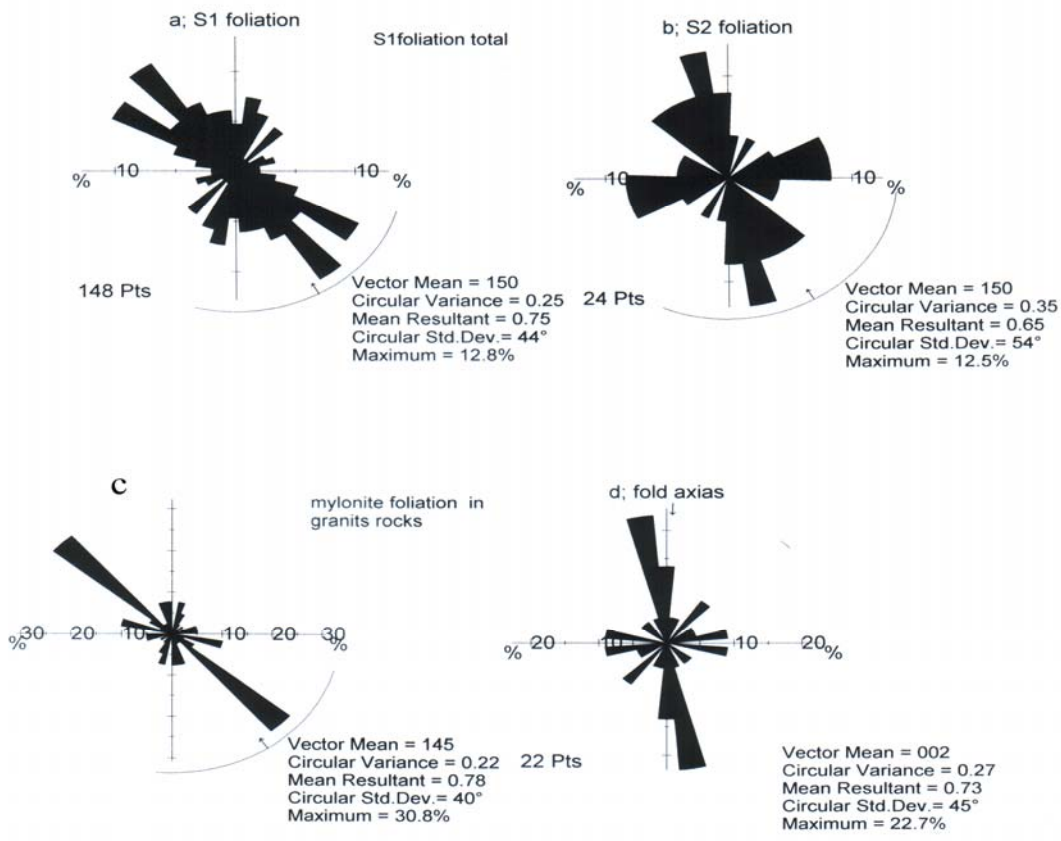


شکل ۶- ریزساختارها در میلونیت گابروها. a، b: مناطق با نرخ متفاوت استرین را نشان می‌دهند. درمناطقی که نرخ استرین بالا بوده کانی‌ها کاملا" جهت‌دار و در مناطقی که نرخ استرین پایین بوده جهت یافتگی مشاهده نمی‌گردد. c ، d : چین¬های ایزوکلینال در متاگابروها. e:پرفیروکلاست¬های پوششی درفلدسپات‌ها و چین¬های بریده شده بر اثرنیروهای برشی در باندهای فلدسپاتی. f: خطواره ناشی از کشیدگی کانی‌ها.

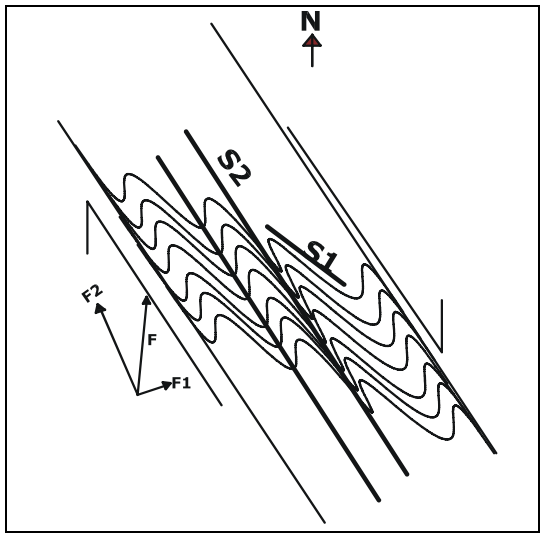
می‌شود (Ramsay & Huber 1987، Ramsay 1967)، بطوریکه مولفه تنشی δ به توسعه فابریک S_1 و مولفه برشی نیز به توسعه ساختارهای برشی منجر می‌گردد. با توجه به عملکرد زون برشی در شمال خوی به نظر می‌رسد که مولفه برشی بسیار قوی بوده، زیرا در بعضی مناطق در این سنگ¬ها فابریک S_1 به خوبی توسعه نیافته است که این امر ممکن است تا حدودی نشان‌دهنده ضعیف بودن مولفه δ باشد. با توجه به این موارد به نظر می‌رسد که بین جهت نیروی وارده و S_1 زاویه کمتراز ۹۰ درجه بوده باشد. بر اساس مولفه‌برداری برآیند نیروها مشخص می‌گردد که جهت نیروی وارده به این منطقه از سمت SSW تاSW بوده که این نیرو با جهت نیروی وارده از ورقه عربی به ورقه ایران منطبق است (شکل ۹).



