

ریز ساختار در پهنه‌های میلوئیتی جنوب سلماس (شمال باختر ایران)

ربابه انتزاری^۱، سید احمد علوی^۲ و محمدرضا قاسمی^۳

^۱دکتر، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۶/۰۹

چکیده

مجموعه دگرگونی جنوب سلماس که در شمال باختری‌ترین بخش از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان جای گرفته است، دربردارنده سنگ‌های گوناگون با درجه دگرگونی و دگرشکلی متفاوت است. این پژوهش با استفاده از مشاهدات صحرایی و مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری، به توصیف و تفسیر ریزساختاری گستره می‌پردازد. واحدهای سنگی گستره بر پایه سنگ مادر به سه دسته سنگ‌های متابازیتی، سنگ‌های کوارتز-فلدسپاری و سنگ‌های مرمری تقسیم می‌شوند. ریزساختار چیره در بیشتر سنگ‌ها، میلوئیتی است اما درجه و میزان میلوئیتی شدن در آنها متفاوت است. وجود برگوارگی و خطوارگی میلوئیتی به همراه ریزساختارهایی مانند انواع پورفیروکلاست‌های دنباله‌دار، ماهی‌میک، ساختار S-C و S-C نشانگر پهنه‌های میلوئیتی در این گستره است. تفاوت در میزان نرخ کرنش، نوع سنگ مادر و ژرفای تشکیل سبب تفکیک ۳ پهنه میلوئیتی اصلی در این مجموعه شده است. میلوئیت‌های ایجاد شده بیشتر از نوع میلوئیت‌های درجه پایین تا متوسط هستند و از خاور به باختر و مرکز گستره درجه میلوئیتی شدن آنها افزایش می‌یابد. وجود اولترامیلونیت‌ها در بخش‌های مرکزی گستره نشانگر افزایش نرخ کرنش هستند. همچنین وجود میلوئیت‌های درجه بالا (دمای بیش از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد) و تشکیل میگماتیت‌ها، نشانه ژرفای تشکیل در حد پوسته میانی تا پوسته پایینی است. در این مجموعه دگرگونی می‌توان آثار ۲ گامه دگرگونی (M1, M2) و ۶ گامه دگرریختی (D1, D2, D3, D4, D5, D6) را دید. گامه دگرریختی فشارشی D1 پس از فعالیت ماگمایی پرکامبرین رخ داده و پس از آن در واپسین کامبرین گامه دگرگونی M1 بر این مجموعه اعمال شده است. گامه‌های دگرریختی D2 و D3 با مؤلفه اصلی برش ساده به شدت بر سنگ‌های دگرگونی اثر کرده و سبب ایجاد پهنه‌های میلوئیتی در طی واپسین پرمین تا اوایل کرتاسه شده‌اند. همزمان با گامه دگرریختی D2، گامه دگرگونی پرسونده‌ای (M2) این مجموعه را متأثر کرده است. گامه دگرریختی D4 سبب فرارنده شدن واحد افیولیتی بر مجموعه دگرگونی در واپسین کرتاسه-پالئوسن شده است و پس از آن گامه‌های D5 و D6 به صورت دگرریختی شکننده، همه واحدهای سنگی را تحت تأثیر قرار داده‌اند.

کلیدواژه‌ها: دگرریختی نرم، پهنه‌های میلوئیتی، ریزساختار، سنگ‌های دگرگونی، جنوب سلماس.

E-mail: entezari.robabeh@gmail.com

*نویسنده مسئول: ربابه انتزاری

۱- پیش‌نوشتار

و این گستره را در بخشی از پهنه همدان-ارومیه قرار می‌دهد که دارای ویژگی‌های سنگ‌شناختی پهنه‌های ساختمانی ایران مرکزی، سنندج-سیرجان، البرز-آذربایجان است و در محل برخورد این ۳ پهنه قرار دارد. (Alavi (1991 بر پایه سری‌های ماگمایی، این ناحیه را بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و مجموعه ماگمایی البرز نام‌گذاری کرده است و مرز این دو مجموعه ماگمایی را زمین‌درز حاصل از برخورد آنها می‌داند. این گستره طبق تقسیم‌بندی آقانباتی (۱۳۸۳) در پهنه ایران مرکزی قرار دارد.

با مطالعات انجام گرفته مشخص می‌شود که این منطقه ویژگی‌های منحصر به یک پهنه زمین‌ساختی را نشان نمی‌دهد و با هر یک از پهنه‌های یادشده همانندی‌ها و تفاوت‌هایی دارد. ولی بر پایه مطالعات اخیر در مناطق پیرامون (عزیزی، ۱۳۷۸؛ مهشادینا، ۱۳۷۹؛ اسدپور، ۱۳۹۲)، این گستره احتمالاً بخشی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان است (شکل ۲).

۲- روش پژوهش

انجام این پژوهش مبتنی بر مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی است در همین راستا، گستره مورد بررسی در ۱۰ مسیر با راستای شمال باختر-جنوب خاور، ۶ مسیر با راستای شمال خاور-جنوب باختر و ۴ مسیر با راستای شمال-جنوب، پیمایش شد و افزون بر برداشت پدیده‌های ساختاری (چین خوردگی، برگوارگی و خطوارگی)، از نواحی مختلف نمونه‌برداری به صورت جهت‌دار انجام شد. برای مطالعات میکروسکوپی، از ۱۹۴ نمونه برش نازک تهیه و ضمن مطالعه کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری به پدیده‌های ریزساختاری در این نمونه‌ها پرداخته شده است.

گستره مورد پژوهش در استان آذربایجان غربی در محدوده شمال باختر ارومیه و جنوب سلماس، میان طول‌های جغرافیایی ۳۴° ۴۴' و ۵۹° ۴۴' و عرض‌های جغرافیایی ۴۸° ۳۷' و ۱۰° ۳۸' شمالی قرار دارد (شکل ۱). مطالعات انجام گرفته پیشین در ارتباط با سنگ‌های دگرگونی بیشتر در چهارچوب نقشه‌های زمین‌شناسی بزرگ مقیاس (۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰) بوده است. در سال‌های اخیر نیز مطالعاتی در مناطق همجوار انجام شده که بیشتر از دیدگاه سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی اقتصادی، بخشی از سنگ‌های نفوذی و دگرگونی را مورد بررسی قرار داده‌اند.

در این پژوهش سنگ‌های دگرگونی هم از دیدگاه سنگ‌شناختی و هم از دیدگاه روابط ساختاری و فرایند میلوئیتی شدن مورد بررسی قرار گرفته‌اند و ضمن شناسایی واحدهای سنگی مختلف به تأثیر گامه دگرریختی برشی بر آنها و شناسایی پهنه‌های میلوئیتی در این گستره توجه شده است. این گامه سبب یک دگرگونی پرسونده در برخی واحدهای سنگی شده است.

۲- جایگاه زمین‌ساختی

جایگاه زمین‌ساختی گستره مورد پژوهش از دیرباز مورد ابهام و بحث بوده است و پژوهشگران در تقسیم‌بندی‌های زمین‌ساختی ایران، این ناحیه را در پهنه‌های متفاوتی قرار داده‌اند. با توجه به تقسیمات واحدهای ساختمانی و رسوبی ایران، (Stöcklin (1968 این منطقه را بخشی از پهنه سنندج-سیرجان در نظر می‌گیرد. بر پایه نوشته‌های نبوی (۱۳۵۵) این منطقه در بخشی از زیرپهنه خوی-مهاباد از پهنه البرز-آذربایجان قرار می‌گیرد. افتخارنژاد (۱۳۵۹) بر پایه وضعیت ساختمانی و رخساره‌ای، این ناحیه را بخشی از پهنه آمیزه رنگین و افیولیتی معرفی کرده است

۴- واحدهای سنگی گستره

بر پایه مطالعات پیشین و مشاهدات صحرایی، گستره مورد پژوهش از واحدهای سنگی متفاوت و گوناگونی تشکیل شده است. این مجموعه را می‌توان به ۴ گروه اصلی، (۱) مجموعه سنگ‌های رسوبی، (۲) مجموعه سنگ‌های آذرین، (۳) مجموعه افیولیتی و (۴) مجموعه دگرگونی تقسیم کرد (شکل ۳).

مجموعه سنگ‌های رسوبی بیشتر در بخش شمال باختری و شمال خاوری گستره رخنمون دارد. در بخش شمال خاوری این مجموعه رسوبی با سن پالئوزویک شامل سازندهای کهر، باروت، زاگون، لالون، میلا، درود و روته است. در بخش شمال باختری بخشی از سازند قم دیده می‌شود. سری پالئوزویک با مرز گسلی روی مجموعه دگرگونی قرار گرفته است. در بخش‌های خاوری گستره، نهشته‌های پرمین با مرز ناپوستگی روی مجموعه دگرگونی قرار گرفته‌اند.

مجموعه سنگ‌های آذرین گستره دارای گوناگونی بالا و شامل انواع سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی با سن‌های متفاوت است. مطالعات گسترده و پراکنده‌ای روی این مجموعه سنگی انجام شده است. نفوذی‌های با سن پرمین در نتیجه یک رخداد ماگمایی گسترده درون پی سنگ دگرگونی و واحدهای رسوبی نفوذ کرده‌اند (اسدیپور، ۱۳۹۲).

مجموعه افیولیتی در بر دارنده یک ردیف رسوبی و بخش بالایی یک توالی افیولیتی است که به‌طور نابرجا به‌صورت یک تراشه زمین‌ساختی روی واحدهای دگرگونی رانده شده است. با توجه به مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی، توالی سنگی دیده شده در این مجموعه با سری سوپرا-افیولیتی خوی (Khalatbari-Jafari & Juteau, 2004) همانند است و سن کرتاسه پسین-پالئوسن پیشین برای این مجموعه پیشنهاد می‌شود.

بخش گسترده‌ای از گستره مورد پژوهش را رخنمون سنگ‌های دگرگونی تشکیل می‌دهد. این مجموعه، سنگ‌شناسی گوناگونی را در بر می‌گیرد که دچار فرایندهای دگرگونی و دگرریختی متفاوتی شده‌اند. بر پایه مطالعات میکروسکوپی می‌توان این واحدهای دگرگونی را بر پایه نوع سنگ مادر و ترکیب کانی‌شناسی به ۳ دسته اصلی سنگ‌های متابازیتی، سنگ‌های کوارتز-فلدسپاری و مرمری تقسیم کرد. بافت چیره در بیشتر این سنگ‌ها میلوئیتی است، ولی درجه و میزان میلوئیتی شدن در آنها متفاوت است.

سنگ مادر سنگ‌های متابازیتی در این گروه شامل طیف گسترده‌ای از گابرو، میکروگابرو، بازالت و دیوریت است. ترکیب کانی‌شناسی در این مجموعه متغیر است، ولی به‌طور کلی می‌توان ۲ مجموعه کانیایی اصلی را برای این مجموعه در نظر گرفت:

- ۱) ترمولیت + اکتینولیت + پلاژیو کلاز + آلکالی فلدسپار ± کوارتز
 - ۲) هورنبلند ± پلاژیو کلاز ± کوارتز
- **سنگ‌های کوارتز-فلدسپاری:** مجموعه کانیایی اصلی سنگ‌های کوارتز-فلدسپاری عبارت است از:

کوارتز + پلاژیو کلاز + آلکالی فلدسپار ± بیوتیت ± آمفیبول (ترمولیت، اکتینولیت) از کانی‌های ثانویه که بر اثر فرایند دگرگونی ایجاد شده‌اند می‌توان به گارنت، اپیدوت، زویزیت و کلینوزویزیت، کلریت، ترمولیت و اکتینولیت اشاره کرد. کانی‌های فرعی مانند زیرکن، تیتانیت، تورمالین، آپاتیت و کانی‌های کدر نیز در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. گوناگونی کانیایی در سنگ‌های مرمری ساده و شامل ۸۰ تا ۹۰٪ کلسیت است. دولومیت، کوارتز، آمفیبول و تیتانیت را می‌توان به مقدار کم در برخی نمونه‌ها دید.

۵- گامه‌ها و رخساره‌های دگرگونی

برای درک بهتر فرایندهای مؤثر در طی فرگشت زمین‌شناسی یک گستره، تعیین شرایط دما و فشار حاکم بر دگرگونی و تشخیص گامه‌های دگرگونی اهمیت ویژه‌ای

دارد. بر پایه مطالعات میکروسکوپی و پژوهش‌های پیشین (آهنگری و مؤذن، ۱۳۹۰) می‌توان چنین نتیجه گرفت که فرایند دگرگونی به‌صورت یک دگرگونی پیش‌رونده (M1) تا مرز بالایی رخساره شیست سبز رخ داده است که در برخی بخش‌ها به رخساره آمفیبولیت و رخساره اپیدوت-آمفیبولیت نزدیک می‌شود. شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد که این گامه دگرگونی قبل از پدیده میلوئیتی شدن رخ داده است. واحدهای دگرگونی دچار یک گامه دگرگونی پیش‌رونده (M2) شده‌اند. رشد کانی‌هایی مانند کلریت، اپیدوت، زیوزیت و کلینوزویزیت در راستای برگوارگی و در پیرامون پورفیرو کلاست‌ها نشان می‌دهد که این گامه دگرگونی در پهنه‌های برش با یک گامه دگرریختی همراه شده است. در طی این گامه دگرریختی، بخش‌های زیادی از سنگ‌های دگرگونی میلوئیتی شده‌اند. عملکرد گامه دگرگونی پیش‌رونده در همه بخش‌ها یکسان و به یک مقدار نبوده است به‌طوری‌که در برخی بخش‌ها آثار این گامه به خوبی دیده می‌شود. ولی در برخی بخش‌های دیگر تأثیر نداشته یا تأثیر کمی بر جا گذاشته است.

مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی در گستره مورد پژوهش نشان می‌دهد که آثار گامه‌های دگرگونی و دگرریختی بر مجموعه رسوبی و افیولیتی دیده نمی‌شود. افزون بر این واحدهای نفوذی با سن پرمین و جوان‌تر دچار دگرگونی کمی شده‌اند. در برخی از نمونه‌های گرانیتی (لوکوگرانیت‌ها و گرانیت‌های بیوتیت‌دار) و در تعدادی از نمونه‌های دیوریتی و گابرویدیوریتی می‌توان آثار ضعیفی از دگرریختی را دید؛ اما تأثیر این دگرریختی به شدتی نبوده است که سبب ایجاد برگوارگی میلوئیتی و خطوارگی در توده سنگ شود. این دگرریختی‌ها را به‌صورت شکنج ماکل‌های پلاژیو کلاز، خاموشی موجی کوارتز، جهت‌یافتگی کانی‌هایی مانند کلریت و آثار شکستگی و خردشدگی در آمفیبول و فلدسپارها در نمونه‌های یاد شده می‌توان دید.

۶- ساختارها

۶-۱. گسل‌ها

با توجه به مطالعات پیشین (خدابنده و همکاران، ۱۳۷۵؛ آقانباتی و حقی‌پور، ۱۳۸۳؛ قرشی و ارشدی، ۱۳۵۷؛ حقی‌پور و آقانباتی، ۱۳۵۵) و نیز مشاهدات صحرایی گسل‌های گوناگونی در گستره شناسایی شد. عملکرد و فعالیت این گسل‌ها در زمان‌های مختلف سبب همبندی واحدهای سنگی و به هم‌ریختگی و جابه‌جایی این واحدها شده است. از آنجایی که اطلاعات دقیقی از سن و چگونگی عملکرد این گسل‌ها در زمان‌های مختلف موجود نیست، به‌طور یقین نمی‌توان در مورد فعالیت این گسل‌ها اظهار نظر کرد. به‌طور کلی می‌توان ۲ سامانه اصلی برای این گسل‌ها در نظر گرفت؛ دسته اول دارای راستای شمال باختر-جنوب خاور و دسته دوم دارای راستای شمال خاور-جنوب باختر هستند. سازوکار بیشتر این گسل‌ها عادی و رانده‌گی است. مرزهای گسلی میان واحدهای رسوبی و واحدهای دگرگونی و همچنین رانده‌گی‌هایی درون واحدهای دگرگونی دیده می‌شود. راستای این رانده‌گی‌ها متفاوت است ولی راستای چیره آنها شمال خاور-جنوب باختر هستند. افزون بر رانده‌گی‌ها، گسل‌های عادی با مؤلفه راستالغز نیز در منطقه شناسایی شده‌اند و به علت فعالیت و لرزه‌خیزی اهمیت بیشتری دارند. از مهم‌ترین این گسل‌ها می‌توان به گسل سلماس اشاره کرد. افزون بر گسل‌های بزرگ مقیاس، گسل‌های با اندازه چند متر تا چند سانتی‌متر در این گستره دیده شده است که بیشتر آنها از نوع گسل‌های عادی هستند (شکل ۴). وجود شکستگی‌ها و درزه‌های منظم در بیشتر واحدهای سنگی این گستره دیده می‌شود (شکل ۵). گسترش شکستگی‌ها در همه واحدهای سنگی و قطع کردن ساختارهای موجود در این واحدها نشانگر این مطلب است که آخرین گامه دگرریختی اعمال شده بر این گستره از نوع دگرریختی شکننا (تُرد) است.

۶-۲. چین خوردگی

سنگ‌های گستره مورد مطالعه در پاسخ به تنش‌های زمین‌ساختی در شرایط شکل‌پذیر دچار چین خوردگی شده‌اند. با توجه به شرایط ریخت‌شناختی گستره، رخنمون‌های زیادی از واحدهای سنگی دیده نمی‌شود، ولی می‌توان انواع چین خوردگی را در مقیاس‌های متفاوت در این گستره دید. چین خوردگی در مجموعه دگرگونی، الگوی هندسی ساده و یکنواختی را ایجاد نکرده است. بیشتر چین‌ها نامتقارن و پلانژدار هستند و راستای چیره محور چین در این مجموعه شمال‌خاور- جنوب‌باختر است. با توجه به زاویه بین‌بالی، چین‌های بزرگ‌مقیاس بیشتر از نوع چین‌های باز و ملایم و چین‌های کوچک‌مقیاس در گروه چین‌های بسته قرار می‌گیرند. از دیدگاه سازوکار چین خوردگی بیشتر چین‌های بزرگ‌مقیاس در این واحدها از نوع چین‌های خمشی-جریانی (flexural-flow) و چین‌های غیرفعال (passive) است.

– **چین‌های مرتبط با پهنه‌های برش:** یکی از متداول‌ترین پدیده‌ها در پهنه‌های برشی، چین‌ها هستند که تا سطوح میانی و پایینی پوسته نیز ایجاد می‌شوند. انواع چین‌های مرتبط با پهنه برشی مانند چین‌های غلافی (نیامی)، چین‌های میان‌برگی (interfolial)، چین‌های شکنجی و جناغی در این گستره دیده می‌شوند (شکل ۶).

– **چین‌های فرانهاد:** چین‌های فرانهاد یکی دیگر از پدیده‌های چین خوردگی در این گستره است. بررسی این چین‌ها نشان می‌دهد که تشکیل این چین‌ها مرتبط با یک گامه دگرریختی است. به همین دلیل در این پژوهش مرتبط با یک نسل چین خوردگی در نظر گرفته می‌شوند. از آنجا که چین‌های ایجاد شده ویژگی‌های چین‌های مرتبط با پهنه‌های برشی را دارند و بر پایه پژوهش‌های انجام شده روی چین‌های مرتبط با پهنه برشی (Carreras et al., 2005)، این نسل از چین همزمان با اعمال برش و فرایند میلونیته شدن شروع شده و تا واپسین گامه برشی تشکیل آنها ادامه داشته است. بدین ترتیب می‌توان چنین گفت که تشکیل این چین‌ها طی یک دگرریختی پیشرونده ایجاد شده است. شکل ۷ نمایی از چین‌های فرانهاد در این گستره را نمایش می‌دهد.

– **نسل‌های چین خوردگی:** برپایه مشاهدات صحرایی می‌توان ۲ نسل چین خوردگی را در مجموعه دگرگونی تشخیص داد. چین‌های نسل اول (F1) شامل یک چین خوردگی پیشرونده در پهنه برشی است که افزون بر تشکیل چین‌های گوناگون (چین‌های نیامی، میان‌برگی، پگماتیته) شامل چین‌های فرانهاد است که در بالا به آن اشاره شد. چین‌هایی که در این نسل ایجاد شده‌اند بیشتر از نوع کلاس II رمزی هستند و سازوکار چیره در تشکیل این چین‌ها غیرفعال است (شکل ۸).

تعدادی از چین‌های دیده شده در مجموعه دگرگونی ویژگی‌های چین‌های پهنه برشی را ندارند و در اندازه‌های چند متر تا چند ده متر واحدهای سنگی را متأثر کرده‌اند. ستبرای لایه در این چین‌ها تقریباً یکسان است و از دیدگاه تقسیم‌بندی رمزی در کلاس IB تا IC قرار می‌گیرد (شکل ۹). با توجه به ویژگی‌های چین خوردگی، سازوکار چیره در تشکیل این چین‌ها کمناش است. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد این گروه از چین‌ها پس از گامه برشی، شکل گرفته و نسل دوم چین خوردگی (F2) را ایجاد کرده‌اند.

۶-۳. برگوارگی و خطوارگی

برگوارگی و خطوارگی از جمله پدیده‌های ساختاری است که در اثر جهت‌یافتگی عوامل فابریکی در یک سنگ ایجاد می‌شود. برگوارگی‌های موجود در این گستره از نوع برگوارگی ثانویه فاصله‌دار است و از تناوب نوارها و کانی‌های متفاوت ایجاد می‌شود. بیشتر سنگ‌های دگرریخت شده در این گستره برگوارگی از نوع میلونیته دارند. گسترش برگوارگی‌ها در همه واحدهای سنگی یکسان نبوده است. نوع سنگ مادر و ترکیب کانیایی، اندازه دانه‌ها و بلورها، نرخ کرنش و نوع فرایندهای دگرریختی در گسترش برگوارگی تأثیر دارد.

مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد گسترش برگوارگی در واحدهای سنگی متابازیتی به دلیل وجود کانی‌هایی مانند ترمولیت و اکتینولیت و همچنین مقادیری میکا و کلریت بیشتر بوده است (شکل ۱۰). البته در برخی نمونه‌ها به دلیل درشت دانه بودن سنگ اولیه (گابرو و دیوریت) گسترش برگوارگی کم است (شکل ۱۱). بر پایه مشاهدات صحرایی این برگوارگی همانند کلیواژ و شیستوزیته دیده می‌شود؛ ولی با مطالعه میکروسکوپی چنین برداشت می‌شود که برگوارگی شکل گرفته در این نمونه‌ها از نوع برگوارگی میلونیته است. در واحدهای کوارتز-فلدسپاری به دلیل کم بودن کانی‌های سیلیکاتی زنجیره‌ای (نروسیلیکات‌هایی مانند انواع آمفیبول) و کانی‌های سیلیکاتی ورقه‌ای (فیلسیلیکات‌هایی مانند انواع میکا و کلریت)، برگوارگی گسترش کمتری دارد. اما وجود پورفیروکلاست‌های فلدسپار و تشکیل دنباله‌ها به موازات جهت برش، سبب ایجاد حالت لایه‌لایه در سنگ شده است و برگوارگی میلونیته به خوبی در این واحدها دیده می‌شود (شکل ۱۲). گسترش برگوارگی در مرمرها وابستگی بیشتری به میزان دگرریختی و فرایندهای دگرریختی دارد. از آنجا که مرمرهای دیده شده در این گستره، دچار پدیده میلونیته شدن شده‌اند، برگوارگی در این نمونه‌ها از نوع میلونیته است. در نمونه‌های مرمری که در حد اولترامیلونیت دگرریخت شده‌اند، گسترش برگوارگی به علت ریزدانه شدن و رشد طولیل دانه‌های کلسیت بیشتر دیده می‌شود (شکل ۱۳). وجود ناخالصی‌هایی مانند کانی‌های کدر (گرافیت و اکسیدهای آهن) سبب شده است که در سیمای سنگ، برگوارگی بهتر دیده شود. به عبارت دیگر گسترش برگوارگی در نمونه‌های پروتومیلونیته کم است و در نمونه‌های میلونیته و اولترامیلونیته افزایش می‌یابد.

وجود خطوارگی یکی از نشانه‌های پهنه‌های برشی است. در گستره مورد پژوهش نیز آثار خطوارگی کانیایی و خطوارگی درازشدگی دیده شده است. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که گسترش این خطوارگی‌ها در همه بخش‌ها یکسان نیست و حتی در برخی بخش‌ها این خطوارگی دیده نمی‌شود. فراوانی کم کانی‌هایی مانند انواع میکا و آمفیبول از یک سو و از سویی دیگر فراوانی کوارتز و پورفیروکلاست‌های فلدسپار در برخی از نمونه‌ها به‌ویژه در نمونه‌های کوارتز-فلدسپاری و همچنین درشت‌بلور بودن برخی نمونه‌ها مانند نمونه‌هایی با سنگ مادر گابرو و دیوریت مانع از گسترش گسترده خطوارگی در این واحدهای سنگی شده است. مطالعه میکروسکوپی نمونه‌ها نشان می‌دهد که به دلیل عملکرد فرایند بازبلور پویا با سازوکار چیره چرخش خُرددانه‌ها در کوارتزها تشکیل خطوارگی درازشدگی به خوبی گسترش نیافته است.

۷- ریزساختارها

۷-۱. میلونیته

مفهوم میلونیته را نمی‌توان به سادگی و مطلوب تعریف کرد. پژوهشگران زیادی تعاریف مختلفی برای میلونیته ارائه داده‌اند. اگر چه میلونیته به‌طور مکرر برای نام‌گذاری سنگ به کار رفته است اما در اصل میلونیته بیشتر یک اصطلاح ساختاری است تا مفهومی سنگ‌شناختی. با توجه به پژوهش‌های پیشین (Lapworth, 1885; Ramsay, 1980; Passchier & Trouw, 2005; Trouw et al., 2010) می‌توان میلونیته را چنین تعریف کرد: سنگی با هر ترکیبی همراه با ساختارهای ویژه که نشانگر دگرریختی شکل‌پذیر شدیدتر از سنگ‌های مجاور است که عموماً در پهنه‌های برش دیده می‌شود. این ساختارها با حضور خطواره درازشدگی یا ایجاد یک زمینه دانه‌ریز با درشت‌بلور و یا فراوانی وجود ساختارهای دارای تقارن مونوکلینیک s-c و c-s، باندهای برش، ماهی میکا و پله‌ای‌شدگی مشخص می‌شود. که با یک گامه پسرورنده در مسیر P-T همراه می‌شود.

پدیده میلوئیتی دیده نشده است. نمونه‌های رسوبی، افیولیتی و نفوذی‌های فلسیک و مافیک در این گروه قرار می‌گیرند؛ گروه دوم نمونه‌هایی هستند که با ویژگی‌های میلوئیت‌های درجه پایین انطباق بیشتری دارند؛ گروه سوم شامل نمونه‌هایی است که مرز گذار از میلوئیت‌های درجه پایین به درجه متوسط را نشان می‌دهند؛ گروه چهارم میلوئیت‌های درجه متوسط هستند؛ گروه پنجم میلوئیت‌های گذار از درجه متوسط به درجه بالا و گروه ششم میلوئیت‌های درجه بالا هستند (جدول ۱). همان‌گونه که در جدول ۱ دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌های میلوئیتی گستره در گروه میلوئیت‌های درجه پایین تا متوسط قرار می‌گیرند.

