



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹ The 23rd Symposium of Geological Society of Iran 10-11 November, 2020



مطالعه ریزساختارهای آمفیبولیت های ممکن (شمال ارومیه)

منیژه اسدپور

دانشگاه ارومیه، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

چکیده

در شمال شهر ارومیه واقع در شمال‌باختر زون سنندج-سیرجان، مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با پی‌سنگ پرکامبرین رخنمون دارند. مجموعه‌های وسیع دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه بیانگر عملکرد فازهای دگرگونی دینامیکی شدید است. برخی از سنگ‌ها آثارخفیفی از میلونیته شدن را نشان می‌دهند، به طوریکه ساخت، بافت و کانی‌های اولیه ماگمایی را به خوبی می‌توان تشخیص داد، ولی برخی از سنگ‌های مافیکی که تحت تاثیر دگربرختی شدید بوده‌اند دارای ساخت‌های مشخص میلونیته شدید هستند. دگرشکلی‌هایی نظیر برگوارگی، خطوارگی ناشی از کشیده شدن کانی‌های مقاوم، پورفیروکلاست‌های با تقارن منوکلینیک، بلورهای ماهی گون و ساخت تفریق یافته ناشی از مهاجرت مکانیکی گویای پهنه‌های دگرشکلی و میلونیته شدگی گسترده در این سنگ‌ها است.

مقدمه

ساختارهای ماکروسکوپی نظیر درزه، گسل، چین، دگرشیبی، ساختارهای میلونیته شده و همچنین ساختارهای میکروسکوپی، بافت و اشکال تغییر شکلی درشت بلورها در بازسازی تاریخچه تحولات سنگ‌های دگرگونی در یک منطقه اطلاعات ارزشمندی را فراهم می‌کند [1]. زون سنندج-سیرجان یک زون ترفاشاری راستگرد است که از ژوراسیک تا اواخر آئوسن تحت تاثیر فازهای تغییر شکلی و دگرگونی متعدد قرار گرفته است [2]. گستره مورد مطالعه در شمال ارومیه و شمال‌باختر زون سنندج-سیرجان واقع گردیده است. این پهنه شامل رسوبات پرکامبرین و پالئوزوئیک زیرین است. پی‌سنگ این منطقه شامل مجموعه سنگ‌های دگرگونی شامل گنایس، آمفیبولیت و شیست است [3,4]. این منطقه تحت تاثیر پدیده دگرشکلی-دگرگونی گسترده قرارگرفته که باعث تشکیل ساخت و بافت‌های مانند برگوارگی، خطوارگی، چین خوردگی و میلونیت‌زایی شده است. مجموعه دگرگونی این محدوده در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگون، و توسط گسل‌هایی با روند شمال‌باختر-جنوب-خاور برشی شده‌اند [5]. در این پژوهش بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی آمفیبولیت-های منطقه از دیدگاه دگرشکلی، سنگ‌شناختی و ریز ساختاری مورد بررسی قرار گیرند.

مواد و روش کار

پیمایش‌های متعددی در راستاهای مختلف با توجه به زون‌های ساختاری گستره انجام گردید. اندازه‌گیری پدیده‌های ساختاری قابل مشاهده مانند برگوارگی، خطوارگی، چین خوردگی شیب و امتداد لایه‌ها و درزها از نواحی مختلف بویژه زون‌های برشی انجام گرفت. جهت بررسی‌های سنگ‌شناختی و میکروسکوپی ۳۰ نمونه جهت‌دار برداشت گردید که بعد از تهیه مقاطع نازک مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری و ریزساختاری در آنها انجام شد.