شکل ۷- نمایش ریز ساختارها به طور شما تیک در پهنه برشی خوی.



شکل ۸- نمودار گل سرخی برگواره S_1 (a)، برگواره S_2 (b)، برگواره میلونیتی در گرانیتوئیدها (c) و محور چین¬ها (d).



شکل ۹- جهت نیروی وارده از سمت جنوب-جنوب باختری(F) که به دو مولفه برشی (F_1) و مولفه فشارشی (F_2) تقسیم شده است.

اولین فاز دگرشکلی یا D_1- این فاز باعث فرورفتن سنگ‌ها در اعماق شده و در طی آن چینهای نسل اول (F_1) وبرگواره غالب (S_1) با اعمال نیروهای تکتونیکی در منطقه شکل گرفته است. در واقع می¬توان آن را مهمترین فاز دگرشکلی در منطقه دانست.

دومین فاز دگرشکلی یا D_2- باتوجه به این که همواره بین T_{Max} و P_{Max} در منحنی P-T-t مناطق دگرگونی اختلاف زمانی وجود دارد، در یک اروژنیک ساده کانیهای T_{Max} در طی یک فاز دگرشکلی معمولاً به صورت پست تکتونیک تشکیل می‌شوند. اگر کانیهای T_{Max} حالت سین تکتونیک داشته باشند، لازم است که فاز دگرشکلی دوم در زمانی که دما بالا بوده روی دهد، زیرا تنها فاز دگرشکلی اول نمی¬تواند باعث سین‌تکتونیک بودن کانیهای T_{Max} شود (Ridley & Casey 1989). در منطقه خوی چند شاهد زیر، فاز دگرشکلی دوم را تأیید می‌کند:

۱. وجود گارنت واستورولیت¬های سین تکتونیک در متاپلیتها.

۲. وجود گارنت وآمفیبول¬های سین تکتونیک در متابازیتها.

۳. توسعه برگواره وخطواره میلونیتی در راستای NS در اکثر سنگها.

۴. توسعه ریز چینهای F_2 ویا برگواره S_2 ویا کرینولیشن کلیواژها.

با توجه به موارد فوق می¬توان دگرشکلی دوم (D_2) را عامل فابریک¬های سوارشده بر فابریک S_1 دانست. براساس شواهد ساختاری مشخص می‌گرددکه عامل این دگرشکلی نیروهای ناشی از حرکت امتداد لغزگسلها در راستای NNW بوده است که به توسعه فابریک میلونیتی در گرانیت‌ها، گابروها، متابازیت‌ها و شیست‌ها منجر شده است. اما این گونه به نظرمی‌رسد که بین فازهای دگرشکلی D_1 و D_2 انقطاع زمانی وجود نداشته است. با توجه به این موارد می¬توان زمان دگرشکلی اول و دوم (D_1 و D_2) را در یک چرخه P-T-t مشخص کرد.

دگرشکلی اول (D_1) در مسیر پیشرونده منحنی P-T-t قبل از رسیدن به T_{Max} اتفاق افتاده و دگرشکلی دوم به نظر می‌رسد که در طی T_{Max} و یا نزدیک به آن اتفاق افتاده باشد. زیرا در طی این دگرشکلی کانی¬های دما بالادر چرخه P-T-t در T_{Max} حالت سین‌تکتونیک پیدا کرده‌اند. البته در چنین مواقعی بعضی از افراد (England & Thompson 1984) فاز دگرشکلی دوم را قبول ندارند و معتقدند که بر اثر فاز دگرشکلی اول که دما، در بخش¬های زیرین بالا می‌رود، بلوک¬ها در کنار هم می‌لغزند که بیشتر حرکت آن¬ها از نوع امتداد لغز می¬باشد که درنتیجه آن فابریک‌های دگرشکلی دینامیکی شکل می‌گیرد. بنابر این بعضی از محققین چرخش کانی¬های T_{Max} را ناشی از دگرشکلی اول (D_1) می دانند.

سومین فاز دگرشکلی (D_3)- به نظر می‌رسد که این فاز در مراحل انتهای چرخه P-T-t سنگهای دگرگونه شمال خوی روی داده باشد. زیرا ساختارهای ناشی از فازهای دگرشکلی D_1 و D_2 به شدت تحت تاثیر دگرشکلی دینامیکی زون‌های شکنا قرارگرفته وخرد شده‌اند. به نظر می‌رسد عامل این دگرشکلی حرکت گسل‌های جوان در شمال خوی در راستای NNW بوده باشد. درجدول ۱ انواع دگرشکلی¬ها و فرایندهای ناشی از آن در سنگهای دگرگونه شمال خوی نشان داده شده است.