– **پهنه‌های میلوئیتی:** برای بررسی روند میلوئیتی شدن و تعیین پهنه‌های میلوئیتی در گستره مورد پژوهش، با استفاده از نرم‌افزار Surfer، ابتدا خطوطی رسم شد که محدوده‌های میلوئیت‌های درجه پایین، متوسط و بالا را در مجموعه دگرگونی از هم تفکیک می‌کند (شکل ۲۲)، سپس بر پایه تقسیم‌بندی نسبت زمینه به پورفیرو کلاست (جدول ۱) و با استفاده از نرم‌افزار Surfer نقشه دیگری رسم شد که محدوده‌های پروتومیلوئیت، میلوئیت و اولترامیلونیت برای این مجموعه مشخص شد (شکل ۲۳). با بررسی این دو نقشه (شکل‌های ۲۲ و ۲۳)، مقایسه و انطباق آنها با یکدیگر می‌توان مجموعه دگرگونی را به ۳ پهنه میلوئیتی اصلی تقسیم کرد.

• **پهنه میلوئیتی ۱:** پهنه میلوئیتی شماره ۱ در نیمه باختری گستره مورد پژوهش و در جنوب روستای ملحم و زاویه جیک جای دارد. این پهنه را می‌توان به دو زیرپهنه کوچک تر تفکیک کرد. هر دو زیرپهنه تقریباً موازی یکدیگر هستند و راستای کلی آنها شمال باختری – جنوب خاوری است و از حاشیه به سوی مرکز درجه میلوئیتی شدن افزایش می‌یابد. محدوده‌های اولترامیلونیتی و میلوئیت‌های ریزدانه نیز از همین روند پیروی می‌کند (شکل ۲۳) که خود نشانگر افزایش نرخ کرنش در مرکز این زیرپهنه‌هاست. مطالعات سنگ‌نگاری و مجموعه کانیایی در این محدوده‌ها نیز نشانگر این است که در این زیرپهنه‌ها از حاشیه به سوی مرکز رخساره از شیست سبز به رخساره آمفیبولیت تغییر می‌کند. مطالعات دقیق تر نشان می‌دهد که در جایی که میلوئیت‌های درجه پایین حضور دارند، فرایند میلوئیتی شدن با یک دگرگونی پسرونده همراه شده است اما در بخش‌های مرکزی آثار این دگرگونی پسرونده به‌طور ضعیف قابل تشخیص است.

• **پهنه میلوئیتی ۲:** بخش خاوری گستره را می‌توان به دو نیمه شمالی و جنوبی تفکیک کرد؛ نیمه شمالی شامل مجموعه واحدهای سنگی است که تقریباً حذفاصل روستای خان تختی تا مسیر بلارغو – سیدان (شکل ۳) را در بر می‌گیرد و در این پژوهش پهنه میلوئیتی ۲ نامیده می‌شود (شکل‌های ۲۲ و ۲۳). این محدوده، ۳ زیرپهنه میلوئیتی را شامل می‌شود که از شمال به جنوب راستای این زیرپهنه‌ها به تدریج تغییر می‌کند. زیرپهنه ۱-۲ که در بخش شمالی قرار گرفته است تقریباً راستای شمالی – جنوبی دارد و میلوئیت‌های درجه متوسط به بالا در این زیرپهنه دیده نمی‌شود و بیشتر نمونه‌های مطالعه شده میلوئیت‌های درجه پایین تا متوسط هستند. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که در حاشیه این زیرپهنه پروتومیلوئیت‌ها و به سوی مرکز میلوئیت‌های ریزدانه تشکیل شده‌اند که این افزایش نرخ کرنش را به سوی مرکز این زیرپهنه تأیید می‌کند.

زیرپهنه ۲-۲ تقریباً در جنوب زیرپهنه ۱-۲ جای گرفته است. راستای تقریبی این زیرپهنه شمال خاوری – جنوب باختری است و در مرکز این زیرپهنه، میلوئیت‌های درجه متوسط و بالا قرار دارند. وجود اولترامیلونیت‌ها در نواحی نزدیک به مرکز نشان‌دهنده افزایش نرخ کرنش از حاشیه به سوی مرکز است.

زیرپهنه ۳-۲ در بخش جنوبی زیرپهنه ۲-۲ قرار دارد و از خاور به سوی باختر تغییر راستا می‌دهد. در بخش خاوری، راستای تقریبی آن خاور شمال خاور – باختر جنوب باختر است و به سوی باختر زیرپهنه، این روند شمالی – جنوبی می‌شود. در این زیرپهنه، میلوئیت‌ها بیشتر از نوع درجه متوسط هستند و اولترامیلونیت‌ها در مرکز

با توجه به تعاریف ارائه شده و برپایه مشاهدات صحرائی و مطالعات میکروسکوپی می‌توان مجموعه دگرگونی جنوب سلماس را به عنوان پهنه میلوئیتی برشی در نظر گرفت و برای توصیف بسیاری از واحدهای سنگی دگرریخت شده در این گستره می‌توان از واژه میلوئیت استفاده کرد.

– **رده‌بندی میلوئیت‌ها:** برای بررسی دقیق میلوئیت‌های دیده شده در این گستره و چگونگی پراکنش و توزیع انواع میلوئیت برپایه تقسیم‌بندی‌های مختلف، میلوئیت‌ها رده‌بندی شدند. برای رده‌بندی میلوئیت از دو روش تقسیم‌بندی استفاده شده است: (۱) تقسیم‌بندی برپایه درصد خمیره نسبت به پورفیرو کلاست؛ (۲) تقسیم‌بندی برپایه دما و ژرفای تشکیل و ریزساختارهای ایجاد شده در میلوئیت‌ها.

میلوئیت‌ها را می‌توان بر پایه درصد خمیره نسبت به پورفیرو کلاست به پروتومیلوئیت، میلوئیت و اولترامیلونیت تقسیم کرد (Sibson, 1977; Scholz, 1990; Schmid & Handy, 1991). پروتومیلوئیت میان ۱۰ تا ۵۰ درصد، میلوئیت ۵۰ تا ۹۰ درصد و اولترامیلونیت ۹۰ تا ۱۰۰ درصد خمیره دارند. اولترامیلونیت‌های غنی از میکا و مشتق از شیست، فیلولیت نامیده می‌شوند (Trouw et al., 2010). با توجه به درصد نسبت خمیره به پورفیرو کلاست و اندازه دانه‌ها، نمونه‌های میلوئیتی شده پس از مطالعه میکروسکوپی در سه دسته پروتومیلوئیت، میلوئیت و اولترامیلونیت رده‌بندی شدند؛ نتایج به دست آمده در جدول ۱ ارائه شده است. شکل ۱۴ نمونه‌هایی از انواع پروتومیلوئیت، میلوئیت و اولترامیلونیت‌های دیده شده در این گستره را نشان می‌دهد. همچنین می‌توان میلوئیت‌ها را بر حسب ژرفای تشکیل، دما و شواهد دگرریختی به ۳ دسته میلوئیت‌های درجه پایین، درجه متوسط و درجه بالا تقسیم کرد (Trouw et al., 2010). برپایه این تقسیم‌بندی میلوئیت‌های درجه پایین در دماهای ۲۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. پورفیرو کلاست‌های فلدسپار در این میلوئیت‌ها بیشتر دارای شکستگی و خردشدگی هستند (شکل ۱۵). کوارتز با فرایند بلور – خمیری دگرریخت شده و دارای خاموشی موجی است. با افزایش دما در این میلوئیت‌ها فرایند باز تبلور تورفتگی حاکم می‌شود (شکل ۱۶) و به سمت باز تبلور چرخش خرددانه‌ها پیش می‌رود. اندازه دانه‌های کوارتزهای باز تبلور یافته کمتر از ۵۰ میکرون است. بیویت بیشتر به صورت دانه‌های ریز در زمینه میلوئیت باقی می‌ماند؛ اما مسکوویت به صورت ساختارهای ماهی‌گون به‌ویژه در پیرامون کوارتز تشکیل می‌شود. میلوئیت‌های درجه پایین در میان نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به این شواهد ریزساختاری تفکیک شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، پورفیرو کلاست‌هایی مانند آمفیبول، زویزیت، اپیدوت، کانی‌های کدر و گارنت نیز حضور دارند. در آمفیبول‌های یادشده افزون بر شکستگی، آثار خمش‌های ملایم و شکنج‌شدگی رخ‌ها همراه با خاموشی موجی نیز دیده می‌شود (شکل ۱۷). اپیدوت، گارنت و کانی‌های کدر بیشتر دارای شکستگی و خردشدگی هستند.

میلوئیت‌های درجه متوسط در دمای میان ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شوند. کوارتز در آنها باز تبلور بیشتری دارد و فرایند چیره، چرخش خرددانه‌هاست (شکل ۱۸). پورفیرو کلاست‌های فلدسپار، خاموشی موجی و ساختار هسته – گوشته دارند (شکل ۱۹) و شکستگی در آنها متداول نیست.

میلوئیت‌های درجه بالا دماهای بالاتر از ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد را تحمل کرده‌اند. نمونه‌های این میلوئیت‌ها به نسبت ۲ گروه پیش کمتر دیده می‌شوند. مهم‌ترین سیمای دیده شده در این میلوئیت‌ها روبات‌های تک‌بلوری از کوارتز باز تبلور یافته هستند که بر اثر فرایند مهاجرت مرز دانه‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۲۰). پورفیرو کلاست‌ها بسیار کم هستند و فلدسپارها با ساختار هسته – گوشته به وسیله باز تبلور در پیرامون آنها یک تجمع کریستالوبلستیک چندوجهی تشکیل می‌دهند (شکل ۲۱). در برخی نمونه‌ها، باز تبلور هورنبلند و پیروکسن نیز دیده می‌شود.

بر پایه این تقسیم‌بندی، در این پژوهش ۱۹۴ نمونه مطالعه و با توجه به شواهد ریزساختاری ذکر شده به ۶ گروه تقسیم شد. گروه اول نمونه‌هایی هستند که در آنها

توده‌ها یعنی پس از پرکامبرین، برای این مجموعه ثابت می‌کند. مطالعات پیشین در جنوب خاوری ترکیه (باختر گستره مورد پژوهش) وجود یک گامه دگرگونی با سن $529-505$ Ma را نشان می‌دهد که این گامه دگرگونی را مرتبط با یک برخورد در طی آمیختگی پایانی به حاشیه شمال خاوری گندوانا، در نظر می‌گیرد (Ustaömer et al., 2012). احتمالاً گامه دگرگونی M1 در این گستره می‌تواند با این دگرگونی همانند باشد و سنی حدود $529-505$ Ma را برای آن در نظر گرفت. در بازه زمانی اردوویسین تا واپسین کربنیفر همانند دیگر مناطق، در این گستره نیز حرکات کالدونین به صورت خشکی‌زایی رفتار کرده است و شواهدی از دگرریختی در این زمان مشهود نیست.

در اواخر پالئوزویک (همزمان با کوهزایی هرسنین) گستره مورد پژوهش مورد هجوم فعالیت ماگمایی گسترده‌ای قرار گرفته است. با استفاده از سن‌سنجی‌های انجام شده روی انواع سنگ‌های مافیک و اولترامافیک در مناطق مجاور، سن این توده‌ها در حدود 300 Ma برآورد شده است (اسدپور، ۱۳۹۲). همچنین پژوهشگران مختلفی برای توده‌های نفوذی مختلف در بخش‌های دیگر پهنه سندج- سیرجان، سن‌های مشابه حدود 277 Ma تا 315 Ma ارائه داده‌اند که وجود یک فعالیت ماگمایی با سن پرمین (پالئوزویک بالایی) را در این گستره نشان می‌دهد (Bea et al., 2011; Alirezai & Hassanzadeh, 2011). که برپایه نظریات این پژوهشگران، این رخداد ماگمایی، زمان کافت‌شدگی (ریفینینگ) نوتیس را در پهنه سندج- سیرجان نشان می‌دهد. آثار این فعالیت ماگمایی در بخش‌های جنوب باختری گستره مورد پژوهش دیده شده است. با توجه به مشاهدات صحرایی در بخش‌هایی از این توده‌ها آثار برگوارگی و خطوارگی و میولینیتی شدن دیده شده است. احتمالاً وجود فرایند میولینیتی شدن مرتبط با رویداد D2 بوده است که در زمان پرمین بالایی- تریاس (اواخر کوهزایی هرسنین) رخ داده است. دگرریختی D2 به صورت یک گامه برش ساده به طور گسترده و شدید مجموعه دگرگونی را متأثر کرده و روی ساختارهای پیشین فرانهاد شده است. با توجه به نتایج به دست آمده از مطالعات پیشین روی ساختارها و تحلیل کرنش پایانی سه‌بعدی در این گستره (انتظاری و همکاران، ۱۳۹۱)، گامه دگرریختی D2، یک گامه تراکشی است که تشکیل برگوارگی میولینیتی و خطوارگی کششی و ایجاد پهنه‌های میولینیتی، از آشکارترین نشانه‌های عملکرد این گامه برشی در مجموعه دگرگونی است. گسترش برگوارگی میولینیتی و خطوارگی در همه سنگ‌های دگرگونی یکسان و یکنواخت نبوده و با توجه به نوع سنگ مادر، ترکیب کانی‌شناسی، اندازه دانه‌ها و بلورها، میزان دگرریختی و ژرفای تشکیل متفاوت است که این تفاوت‌ها سبب تفکیک پهنه‌های میولینیتی مختلف در این گستره شده است. احتمالاً پهنه‌های میولینیتی ۱ و ۲ در طی این رویداد ایجاد شده‌اند. مشاهدات صحرایی و مطالعه ریزساختارها نشان می‌دهد که ژرفای تشکیل این میولینیت‌ها مرتبط با پوسته میانی تا پوسته زیرین است؛ به طوری که در نمونه‌ها آثار میگماتیته شدن نیز دیده می‌شود.