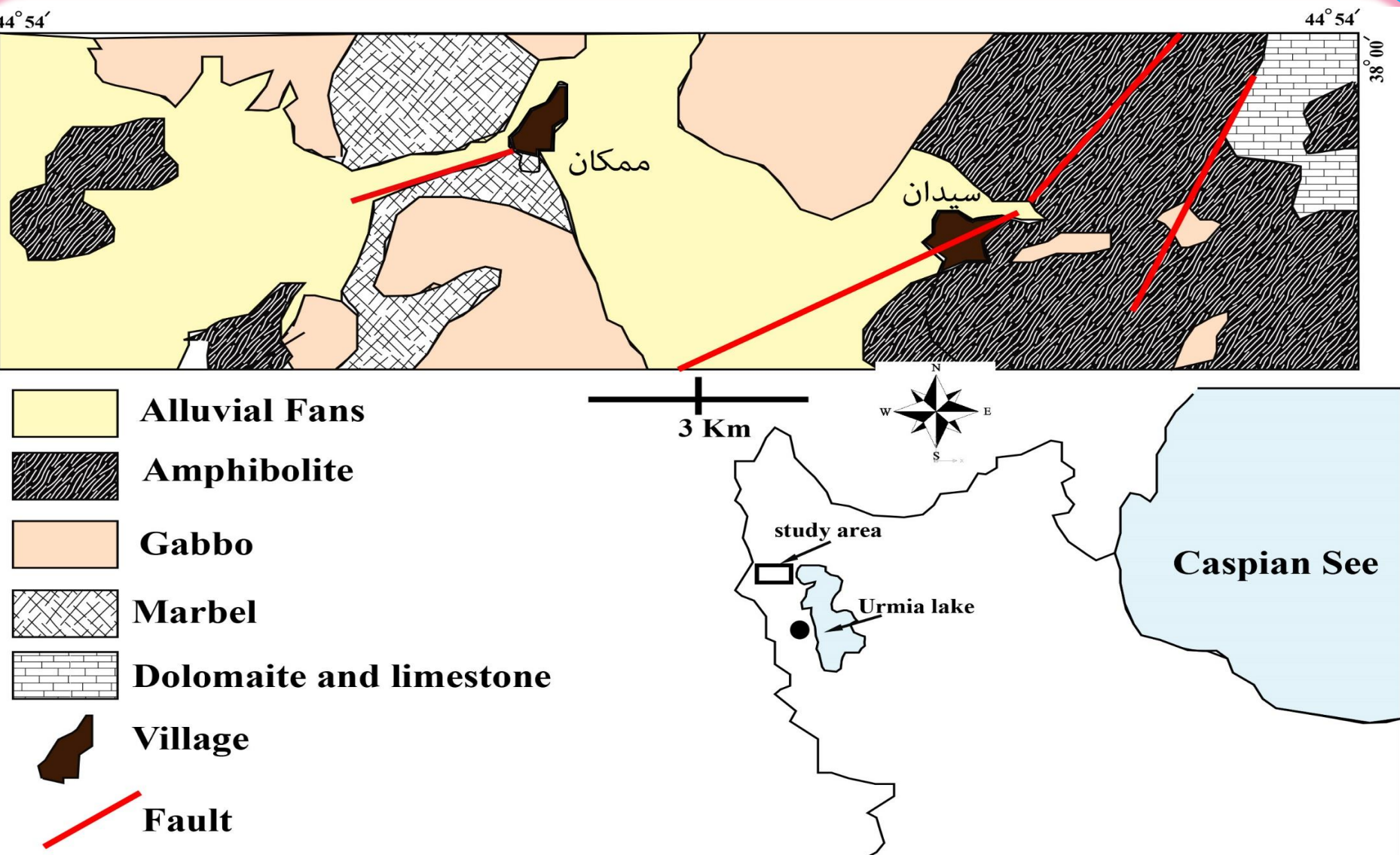
بحث

مطالعات میدانی

رخنمون گسترده‌ای از آمفیبولیت‌های میلونیته شده در منطقه ممکن و پیرامون آن دیده می‌شود. پدیده‌های ساختاری برگوارگی و خطوارگی از جمله دگرشکلی‌هایی است که بوضوح در منطقه قابل مشاهده است. شدت و گستره برگوارگی براساس نوع سنگ اولیه و دوری و نزدیکی از پهنه‌های برشی متفاوت است. با توجه به سنگ اولیه، نوع و ترکیب کانی‌ها، اندازه و بزرگی بلورها، نرخ کرنش، نوع و شدت فرایندهای دگربرختی در میزان و شدت برگوارگی تاثیرگذار است. برگوارگی‌ها از قرار گرفتن کانی‌های تیره و روشن در نوارهای جداگانه تشکیل شده است. در بیشتر نمونه‌ها این برگوارگی‌ها با میلونیته شدن همراه هستند (شکل ۳).