جدول ۱- انواع دگرشکلی و فرایندهای ناشی ازآن در سنگهای دگرگونه شمال خوی.

دگرشکلی	D_1	D_2	D_3
برگواره	S_1	S_2، S_m، Sbc	برش و کاتاکلاسیت
نژاد چینها	نسل اول (F_1)	نسل دوم(F_2)	----------
تاثیر نیرو	از نوع فشارشی	از نوع برشی	از نوع برشی

نتیجه گیری

نتایج حاصل از این مطالعات نشان می‌دهد که سنگهای دگرگونه شمال و شمال باختر خوی دارای دو برگواره S_2، S_1 و برگواره میلونیتی S_m هستند. بر اساس آنالیز ساختاری منطقه به ویژه جهت امتداد و شیب برگواره¬ها؛ همچنین محور چین‌خوردگی آنها مشخص می‌گردد که این سنگ‌ها متحمل سه حادثه دگرشکلی شده‌اند. با توجه به همبستگی بین دو برگواره S_1، S_2 و برگواره میلونیتی (S_m) می¬توان فرایند چند دگرشکلی این منطقه را ناشی از فشرده شدن این منطقه بین دو ورقه عربی و بلوک البرز غربی-آذربایجان احتمالاً در کرتاسه فوقانی و بعداز آن دانست که در طی آن مؤلفه امتداد لغز این گسلها به توسعه فابریک میلونیتی منجر شده است.

منابع:

عزیزی ح. ۱۳۸۰: پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای دگرگونه شمال خوی. دانشگاه تربیت معلم تهران، رساله دکتری.

عزیزی ح.، معین وزیری ح.، محجل م. ۱۳۷۹: بررسی ریزساختاری گابروهای میلونیته شمال خوی (آذربایجان غربی) و کاربرد آن در زونهای برشی. هیجدهمین گردهمائی علوم زمین، تهران. صفحه:۷۲۱-۷۱۷.

عزیزی ح.، معین وزیری ح.، محجل م.، یعقوب‌پور ع. ۱۳۷۹: گرانیت میلونیت¬های سنوزوئیک یا گنیس¬های کامبرین در شمال خوی؟ چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، تبریز. صفحه: ۵۹۴-۸۹۲.

عزیزی ح.، معین وزیری ح.، محجل م. نقره‌ئیان م. ۱۳۸۳: مسیر PTt سنگ¬های دگرگونه شمال خوی نمونه¬ای از یک مسیر نرمال درجهت عقربه¬های ساعت. *مجله علـوم پایه دانشگاه اصفهان*. (۲)**۲۰**: ؟؟؟؟؟شماره صفحه؟؟؟؟

عزیزی ح.، معین وزیری، ح. نقره ئیان، م.، ۱۳۸۱: ژئوشیمی متابازیتهای شمال خوی. *مجله علوم پایه دانشگاه اصفهان*.۲۰ صفحه.: ؟؟؟؟؟شماره صفحه؟؟؟؟؟ شماره جلد؟؟؟؟

رادفر ج.، امینی ب.، ۱۳۷۸: نقشه زمین‌شناسی ورقه خوی. مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی کشور. تهران.

Azizi H. Moinevaziri H., Mohajjel M., Yaghoobpoor A. 2005: PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous-Tertiary continental collision. *J. Asian Earth Sci.* Please give the volume and page numbers??? (in press).

England P.C., Thompson A.B. 1984: Pressure–Temperature–time paths of regional metamorphism, 1. heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.* **25:** 894-928.

Ghoraishi M., Arshadi S. 1978: Geology map of Khoy rectangule (scale 1:250000). Geological Survey of Iran. Tehran.

Khalatbari-Jafari M., Juteau T., Bellon H., Whitechurch H., Cotton 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.

Passchier C.W., Trou R.A. 1996: Microtectonics. Springer Verlag, Stuttgart.

Passchier C.W., Myers J.S., Kroner A. 1990: Field geology of high-grade gneiss terrains. *International Union of Geological Sciences Commission on Tectonics*. Springer Verlag, Stuttgart.

Ramsay J.G. 1967: Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, London.

Ramsay J.G., Huber M.I. 1987: The techniques of modern structural geology, 2: Folds and fractures. Academic Press, London.

Ridley J., Casey M. 1989: Numerical modeling of folding in rotational strain histories; strain regime expected in thrust belts and shear zones. *Geol.* **17:** 875-878.

Stocklin J. 1968: Structural history and tectonics of Iran. *A Review AAPG Bull.* **52:** 1229-1258.

Stocklin J., Nabavi M.H. 1973: Tectonic map of Iran. Geological Survey Iran, Tehran.

Thompson A.B., England P.C. 1984: Pressure–temperature–time paths of regional metamorphism 11. Thier inference and interpritation using mineral assembelages in metamorphic rocks. *J. Petrol.* **25:** 929-955.