مطالعات میکروسکوپی شواهد گامه دگرگونی (M2) تا مرز رخساره شیست سبز را در این مجموعه نشان می‌دهد که می‌توان به تشکیل اکتینولیت و ترمولیت در پیرامون هورنبلندها، سربستی شدن فلدسپارها و تشکیل کلریت، اپیدوت، زویزیت و کینوزویزیت در این نمونه‌ها اشاره کرد. رشد این کانی‌ها در راستای برگوارگی و به موازات خطوارگی نشانگر همزمانی این گامه دگرگونی با گامه دگرریختی D2 است. این گامه دگرگونی به طور پسروده روی سنگ‌های دگرگون شده پیشین اثر کرده است. با توجه به مطالب ارائه شده در بخش‌های پیش، احتمالاً این گامه که همزمان با گامه دگرریختی D2 در این مجموعه اثر کرده، در اثر بالاآمدگی سنگ‌های ژرف رخ داده است.

میان واپسین تریاس تا کرتاسه پیشین (کوهزایی سیمیرین پیشین، سیمیرین میانی و سیمیرین پسین) بر اثر فرورانش نوتیس و تشکیل لبه فعال ایران مرکزی، یک رویداد

آن به خوبی گسترش یافته‌اند. مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که رخساره دگرگونی در این زیرپهنه به مرز رخساره آمفیبولیت رسیده است و آثار دگرگونی پسروده در این زیر پهنه کمتر دیده می‌شود.

• **پهنه میولینیتی ۳:** این پهنه در نیمه جنوب خاوری گستره قرار دارد (شکل‌های ۲۲ و ۲۳). این پهنه برخلاف دو پهنه دیگر از الگوی هندسی یکنواختی پیروی نمی‌کند و به همین علت تفکیک زیرپهنه‌ها در آن مشکل است. راستای تقریبی در این پهنه شمال خاوری- جنوب باختری است. در مرکز این پهنه می‌توان میولینیت‌های درجه بالا و متوسط را دید. از سوی دیگر مجموعه کانیایی در بخش‌های مرکزی این پهنه، رخساره آمفیبولیت را تأیید می‌کند و به سوی حاشیه، آثار دگرگونی پسروده در میولینیت‌های درجه پایین دیده می‌شود. یکی از آشکارترین ساختارهای موجود در این پهنه، راندگی‌هایی است که راستای تقریبی آنها شمال خاوری- جنوب باختری است. شاید بتوان چنین گفت که تشکیل این پهنه میولینیتی تحت تأثیر این راندگی‌ها بوده است. از آنجا که سن دقیق این راندگی‌ها مشخص نیست، نمی‌توان به طور دقیق و به یقین در مورد زمان تشکیل این پهنه میولینیتی و ارتباط آنها با این راندگی‌ها نظر داد.

۸- ارتباط گامه‌های دگرریختی و دگرگونی در سنگ‌های مجموعه دگرگونی

با توجه به مشاهدات صحرایی می‌توان ۶ مرحله دگرریختی را در این گستره تشخیص داد. همچنین دو نسل چین‌خوردگی در مجموعه دگرگونی قابل تشخیص است. شکل ۲۴ نموداری نمادین از رخداد‌های زمین‌شناسی بیان شده است.

به دلیل نبود داده‌های سن‌سنجی نمی‌توان سن دقیقی برای رخداد‌های دگرگونی و دگرریختی اعمال شده در این گستره مشخص کرد؛ ولی با توجه به مطالعات پیشین و توالی سنگ‌چینه‌ای می‌توان تاریخچه مختصری از رخداد‌های ماگمایی، دگرگونی و دگرریختی به شرح زیر بیان کرد:

سن‌سنجی به روش Rb-Sr برای متاریولیت‌های سازند کهر و همتافت (کمپلکس) سیلوانا در بخش‌های جنوبی مجاور گستره مورد پژوهش توسط Crawford (1977) و حقی‌پور و آق‌آبانی (۱۳۵۵)، به ترتیب سن‌های 663 Ma و $1/56$ Ga به دست داده است. همچنین سن‌سنجی روی یک توده لوکوگرانیته در منطقه قره‌باغ (شمال خاور گستره مورد پژوهش) به روش U-Pb سن $558/6$ Ma و سن‌سنجی یک توده مافیک و اولترامافیک در منطقه غازان (باختر گستره مورد پژوهش) سن 541 Ma را ارائه می‌دهد (اسدپور، ۱۳۹۲). در سال‌های اخیر سن‌های مشابهی در بخش‌های دیگری از پهنه سندج- سیرجان توسط پژوهشگران مختلف ارائه شده است (Hassanzade et al., 2008; Shakerardakani et al., 2014). در گستره مورد پژوهش نیز توده‌های نفوذی فلسیک و مافیکی دیده شد که با توجه به همانندی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی با موارد گزارش شده توسط اسدپور (۱۳۹۲) می‌توان آنها را مرتبط با فعالیت ماگمایی پرکامبرین در نظر گرفت. احتمالاً این فعالیت ماگمایی از نوع کمانی بوده و در پی رخداد بایکالین (کاتانگایی) در این گستره جایگیر شده است. از آنجا که این توده‌ها درون مجموعه دگرگونی نفوذ کرده‌اند، می‌توان چنین فرض کرد که سن سنگ اولیه این مجموعه دگرگونی به پیش از پرکامبرین پسین منسوب می‌شود. مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی شواهد دگرگونی و دگرریختی را در این توده‌های نفوذی نشان می‌دهد. بر پایه این شواهد، احتمالاً در این گستره یک گامه دگرریختی فشارشی در کامبرین پسین در اواخر کوهزایی بایکالین رخ داده است که در این پژوهش این گامه D1 نامیده می‌شود. به دلیل عملکرد گامه‌های دگرریختی بعدی آثار این گامه از بین رفته است؛ ولی می‌توان آثار این دگرریختی را در نمونه‌های لوکوگرانیته با سن پرکامبرین به صورت شکنج‌شدگی و خمش ماکل‌های پلاژیوکلاز و خاموشی موجی جارویی در کوارتزا و فلدسپارها دید. شواهد میکروسکوپی وجود یک گامه دگرگونی (M1) را پس از جایگیری این

در ادامه، یک رویداد کششی، گستره را تحت تأثیر قرار داده (D6)، که سبب شکل‌گیری گسل‌هایی مانند گسل دره خورخوره و گسلش فعال زمین‌لرزه سلماس شده و از سویی دیگر یک سری چین‌خوردگی (F2) با راستای شمال خاوری- جنوب باختری نیز همگام با این دگرریختی همه واحدهای سنگی را از پرکامبرین تا سازند قم متأثر کرده است. این چین‌ها با سازوکار کمناش (Buckling) و در مقیاس‌های بیش از چند ده متر هم در واحدهای رسوبی و هم در مجموعه دگرگون شده دیده می‌شود. عملکرد این گامه ترد و شکننده سبب شده است که در همه واحدهای سنگی از قدیم تا جدید، آثار درز و شکستگی دیده شود.

۹- نتیجه‌گیری

بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات پیشین، گسل‌های موجود در گستره جنوب سلماس شامل گسل‌های عادی با روند چیره شمال باختر- جنوب خاور و گسل‌های راندگی با روند چیره شمال خاور- جنوب باختر هستند. چین‌خوردگی‌های گوناگونی در گستره دیده شده است. دو نسل چین‌خوردگی (F1 و F2) در این گستره دیده شده است. چین‌های نسل اول مرتبط با پهنه برش و چین‌های نسل دوم پس از گامه برشی، واحدهای مختلف سنگی را تحت تأثیر خود قرار داده‌اند. در مجموعه دگرگونی گستره جنوب سلماس می‌توان آثار ۲ گامه دگرگونی (M1 و M2) و ۶ گامه دگرریختی (D1, D2, D3, D4, D5, D6) را دید. گامه دگرگونی M1 به‌طور پیشرونده از رخساره شیست سبز تا مرز زیررخساره آمفیبولیت بر واحدهای سنگی تأثیر گذاشته است. به احتمال زیاد این گامه پس از گامه دگرریختی فشارشی D1 و در واپسین پرکامبرین رخ داده است.

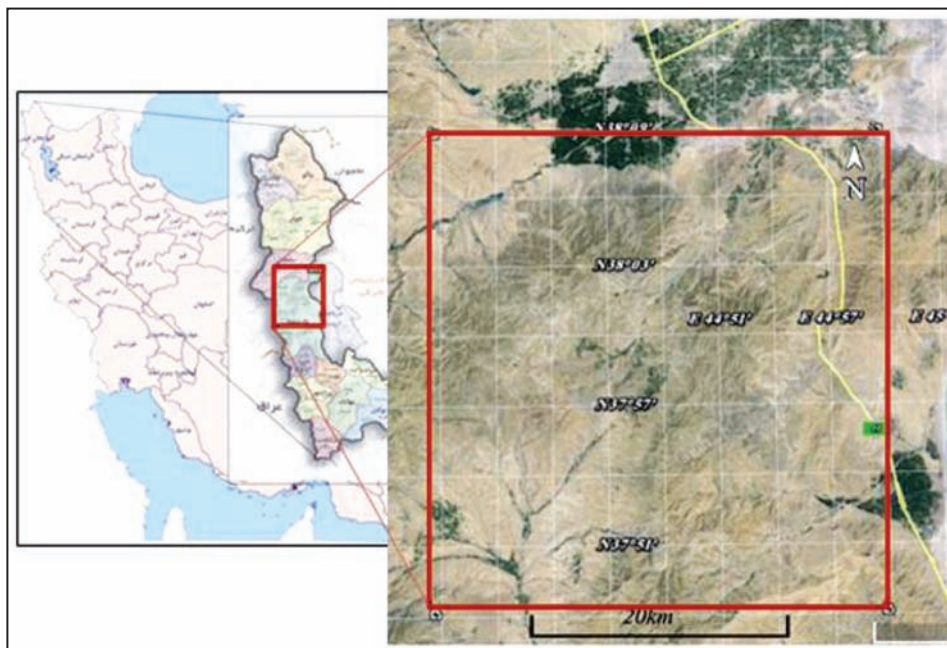
گامه‌های دگرریختی D2 و D3 با سن احتمالی پالئوزویک بالایی تا کرتاسه، به ترتیب یک گامه تراکشی و یک گامه فشارشی است که به شدت بر مجموعه دگرگونی اثر کرده و سبب ایجاد پهنه‌های میلوئیتی شده است. تفاوت در میزان نرخ کرنش، نوع سنگ مادر و ژرفای تشکیل سبب تفکیک ۳ پهنه میلوئیتی اصلی در این مجموعه شده است. میلوئیت‌های ایجاد شده بیشتر از نوع میلوئیت‌های درجه پایین تا متوسط هستند و از خاور به باختر و مرکز گستره درجه میلوئیتی شدن آنها افزایش می‌یابد. همچنین اولترامیلونیت‌ها را می‌توان بیشتر در بخش‌های مرکزی گستره دید که نشانگر افزایش ژرفا و نرخ کرنش در این بخش‌ها هستند. این گامه سبب یک دگرگونی پسروده (M2) در برخی واحدهای سنگی شده است. همچنین تشکیل بیشتر چین‌ها (F1a و F1b) و برخی از گسل‌های راندگی و عادی را می‌توان به این گامه نسبت داد. فرارانش مجموعه افیولیتی با سن واپسین کرتاسه- پالئوسن طی گامه دگرریختی D4 رخ داده است. گامه دگرریختی فشارشی D5 به‌صورت یک دگرریختی شکننده، همه واحدهای سنگی را تحت تأثیر قرار داده است. گامه دگرریختی کششی D6 در مراحل پایانی، سراسر گستره را متأثر کرده است. چین‌های با راستای شمال خاور- جنوب باختر و فعالیت زمین‌لرزه گسل سلماس در نتیجه این گامه رخ داده است.

فشارشی D3 در این گستره اعمال شده است. احتمالاً تشکیل پهنه‌های برشی وارون همراه با تشکیل راندگی‌ها از نشانه‌های این رویداد است. بدین ترتیب تشکیل پهنه میلوئیتی ۳ مرتبط با رویداد D3 است.

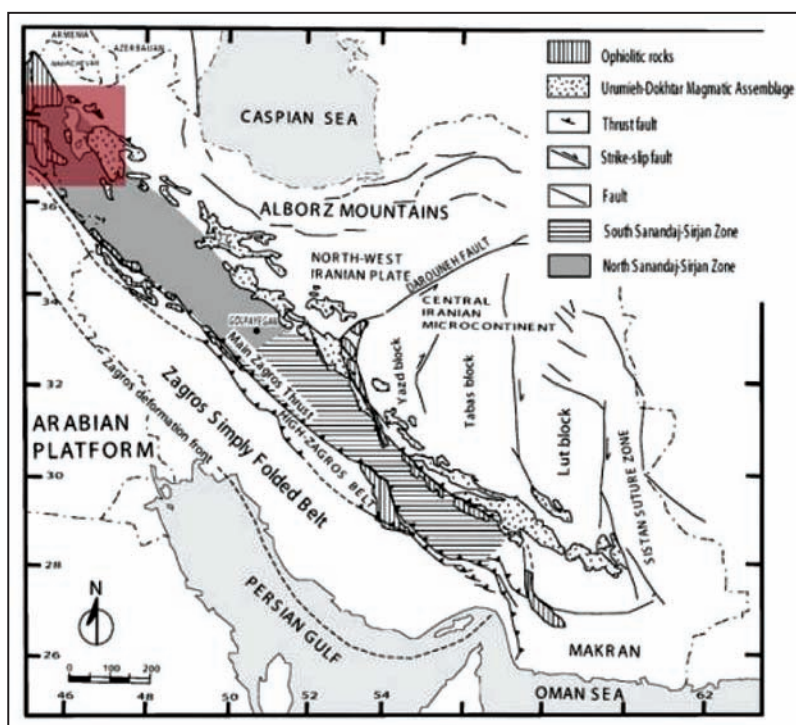
همان‌گونه که در بخش‌های پیشین اشاره شد، چین‌خوردگی در مجموعه دگرگونی گوناگون است و الگوی هندسی منظمی ندارد. اما می‌توان یک گروه از چین‌خوردگی‌های مرتبط با پهنه‌های برشی را تشخیص داد. با انطباق این چین‌ها با پژوهش‌های پیشین در ارتباط با الگوی چین‌خوردگی در پهنه‌های برشی (Carreras et al., 2005) می‌توان چنین گفت که این نسل از چین‌ها همگام با رویداد برشی و پس از آن تشکیل و به‌صورت پیشرونده سبب ایجاد چین‌های فرانهاده نوع ۳ شده‌اند که در این پژوهش مرحله اول این چین‌خوردگی F1a و مرحله دوم F1b نامیده می‌شود. احتمالاً چین‌های خوابیده دیده شده در این گستره متعلق به F1a و چین‌های قائم، مربوط به F1b هستند. این نسل از چین‌خوردگی همگام با رویدادهای D2 و D3 سنگ‌های دگرگونی را متأثر کرده است.