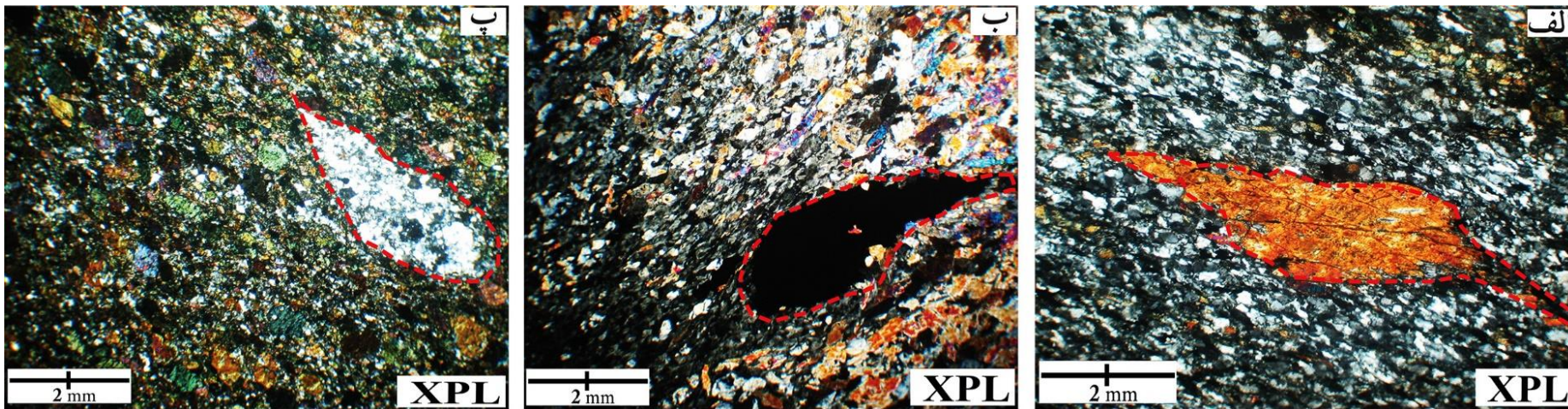
شکل ۲: الف: نمایی از رگه فلدسپاتی چین خورده در آمفیبولیت، (ب) چین خوردگی‌های واضح با باند‌های تیره و روشن در یک نمونه دستی، (پ) نمونه دستی یک آمفیبولیت



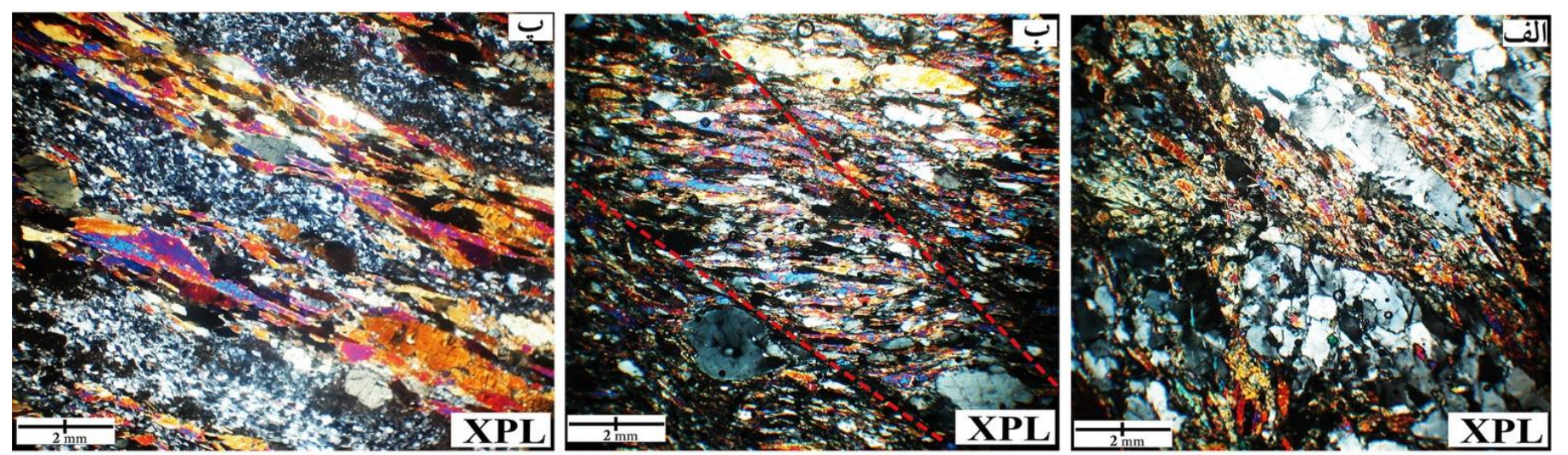
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو [5].