در واپسین کرتاسه- پالئوسن (همزمان با کوهزایی لارامید) در پی بسته شدن نوتیس در برخی از بخش‌ها، پوسته اقیانوسی به‌صورت فراراندگی مجموعه افیولیتی را ایجاد کرده است. همان‌گونه که در بخش‌های پیشین اشاره شد، مجموعه افیولیتی موجود در این گستره در همین بازه زمانی روی مجموعه دگرگونی فرارنده شده است. از آنجا که شواهد میلوئیتی شدن، دگرریختی و دگرگونی در واحدهای افیولیتی دیده نشده است، می‌توان چنین دریافت کرد که گامه‌های دگرگونی و برشی پیش از جایگیری مجموعه افیولیتی، سراسر سنگ‌های این گستره را متأثر کرده‌اند. همگام با شروع کوهزایی پیرنه در زمان انوسن- الیگوسن، رسوب‌گذاری سازند قم در این گستره رخ داده است؛ به‌طوری که واحدهای آهکی سازند قم با یک سنگ‌جوش قاعده به‌طور دگرشیب روی مجموعه دگرگونی نهشته شده‌اند. در مراحل پایانی این کوهزایی همزمان با شروع برخورد زاگرس یک گامه دگرریختی ترد سبب ایجاد شکستگی‌ها و گسل‌ها شده است. البته در برخی از بخش‌های گستره مورد پژوهش چین‌های بزرگ‌مقیاسی دیده می‌شود که راستای آنها شمال باختری- جنوب خاوری است و احتمالاً این چین‌ها در طی این گامه شکل گرفته‌اند. مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که در واحدهای رسوبی (سازندهای کهر، باروت، لالون، زاگون، درود و قم) در شمال گستره، دگرگونی و دگرریختی اثر نکرده است؛ ولی در نواحی همجوار می‌توان واحدهای رسوبی مشابهی را دید که دگرریخت و دگرگون شده‌اند (آقابیانی و حقی‌پور، ۱۳۸۳). احتمالاً مرز میان واحدهای رسوبی و مجموعه دگرگونی در این گستره یک مرز گسلی بوده است و واحدهای رسوبی در شمال گستره پس از رخدادهای دگرگونی (M1 و M2) و دگرریختی (D1, D2, D3, D4) در مجاورت مجموعه دگرگونی قرار گرفته‌اند. احتمالاً این جایگیری در طی دگرریختی D5 رخ داده است.

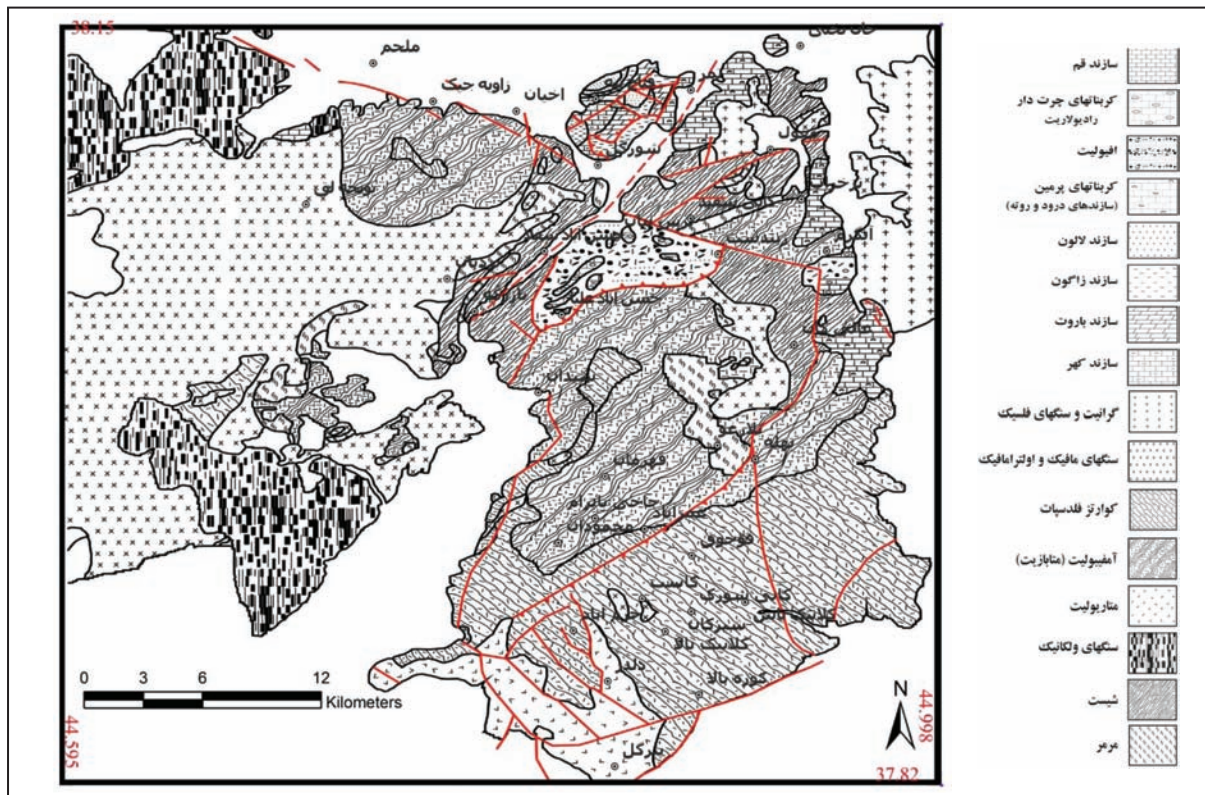
در طی کوهزایی پاسادین در مناطق همجوار آتشفشانی گسترده‌ای رخ داده است که آثار آن را می‌توان به‌صورت منشورهای بازالتی و مخروط‌های کوچک آتشفشانی دید.



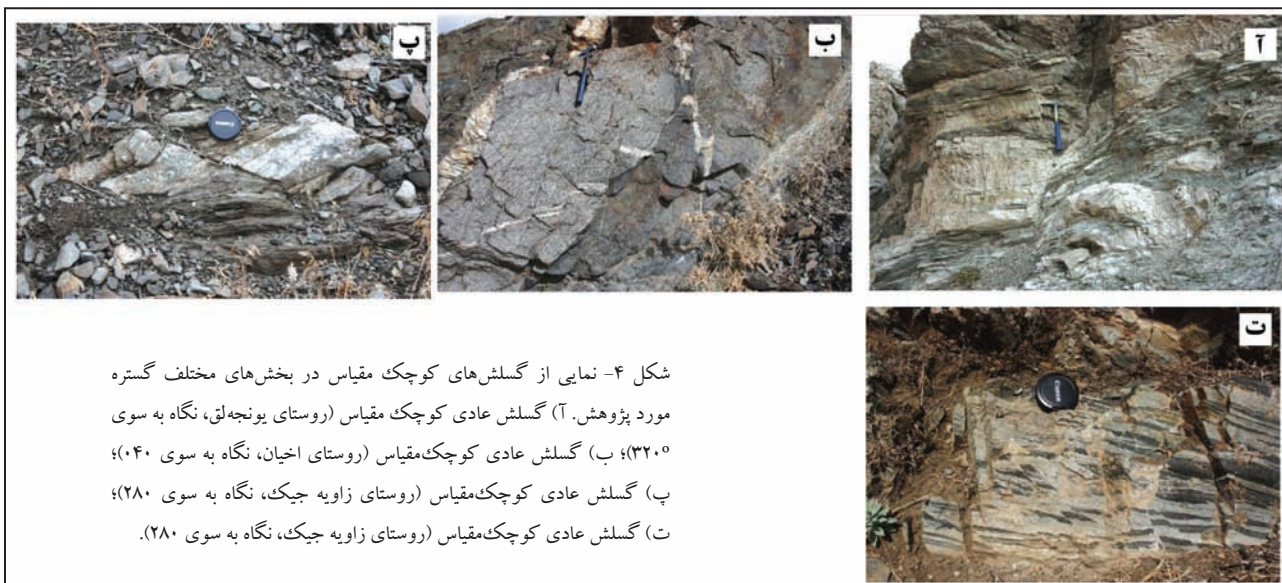
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی گستره مورد مطالعه (بر گرفته از Google Earth).



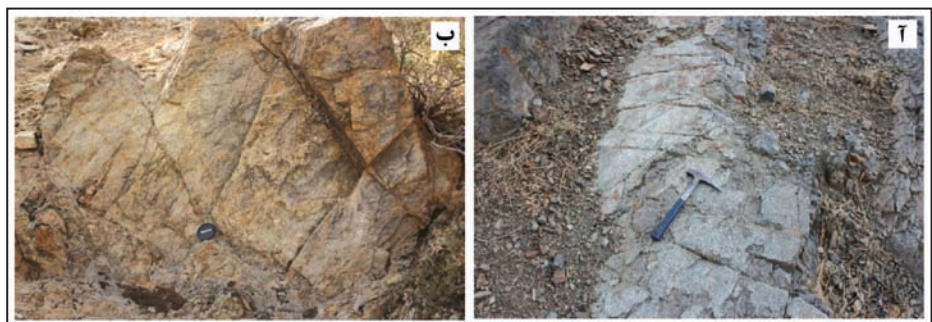
شکل ۲- جایگاه زمین ساختی گستره مورد پژوهش (بر گرفته از (Ghasemi & Talbot (2006).



شکل ۳- نقشه زمین شناسی گستره مورد پژوهش (با تغییر از خداینده و همکاران (۱۳۷۵)؛ آقانبای و حقی پور (۱۳۸۳)؛ قرشی و ارشدی (۱۳۵۷)؛ حقی پور و آقانبای (۱۳۵۵)).



شکل ۵- نمایی از درزه‌ها و شکستگی‌ها در واحدهای مختلف گستره مورد پژوهش؛ (آ) نمایی از درزه‌های منظم در واحد کوارتز-فلدسپاری (نگاه به سوی ۰۸۵°، روستای ملحم)؛ (ب) نمایی از درزه‌های مزدوج در واحدهای کوارتز-فلدسپاری (نگاه به سوی ۱۰۰°، روستای بلارغو).

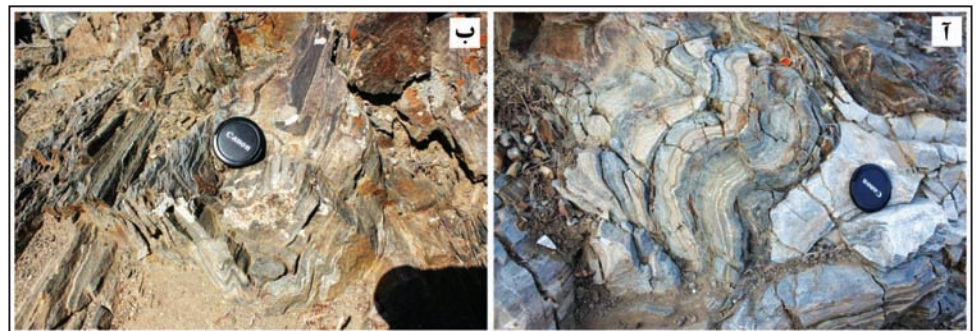




شکل ۷- نمایی از چین‌های فرانهاد (نسل اول چین‌خوردگی) در گستره مورد پژوهش؛ F1a: سطح محوری چین مرحله اول و F1b: سطح محوری چین مرحله دوم؛ (آ) نگاه به سوی ۰۲۵°N، ۳۸,۰۶۵۶۸۸°E، ۴۴,۸۱۸۳۹۱؛ (ب) نگاه به سوی ۱۷۰°N، ۳۸,۰۶۵۶۸۸°E، ۴۴,۸۱۸۳۹۱.



شکل ۸- نمایی از چین‌خوردگی نسل اول در گستره مورد پژوهش؛ (آ) نمایی از چین‌خوردگی نسل اول در واحدهای مرمری؛ نگاه به سوی ۲۰۰°N، ۳۸,۰۶۵۶۸۸°E، ۴۴,۸۱۸۳۹۱؛ (ب) نمایی از چین‌خوردگی نسل اول در واحدهای متابازیتی، نگاه به سوی ۲۳۰°N، ۳۸,۰۶۵۶۸۸°E، ۴۴,۸۱۸۳۹۱.



شکل ۹- نمایی از چین‌خوردگی نسل دوم در گستره مورد پژوهش. (آ) چین‌خوردگی نسل دوم در واحدهای کوارتز-فلدسپاری، نگاه به سوی ۲۶۰°N، ۳۸,۰۶۵۶۸۸°E، ۴۴,۸۱۸۳۹۱؛ (ب) چین‌خوردگی نسل دوم در واحدهای آئورتوزیتی، نگاه به سوی ۲۴۰°N، ۳۸,۰۶۵۶۸۸°E، ۴۴,۸۱۸۳۹۱.





شکل ۱۱- نمونه گابروی میلوئیتی درشت‌بلور با برگوارگی ضعیف (نمونه M16،
 (X: 44° 51' 18.08", Y: 37° 56' 2.36")

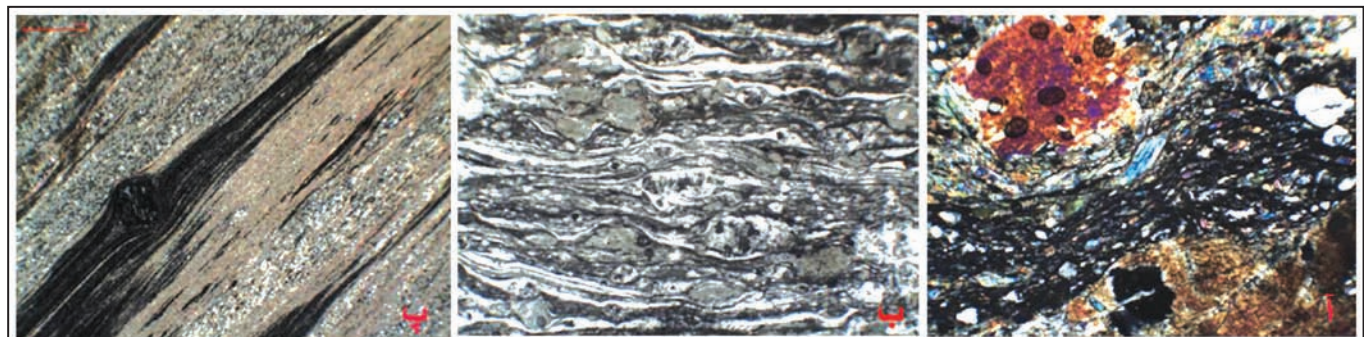


شکل ۱۰- نمونه‌ای از گسترش برگوارگی در سنگ متبازیت، دید به سوی ۳۱۰ (نمونه K1،
 (X: 44° 46' 27.59", Y: 38° 3' 51.27")

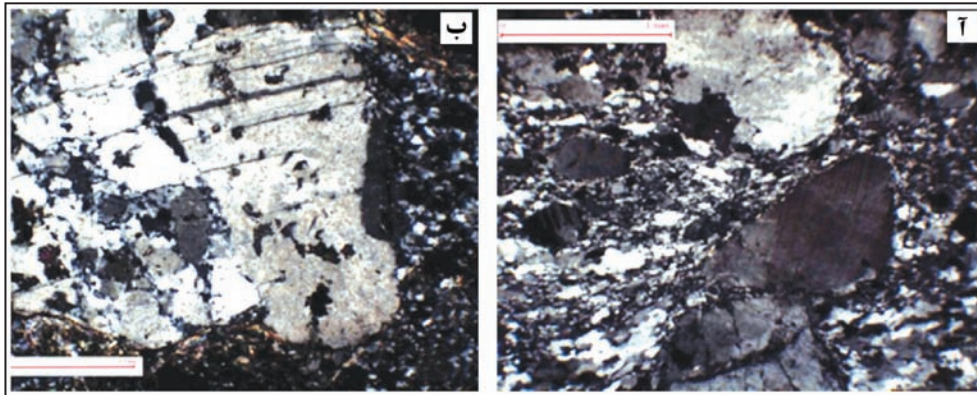


شکل ۱۲- یک نمونه کوارتز- فلدسپاری که در آن پورفیروکلاست‌های فلدسپار با تشکیل دنباله‌ها به موازات جهت برش (بافت چشمی) سبب ایجاد برگوارگی میلوئیتی شده‌اند (نمونه K9،
 (X: 44° 46' 1.37", Y: 38° 5' 6.69")

شکل ۱۳- مرمراه‌های میلوئیتی و گسترش برگوارگی (آ) (نمونه W1: دید به سوی ۲۷۰،
 (X: 44° 52' 34.76", Y: 38° 2' 16.44"
 ب: (نمونه V1: دید به سوی ۳۵۰،
 (X: 44° 55' 26.23", Y: 38° 0' 16.27")

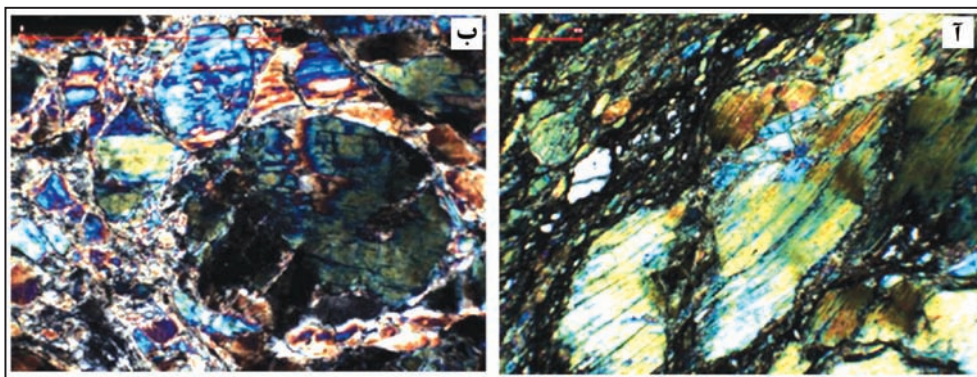
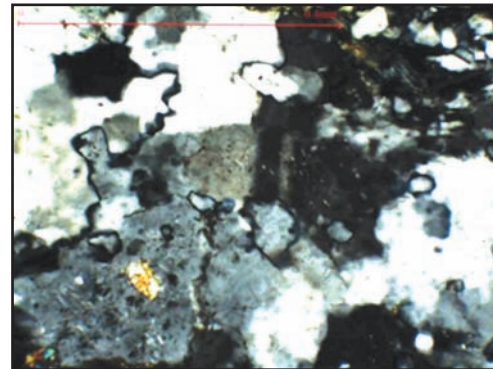


شکل ۱۴- نمونه‌های میلوئیتی شده با سنگ مادر متفاوت. (آ) پروتومیلوئیت، سنگ متبازیت (نمونه M17، (XPL، X: 44° 53' 21.89", Y: 37° 55' 25.49")؛ (ب) میلوئیت، سنگ کوارتز- فلدسپاری (نمونه V5، (XPL، X: 44° 54' 40.37", Y: 38° 0' 50.50")؛ (پ) اولترامیلونیت، سنگ کوارتز فلدسپاری (نمونه S5-b، (XPL، X: 44° 46' 4.23", Y: 37° 51' 19.66")



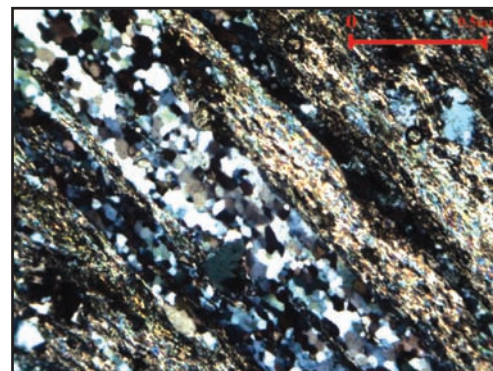
شکل ۱۵- پورفیروکلاست‌های فلدسپار با خردشدگی و شکستگی در میلونیت‌های درجه پایین. (آ) نمونه U3 (X: 44° 51' 1.94" , Y: 37° 55' 12.13")؛ (ب) نمونه N7 (XPL, X: 44° 48' 24.33" , Y: 37° 59' 16.85").

شکل ۱۶- نمونه‌ای از میلونیت درجه پایین تا متوسط، خاموشی موجی در کوارتزها همراه با فرایند تورفتگی (نمونه L6, X: 44° 42' 37.21" , Y: 38° 5' 4.15"). XPL.

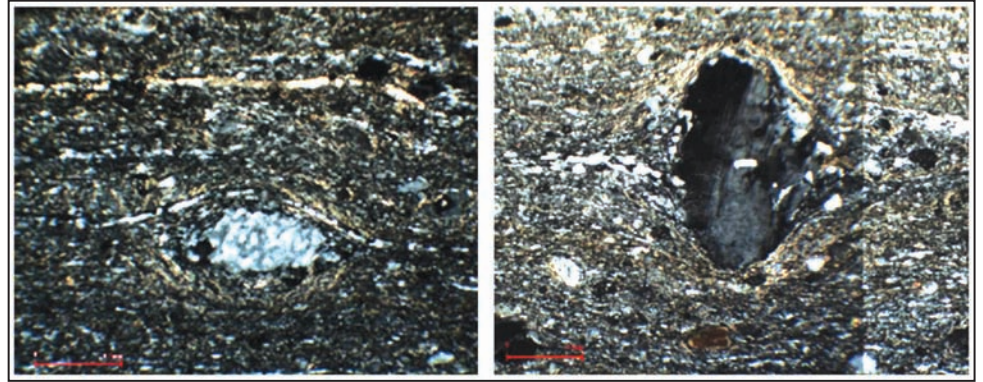


شکل ۱۷- پورفیروکلاست‌های آمفیبول افزون بر شکستگی آثار خمش‌های ملایم و شکنج‌شدگی رخ‌ها همراه با خاموشی موجی، (آ) نمونه M16 (X: 44° 51' 18.08" , Y: 37° 56' 2.36")؛ (ب) نمونه D11 (XPL, X: 44° 54' 23.88" , Y: 38° 5' 37.69").

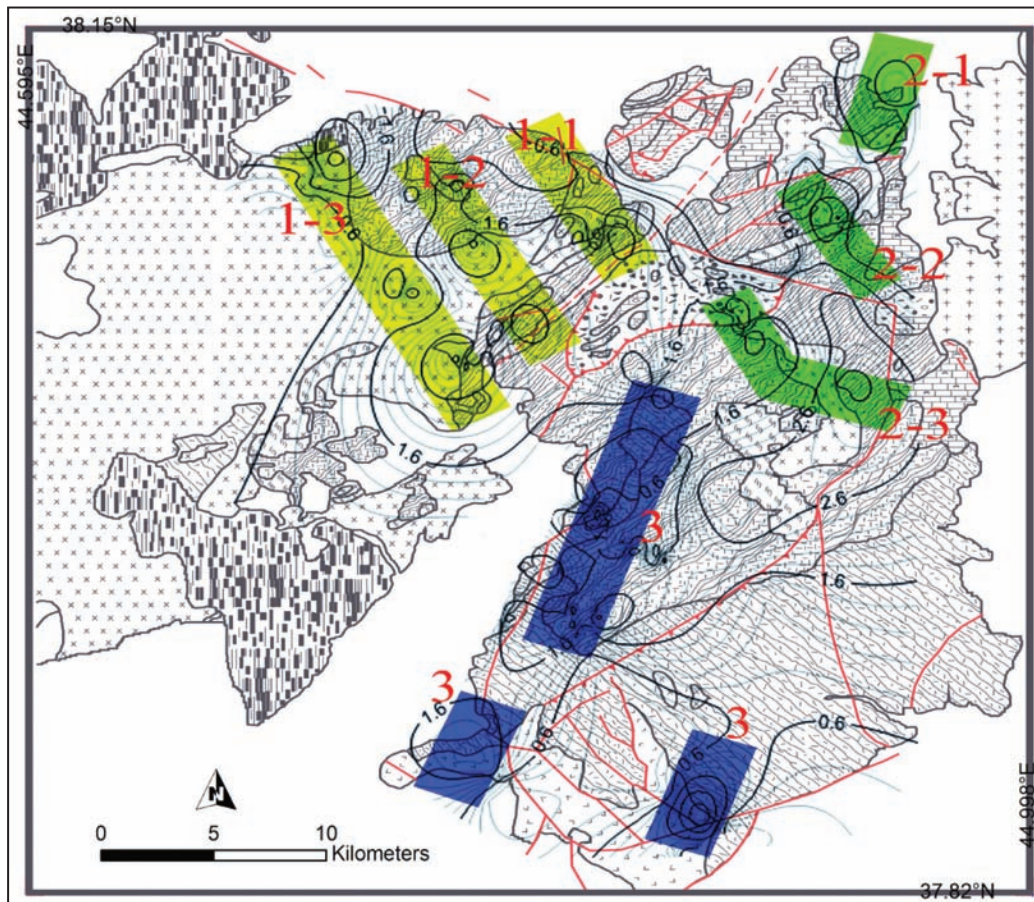
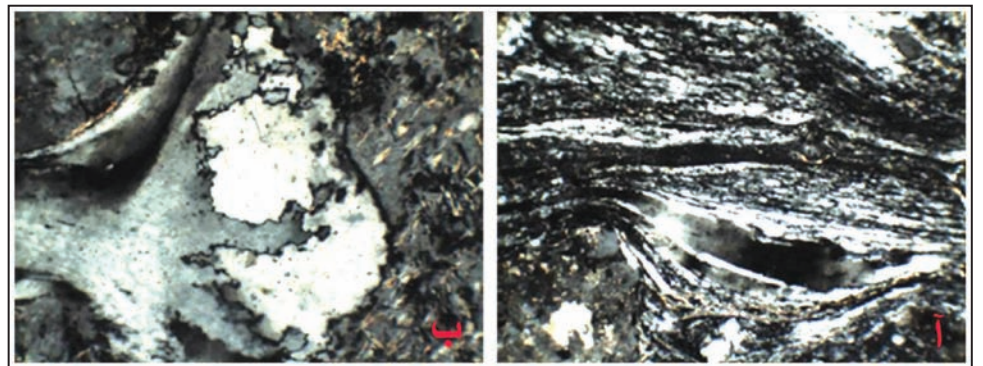
شکل ۱۸- باز تبلور کوارتز با فرایند چرخش زیردانه‌ها در میلونیت درجه متوسط (نمونه 2B1, XPL, X: 44.768758° , Y: 38.016309° همراه با تیغه ژپیس).