سنگ‌نگاری

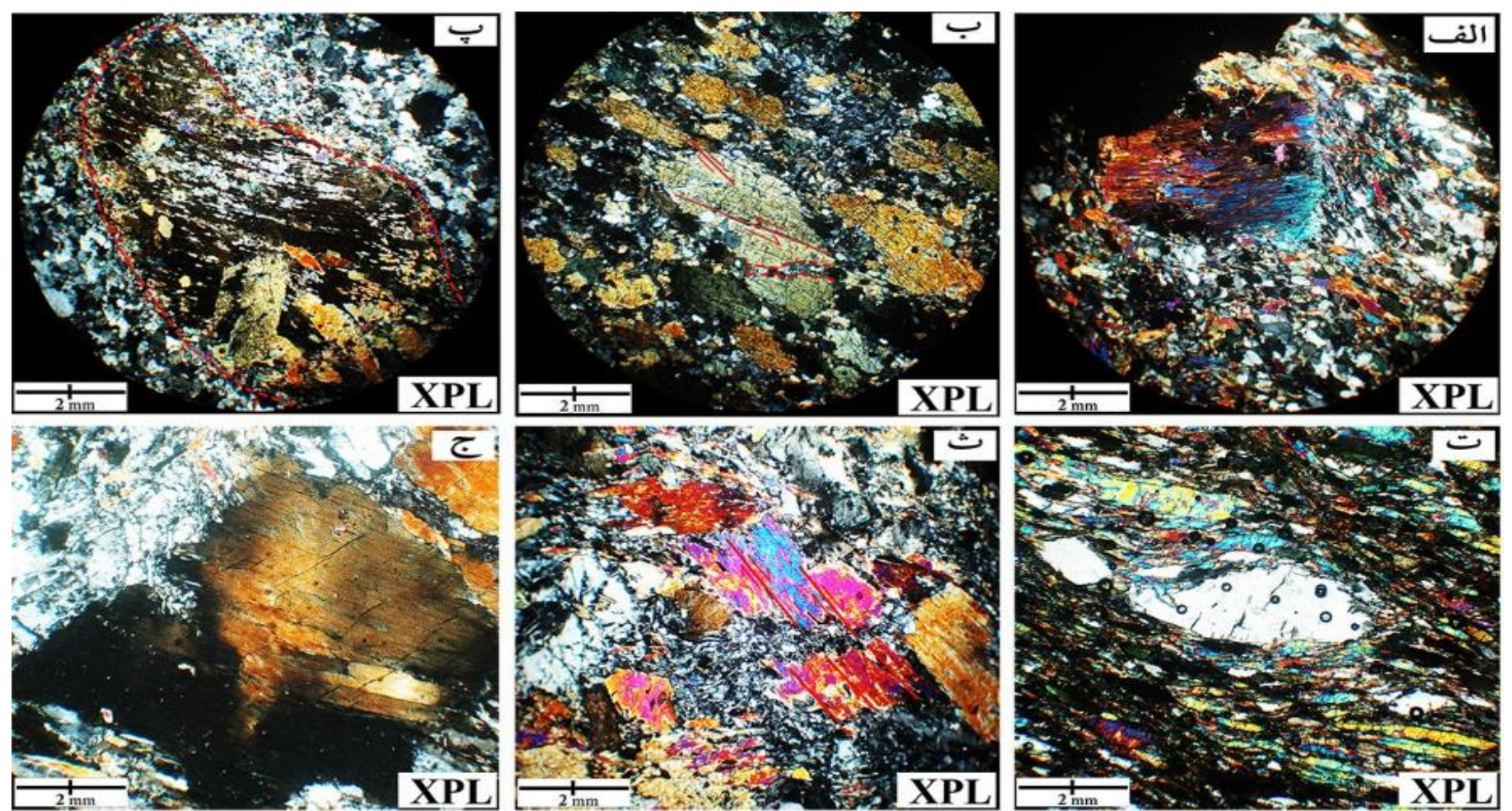
مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که بافت غالب آمفیبولیت‌ها میلونیته با درجات مختلف است. از بافت‌های دیگر می‌توان به پورفیروکلاست و نواری اشاره کرد (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها ساده بوده و شامل کانی‌های اصلی آمفیبول (هورنبلند، ترمولیت - اکتینولیت) و فلدسپار (بیشتر پلاژیوکلاز و اندکی آلکالی فلسپار) $\pm$ کانی‌های فرعی اسفن، بیوتیت، زیرکن و کانی‌های کدر و کانی‌های ثانوی اپیدوت، زوئزیت، کلینوزوئزیت، کلریت است. نسبت و مقدار این کانی‌ها با توجه به موقعیت و دوری و نزدیکی به توده‌های نفوذی اسیدی و مافیکی و زون‌های برشی متفاوت است.