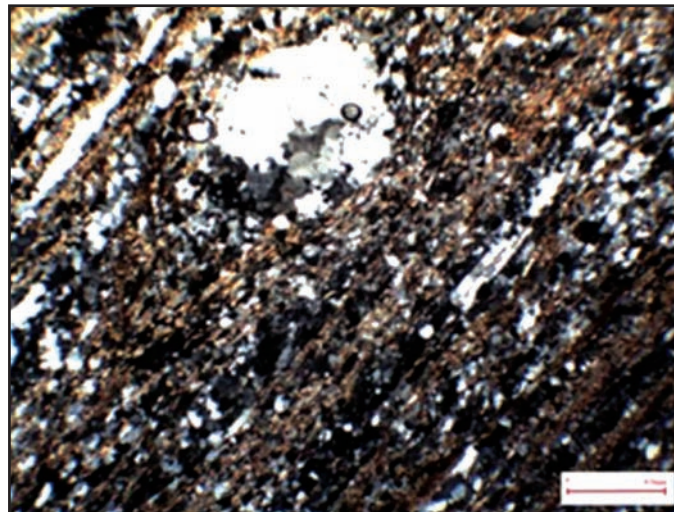
شکل ۱۹- خاموشی موجی و ساختار هسته-
گوشته در پورفیروکلاست‌های فلدسپار در
میلوئیت درجه متوسط (هر دو تصویر از نمونه
L3، $X: 44^{\circ} 42' 40.94''$, $Y: 38^{\circ} 5' 37.55''$ ،
XPL).



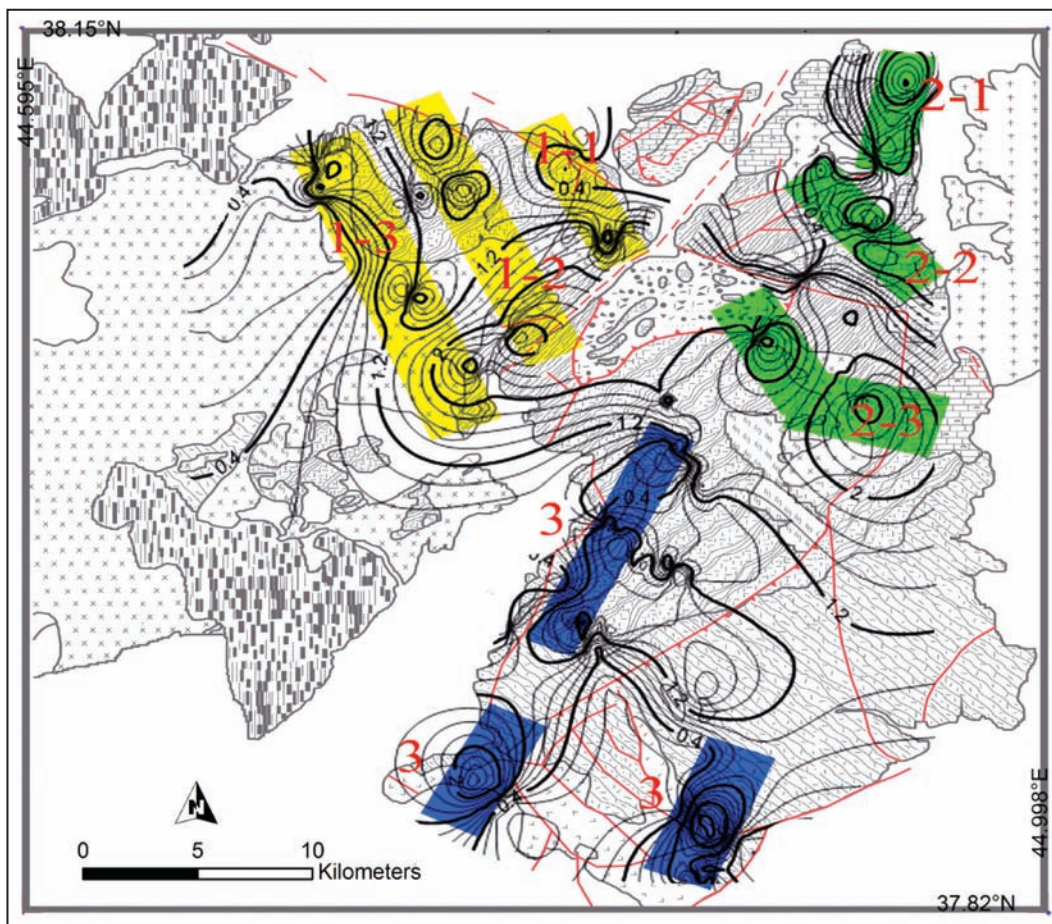
شکل ۲۰- روبان‌های تک‌بلوری از کوارتز
باز تبلور یافته فرایند مهاجرت مرز دانه‌ای در
میلوئیت‌های درجه متوسط تا بالا. (آ) نمونه F2
 $X: 44^{\circ} 55' 16.28''$, $Y: 38^{\circ} 2' 23.37''$)
XPL؛ (ب) نمونه L1 $X: 44^{\circ} 43' 5.89''$, $Y: 38^{\circ} 5' 43.33''$
XPL).



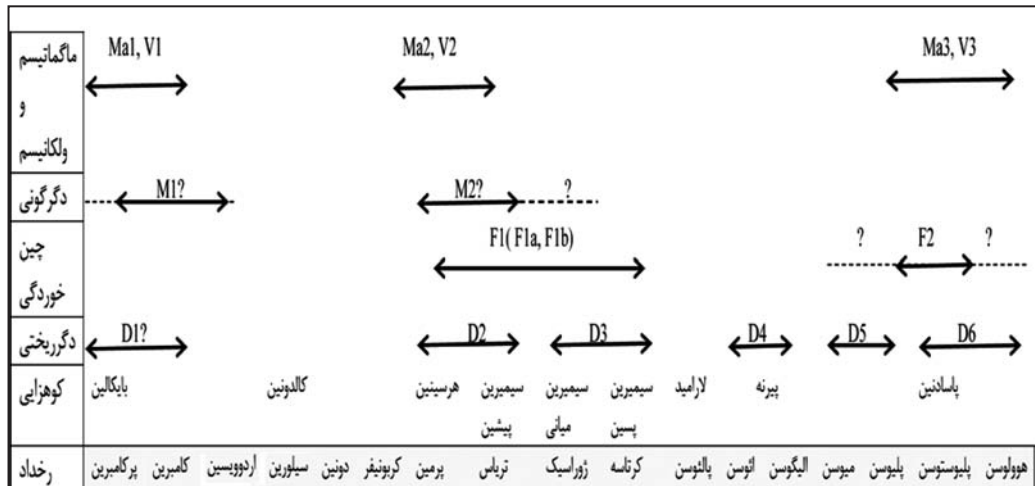
شکل ۲۱- میلوئیت‌های درجه بالا با ساختار هسته-گوشته در پورفیروکلاست فلدسپار و تجمع کریستالوبلاستیک چندوجهی در میلوئیت‌های درجه
متوسط تا بالا (نمونه K8، $X: 44^{\circ} 46' 2.95''$, $Y: 38^{\circ} 5' 6.07''$ ، XPL).



شکل ۲۲- محدوده میلونیت‌های درجه پایین، درجه متوسط، درجه بالا (با افزایش مقدار خطوط هم‌تراز درجه میلونیتی شدن نیز افزایش می‌یابد) و تفکیک پهنه‌های میلونیتی در گستره مورد پژوهش (نقشه زمین‌شناسی برگرفته از شکل ۳).



شکل ۲۳- محدوده انواع میلونیت بر پایه نسبت زمینه به پورفایر و کلاست (با افزایش مقدار خطوط هم‌تراز نسبت زمینه به پورفایر و کلاست نیز افزایش می‌یابد) و تفکیک پهنه‌های میلونیتی در گستره مورد پژوهش (نقشه زمین‌شناسی برگرفته از شکل ۳).



شکل ۲۴- نمودار نمادین رخدادهای زمین‌شناسی مهم در گستره مورد پژوهش.

جدول ۱- تقسیم‌بندی نمونه‌ها بر پایه نسبت زمینه به پورفیر و کلاست و درجه میلوئیتی شدن.

نمونه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تقسیم بندی بر پایه نسبت زمینه به پورفیر و کلاست	درجه میلوئیتی شدن	نمونه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تقسیم بندی بر پایه نسبت زمینه به پورفیر و کلاست	درجه میلوئیتی شدن
A1	44°50'32.25"	38° 6'43.77"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	O1	44°49'22.74"	37°53'32.27"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
A2	44°50'37.37"	38° 6'40.82"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	O2	44°49'25.96"	37°53'30.25"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
A5	44°51'1.97"	38° 6'46.49"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	O3	44°49'49.84"	37°53'14.02"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
A6	44°51'10.98"	38° 6'53.91"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	O5	44°51'34.95"	37°53'22.52"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی درجه پایین
A7	44°49'59.99"	38° 6'27.20"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	P1	44°51'34.24"	37°51'55.22"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
A9	44°50'8.60"	38° 6'12.85"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	P2	44°50'45.52"	37°51'6.81"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
A10	44°50'3.75"	38° 5'40.25"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	P3	44°51'2.62"	37°50'38.26"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
A11	44°50'19.61"	38° 5'31.66"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	P4	44°51'33.96"	37°50'30.74"	اولترامیونیت	میلوئیتی درجه متوسط
B1	44°52'25.68"	38° 6'59.51"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	P5	44°51'51.14"	37°50'1.60"	اولترامیونیت	میلوئیتی درجه بالا
B2	44°51'59.35"	38° 6'55.90"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	P6	44°52'31.12"	37°49'52.46"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
B3	44°52'12.06"	38° 6'44.57"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	Q1	44°51'12.21"	37°48'52.58"	پروتومیونیت	میلوئیتی درجه پایین تا متوسط
B5	44°51'11.03"	38° 6'5.40"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	Q2	44°51'17.14"	37°48'58.65"	اولترامیونیت	میلوئیتی درجه پایین
C1	44°53'18.59"	38° 6'23.12"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	Q3	44°51'32.74"	37°49'7.44"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
C2	44°53'24.97"	38° 5'43.71"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	Q4	44°51'44.37"	37°49'9.04"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
C3	44°53'41.65"	38° 5'37.55"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	Q5	44°51'44.07"	37°49'8.58"	میلوئیتی	میلوئیتی درجه پایین تا متوسط
C4	44°53'43.26"	38° 5'38.29"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	R1	44°44'59.47"	38° 5'21.89"	پروتومیونیت	میلوئیتی درجه پایین
D1	44°54'37.76"	38° 8'33.12"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	R2	44°44'43.15"	38° 4'51.50"	میلوئیتی	میلوئیتی درجه پایین
D2	44°56'24.03"	38° 7'36.41"	اولترامیونیت	میلوئیتی درجه پایین تا متوسط	R3	44°44'45.98"	38° 4'53.03"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
D3	44°56'55.17"	38° 7'5.90"	پروتومیونیت	میلوئیتی درجه پایین تا متوسط	R4	44°44'47.77"	38° 4'54.43"	پروتومیونیت	میلوئیتی درجه پایین
D5	44°55'38.74"	38° 5'49.84"	میلوئیتی	میلوئیتی درجه پایین	R5	44°44'51.82"	38° 4'56.30"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
D6	44°55'37.30"	38° 5'49.44"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	R6	44°45'22.12"	38° 6'5.26"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
D7	44°55'37.82"	38° 5'48.34"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	S1	44°46'47.84"	37°50'28.21"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
D8	44°54'42.43"	38° 5'41.24"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	S2	44°47'5.91"	37°50'46.50"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده
D9	44°54'51.26"	38° 5'42.73"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده	S3	37°50'50.97"N	37°50'50.97"	میلوئیتی نشده	میلوئیتی نشده

نمونه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تقسیم بندی بر پایه نسبت زمینه به پورفیر و کلاست	درجه میلونیتی شدن	نمونه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تقسیم بندی بر پایه نسبت زمینه به پورفیر و کلاست	درجه میلونیتی شدن
D10	44°54'50.45"	38° 5'43.38"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	S4	44°46'50.73"	37°51'10.12"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
D11	44°54'23.88"	38° 5'37.69"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	S5	44°45'58.10"	37°51'21.42"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
D12	44°54'23.41"	38° 5'38.55"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	S5-b	44°46'4.23"	37°51'19.66"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
D13	44°54'15.28"	38° 5'48.35"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	T1	44°47'2.61"	37°54'53.39"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
D14	44°54'22.74"	38° 5'44.35"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	T2	44°47'8.25"	37°54'52.34"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه متوسط
D15	44°54'42.60"	38° 5'45.53"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	T3	44°48'53.40"	37°54'33.90"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
E1	44°55'26.64"	38° 4'18.55"	میلونیت	میلونیتی نشده	T4	44°49'1.94"	37°54'31.13"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
E2	44°55'15.91"	38° 4'19.28"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه متوسط	T8	44°48'53.40"	37°54'33.90"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
E3	44°55'12.51"	38° 4'17.52"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	U1	44°50'47.04"	37°59'11.20"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
E4	44°55'11.13"	38° 4'17.92"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط	U2	44°50'49.16"	37°59'13.93"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
E5	44°55'9.54"	38° 4'15.50"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه متوسط	U3	44°51'1.94"	37°59'16.85"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین
E6	44°55'9.61"	38° 4'15.81"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	U4	44°51'11.02"	37°59'13.28"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین
E7	44°55'48.03"	38° 3'32.46"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	U5	44°51'16.35"	37°58'54.03"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
E8	44°55'48.82"	38° 3'33.40"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	U6	44°51'15.22"	37°58'47.41"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
E9	44°55'38.66"	38° 3'41.54"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	U7	44°51'11.95"	37°58'34.89"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
E10	44°55'30.47"	38° 3'45.53"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	U8	44°51'34.09"	37°58'17.37"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
F1	44°57'8.09"	38° 2'46.98"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	U9	44°51'59.64"	37°57'51.88"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه متوسط
F2	44°55'16.28"	38° 2'23.37"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا	U10	44°52'49.50"	37°56'57.28"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه متوسط
F3	44°54'2.21"	38° 3'3.95"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	V1	44°55'26.23"	38° 0'16.27"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا
F4	44°54'0.18"	38° 3'6.44"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	V2	44°55'16.70"	38° 0'17.34"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه متوسط
F5	44°54'2.22"	38° 3'16.82"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	V3	44°55'16.08"	38° 0'18.14"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا
F6	44°53'9.42"	38° 3'31.82"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	V4	44°55'14.70"	38° 0'21.61"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا
F7	44°52'29.64"	38° 3'33.59"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	V5	44°54'40.37"	38° 0'50.50"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
K1	44°46'27.59"	38° 3'51.27"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا	W1	44°52'34.76"	38° 2'16.44"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه متوسط
K2	44°46'30.26"	38° 3'55.03"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه متوسط	W3	44°52'31.52"	38° 2'5.17"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
K3	44°46'36.60"	38° 4'3.13"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	W4	44°52'30.49"	38° 2'0.94"	میلونیت	میلونیتی نشده
K4	44°46'32.44"	38° 4'26.02"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	W5	44°52'54.22"	38° 1'45.22"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا
K5	44°46'23.07"	38° 4'45.25"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	W6	44°52'59.33"	38° 1'41.29"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
K6	44°46'7.39"	38° 5'2.06"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	X1	44°48'42.79"	38° 6'12.33"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه متوسط

نمونه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تقسیم بندی بر پایه نسبت زمین به پورفیر و کلاست	درجه میلونیتی شدن	نمونه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تقسیم بندی بر پایه نسبت زمین به پورفیر و کلاست	درجه میلونیتی شدن
K7	44°46'7.03"	38° 5'3.83"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط	X2	44°48'32.99"	38° 5'57.21"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
K8-A	44°46'2.95"	38° 5'6.07"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا	X3	44°48'31.48"	38° 5'53.21"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
K9	44°46'1.37"	38° 5'6.69"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط	X4	44°48'30.44"	38° 5'51.15"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین
K10	44°45'58.63"	38° 5'9.30"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط	X5	44°48'27.35"	38° 5'46.87"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
K11	44°45'57.99"	38° 5'10.05"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط	X6	44°48'27.82"	38° 5'46.18"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
K12	44°45'55.30"	38° 5'15.12"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط	X7	44°48'24.36"	38° 5'31.83"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
K13	44°45'56.60"	38° 5'26.64"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	X8	44°48'18.00"	38° 5'26.89"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
K14	44°46'15.10"	38° 6'8.70"	پروتومیلونیت	میلونیتی نشده	Y1	44°50'46.68"	38° 0'10.11"	میلونیت	میلونیتی نشده
L1	44°43'5.89"	38° 5'43.33"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا	Y2	44°50'45.55"	38° 0'13.06"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
L2	44°42'42.44"	38° 5'40.10"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط	Y3	44°50'43.65"	38° 0'15.83"	میلونیت	میلونیت درجه پایین
L3	44°42'40.94"	38° 5'37.55"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط	Y4	44°50'39.41"	38° 0'18.37"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
L4	44°42'30.43"	38° 5'26.69"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	Y5	44°50'35.82"	38° 0'23.37"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
L5	44°42'31.99"	38° 5'21.74"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	Y6	44°50'35.88"	38° 0'27.78"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
L6	44°42'37.21"	38° 5'4.15"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	Z1	44°49'56.46"	38° 3'48.47"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
L7	44°42'37.92"	38° 5'0.70"	میلونیت	میلونیت درجه پایین	Z2	44°49'42.10"	38° 3'57.58"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا
L8	44°42'40.85"	38° 4'46.26"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	Z3	44°49'26.79"	38° 3'59.22"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
L9	44°41'28.80"	38° 4'36.69"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	Z4	44°49'14.07"	38° 3'55.88"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
M1	44°48'35.44"	37°57'15.57"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	Z5	44°49'5.68"	38° 3'56.42"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
M2	44°49'15.19"	37°57'27.39"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	2A1	44°47'28.78"	38° 1'48.81"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه پایین
M3	44°49'17.26"	37°57'26.34"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	2A2	44°47'25.09"	38° 1'48.66"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه پایین
M4	44°49'25.19"	37°57'18.09"	میلونیت	میلونیت درجه بالا	2A3	44°47'3.37"	38° 1'45.27"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه متوسط
M5	44°49'19.66"	37°57'21.99"	میلونیت	میلونیت درجه بالا	2A4	44°47'1.01"	38° 1'48.15"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
M6	44°49'32.74"	37°57'14.43"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	2A5	44°47'0.53"	38° 1'48.46"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
M7	44°49'33.37"	37°57'14.69"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	2A6	44°46'44.81"	38° 1'58.20"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
M8	44°49'42.90"	37°56'58.71"	میلونیت	میلونیت درجه پایین	2A7	44°46'38.19"	38° 1'56.28"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
M9	44°49'51.90"	37°56'40.29"	میلونیت	میلونیت درجه پایین	2A8	44°46'33.95"	38° 1'55.50"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
M10	44°50'7.60"	37°56'32.87"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	2B1	44°46'7.53"	38° 0'58.71"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا
M11	44°50'11.71"	37°56'31.34"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا	2B2	44°46'13.79"	38° 0'55.87"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
M12	44°50'46.01"	37°56'23.72"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	2B3	44°46'21.38"	38° 0'54.46"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه پایین

نمونه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تقسیم بندی بر پایه نسبت زمینه به پورفیرو کلاست	درجه میلونیتی شدن	نمونه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	تقسیم بندی بر پایه نسبت زمینه به پورفیرو کلاست	درجه میلونیتی شدن
M13	44°50'51.19"	37°56'17.05"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	2B4	44°46'23.73"	38° 0'53.24"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط
M14	44°50'56.35"	37°56'13.46"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط	2C1	44°40'34.15"	38° 1'31.78"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
M15	44°51'12.12"	37°56'3.61"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	2C2	44°40'3.97"	38° 1'48.21"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
M16	44°51'18.08"	37°56'2.36"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	2C3	44°39'30.52"	38° 2'14.78"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
M17	44°53'21.89"	37°55'25.49"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	2C4	44°38'32.72"	38° 3'12.06"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
N1	44°49'22.60"	37°54'48.16"	میلونیت	میلونیت درجه متوسط تا بالا	2C5	44°38'28.17"	38° 3'24.72"	میلونیت	میلونیت درجه پایین
N2	44°49'6.64"	37°54'57.59"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	2D1	44°44'50.00"	38° 2'38.11"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
N3	44°48'48.25"	37°55'1.65"	اولترامیلونیت	میلونیت درجه متوسط	2D2	44°44'45.88"	38° 2'39.58"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
N4	44°48'37.27"	37°55'3.16"	پروتومیلونیت	میلونیت درجه پایین	2D3	44°44'33.49"	38° 2'49.14"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط
N5	44°48'33.10"	37°55'5.73"	میلونیت	میلونیت درجه پایین تا متوسط	2D4	44°43'21.52"	38° 3'21.42"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
N6	44°48'27.50"	37°55'10.06"	میلونیت	میلونیت درجه پایین	2D5	44°42'59.86"	38° 3'8.87"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
N7	44°48'24.33"	37°55'12.13"	میلونیت	میلونیت درجه پایین	2D6	44°42'50.88"	38° 3'21.04"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
N8	44°48'17.15"	37°55'54.75"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده	2D7	44°42'44.55"	38° 3'36.39"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده
					2D8	44°42'42.53"	38° 3'44.61"	میلونیتی نشده	میلونیتی نشده

کتابنگاری

- اسدپور، م.، ۱۳۹۲- پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی مافیک- اولترامافیک منطقه قره‌باغ- قوشچی و سرو واقع در شمال غرب ایران، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۴۲۰ ص.
- افخارنژاد، ح.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، صص. ۱۹ تا ۲۸.
- انتظاری، ر.، علوی، س. ا. و قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۱- مطالعه ساختاری و تحلیل کرنش نهایی سه‌بعدی در سنگ‌های کربناتی دگرریخت شده، جنوب سلماس پژوهش‌های دانش زمین، شماره ۱۲، صص. ۴۵ تا ۶۷.
- آقابیاتی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۶۰۶ ص.
- آقابیاتی، س. ع. و حقی‌پور، ا.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه سرو، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آهنگری، م. و مؤذن، م.، ۱۳۹۰- کانی‌شناسی آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌ها در جنوب سلماس- شمال غرب ایران؛ بررسی شرایط ترمودینامیکی گذر از زیرخساره اپیدوت آمفیبولیت به زیرخساره آمفیبولیت، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال پنجم، شماره نوزدهم، صص. ۹۳ تا ۱۰۶.
- حقی‌پور، ا. و آقابیاتی، س. ع.، ۱۳۵۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه سرو، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- خداپنده، ع. ا.، سلطانی، ع.، سرتیپی، ع. و امامی، م. ه.، ۱۳۷۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه سلماس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عزیزی، ح.، ۱۳۷۸- بررسی ریزساختارهای گابروهای میلونیتی شمال خوی (آذربایجان) و کاربرد آن در پهنه‌های برشی، خلاصه مقالات هیجدهمین گردهمایی علوم زمین دانشگاه تربیت معلم.
- قرشی، م. و ارشدی، س.، ۱۳۵۷- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه خوی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مهادانیا، ل.، ۱۳۷۹- بررسی شرایط میلونیت‌زایی و کینماتیک دگرریختی نرم شمال باختر ارومیه (برگه ۱/۵۰۰۰۰ قولنجی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۰۵ ص.
- نوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ ص.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin, v. 103, p. 983–992.
- Alirezaei, S. & Hassanzadeh, J., 2011- Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A-type Hasanrobat granite, Sanandaj-Sirjan belt: a new record of the Gondwana break-up in Iran, Lithos, DOI:10.1016.
- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P. & Ghalamghash, J., 2011- Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: Evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrane, Asian Earth Science, 44, 172-179.
- Carreras, J., Druguet, E. & Griera, A., 2005- Shear zone-related folds, Journal of Structural Geology, V:27, p:1229-1251.
- Crawford, A. R., 1977- A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India: Memoire Hors Serie, Society geologique de France, 8, 251-260.
- Ghasemi, A. & Talbot, C., 2006- A new scenario for the Sanandaj-Sirjan zone Iran, Journal of Asian Earth Sciences, V:26, P:683-693.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmit, A. K. & Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic – Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement, Tectonophysics, 451, 71-96.
- Khalatbari-jafari, M. & Juteau, Th., 2004- New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran, Journal of Asian Earth Science, V.23, P:507-535.
- Lapworth, C., 1885- The highland controversy in British geology: its causes, course and consequences, Nature, 35. P: 558-559.
- Passchier, C. W. & Trowu, R. A. J., 2005- Microtectonics. Springer, Berlin.
- Ramsay, J. G., 1980- Shear zone geometry: a review, Journal of structural geology, 2:83-101.
- Schmid, S. M. & Handy, M. R., 1991- Toward a genetic classification of fault rocks: geological and tectonophysical implications.
- Scholz, C. H., 1990- The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge University press, NewYork, 439PP.
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Masoudi, F., Mehrabi, B., Liu, X., Dong, Y., Mohajjel, M., Monfaredi, B. & Friedl, G., 2014- Zircon geochronology and geochemistry of Dorud-Azna basement and gabbroic rocks, NW Iran: evidence of Panafrikan basement and oceanic units in the Zagros orogenic belt, Geophysical Research Abstracts, Vol. 16, EGU2014-1424.
- Sibson, R. H., 1977- Fault rocks and Fault mechanisms, Journal of geological society of London, 133:191-213.
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 52, 1229–1258.
- Trouw, R. A., Passchier, C. W. & Wiersma, D. J., 2010- Atlas of Mylonites and related microstructures, Springer, pp:322.
- Ustaömer, P. A., Ustaömer, T., Gerdes, A., Robertson, A. H. F. & Collins, A. S., 2012- Evidence of Precambrian sedimentation/magmatism and Cambrian metamorphism in the Bitlis Massif, SE Turkey utilising whole-rock geochemistry and U–Pb LA-ICP-MS zircon dating, Gondwana Research, V:21, P:1001-1018.

Microstructure in mylonitic zones of South of Salmas (North-West of Iran)

R. Entezari ^{1*}, S. A. Alavi ² & M. R. Ghassemi ³

¹ Ph.D., Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Research Institute of Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2015 February 09

Accepted: 2015 August 31

Abstract

Metamorphic rock assemblage of southern Salmas area is located in the northwestern terminal part of Sanandaj-Sirjan zone, and includes various rock types. This study uses field observations plus mineralogy and petrography of samples to describe and interpret the microstructures in the area. Different rock units are classified into three groups based on their parent rocks, and consist of 1) metabasite, 2) quartz-feldspathic, and 3) marble. Most of these rocks have mylonitic texture but the grade and the intensity of mylonitization are different. Presence of mylonitic foliation and lineation along with other microstructures such as various porphyroclasts, mica fish, S-C fabric, and S-C' fabric demonstrate different mylonitic zones in this area. Due to differences in strain rate, parent rock type, and depth of deformation, we could distinct three mylonitic zones in the metamorphic complex. Most of these mylonitic samples show features characteristic of low to medium grade mylonites, in which mylonitization grade increases from west to east and center of the study area. Presence of ultramylonites in the central part of the area indicates increases in strain rate. Also presence of high-grade mylonites ($T > 650$ °C) and migmatite imply that the deformation occurred at depths of middle to lower crust. We could discern two metamorphic phases (M1 and M2) and six deformation phases (D1, D2, D3, D4, D5, D6). Compressional deformation phase D1 occurred after Precambrian magmatism, then a metamorphic phase (M1) impressed these rocks by the Latest Cambrian. During Late Permian to Early Cretaceous, two deformation phases (D1 and D2) with a major simple shear component strongly affected the metamorphic complex, leading to the development of mylonitic zones. Synchronous with the deformation phase D2, a retrograde metamorphic phase (M2) affected the complex. At Late Cretaceous to Early Paleocene, deformation phase (D4) caused obduction of ophiolites over the metamorphic complex. Eventually, two brittle deformation phases (D5 and D6) affected all older rocks.

Keywords: Ductile deformation, Mylonitic zones, Microstructure, Metamorphic rocks, South of Salmas.

For Persian Version see pages 21 to 38

*Corresponding author: R. Entezari; E-mail: entezari.robabeh@gmail.com