شکل ۳: اشکال ماهی‌گون از کانی‌های درشت آمفیبول (الف)، کانی‌های کدر (ب) و (پ) اجتماع فلدسپارها



شکل ۴: تفکیک بخش‌های تیره و روشن، (ب) آثار خمش‌های ملایم و شکنجی در اثر چیدمان آمفیبول‌ها، (پ) لایه بندی ریز بین بخش‌های مافیکی و فلسپیک



شکل ۵: شکستگی و خمش در پورفیروکلاست آمفیبول (ب) نمایی از یک شکستگی همسو، (پ) آثار خمش و شکنج شدگی در یک بلور بزرگ آمفیبول، (ت) شکستگی‌های ناهمسو در امتداد رخ‌ها و شکل ماهی‌گون یک بلور فلدسپار، (ث) شکستگی همسو در بلورهای آمفیبول، (ج) شکستگی و خردشدگی همراه با خاموشی موجی جارویی در یک بلور بزرگ آمفیبول

دگربرختی‌ها را به صورت خاموشی موجی بلورهای آمفیبول و کوارتز (شکل ۵ ج)، اشکال شکنجی ماکل‌های پلاژیوکلاز (شکل ۴ ب)، جهت‌یافتگی کانی‌های صفحه‌ای، باند‌های برشی، آثار شکستگی و خردشدگی در پورفیروکلاست‌هایی مانند فلدسپارها و آمفیبول‌ها، اشکال ماهی‌گون پورفیروکلاست‌ها (شکل ۳) در نمونه‌های منطقه دیده می‌شود. بدلیل حضور مقدار زیادی از کانی‌های آمفیبول و میکا برگوارگی ناشی از میلونیته شدن گسترش بیشتری دارد. هرچه شدت میلونیته شدن بیشتر می‌شود، گسترش برگوارگی نیز بیشتر می‌گردد. خطوارگی در نمونه‌ها به دو صورت کانیاپی و طویل شدگی است. براساس وجود و عدم وجود و مقدار پورفیروکلاست‌هایی

مانند میکا و آمفیبول، فلدسپار و کوارتز در نمونه‌های مختلف، بافت اولیه و زون-های برشی میزان خطوارگی و برگوارگی در نمونه‌های مختلف متفاوت است. سازو کار غالب در بیشتر آمفیبول‌ها شکستگی و خردشدگی است که با خاموشی موجی ساده و جارویی همراه است. شکنج شدگی و خمش در رخ‌های اکتینولیت و ترمولیت، تشکیل خرددانه‌ها پیرامون دانه‌های قبلی نیز در این نمونه‌ها ایجاد شده است. خاموشی موجی، دگربرختی درون بلوری را در هورنبلندها نشان می‌دهد (شکل ۵ ج). تشکیل ماکل پلی‌سینتیک در آمفیبول‌ها یکی دیگر از شواهد دگربرختی است که گاها دیده می‌شود. ساختارهای برگوارگی بیشتر در نتیجه حضور آمفیبول‌ها است. بررسی میکروسکوپی نشان می‌دهد که هرچه مقدار کانی-های ترمولیت - اکتینولیت زیبا باشد توسعه برگوارگی زیاد بوده و با افزایش هورنبلند برگوارگی کاهش می‌یابد. تفکیک کانی‌های تیره و روشن باعث توسعه باند‌های نواری در این سنگ‌ها شده است. خطوارگی در این سنگ‌ها بخاطر حضور کانی آمفیبول توسعه زیادتری دارد. البته میزان خطوارگی در نمونه‌هایی که دارای آمفیبول‌های درشتی مانند ترمولیت - اکتینولیت هستند کمتر از نمونه‌هایی است که این کانی‌ها کمتر هستند [6]. در برخی نمونه‌ها، آمفیبول‌ها علاوه بر شکستگی آثار خمش‌های ملایم و شکنج‌شدگی رخ‌ها همراه با خاموشی موجی نیز دارند (اشکال ۴ و ۵). کانی‌های کدر بیشتر دارای شکستگی و خردشدگی هستند. در برخی نمونه‌های کوارتزار، این کانی تبلور مجدد بیشتری داشته و فرآیند غالب چرخش خرده دانه هاست. کانی‌هایی مانند آمفیبول، فلدسپار و کوارتز در شرایط دگرگونی بالا به صورت ماهی‌گون دیده می‌شوند و کوارتزهای تبلور مجدد یافته در پیرامون آنها رشد می‌کند (شکل ۳). طی مهاجرت مکانیکی کانی‌ها در اثر میلونیتیزاسیون بلورهای فلسپیک کوارتز و فلدسپارها از بلورهای مافیکی جدا شده و تشکیل لایه‌های تیره (آمفیبول) و روشن (پلاژیوکلاز) داده‌اند (شکل-۲ ج). با افزایش درجه و شدت نیروهای برشی سنگ‌های اولترامیلونیت تشکیل شده که در آنها پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول‌های اولیه به صورت بلورهای درشت تغییرشکل یافته هستند و توسط کانی‌های ریز زمینه احاطه شده‌اند (شکل ۵ پ). این پورفیروکلاست‌ها آثار دگربرختی نظیر خاموشی‌های غیر منظم و تبلور مجدد را نشان می‌دهند. پورفیروکلاست‌های آمفیبول از اطراف به اکتینولیت و کلریت تبدیل می‌شوند. در مقاطع جهت‌دار نمونه‌های اولترامیلونیتی با استفاده از نحوه قرارگیری و چرخش پورفیروکلاست‌ها، مخصوصا اشکال ماهی‌گون، سوی برش راست بر مشخص شده است. مطالعه شاخص‌های سوی برش و کینماتیک کانی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های میلونیته منطقه مانند مناطق مجاور دارای برگوارگی با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور می‌باشند، که به موازات گسل راندگی زاگرس و هم‌راستا با نیروهای تکتونیکی اصلی منطقه تشکیل شده‌اند.

نتیجه گیری

آمفیبولیت‌های ممکن به احتمال زیاد در شرایط حرارت کم و نرخ کرنش بالا دگربرخت شده‌اند. رخساره دگرگونی در این نمونه‌ها در حد رخساره بالایی شیست سبز تا آمفیبولیت است. هر دو شواهد دگرگونی پیش‌رونده (تبدیل ترمولیت- اکتینولیت به هورنبلند از حاشیه) و دگرگونی پس‌رونده (تبدیل هورنبلند به ترمولیت و اکتینولیت و کلریت از حاشیه) دیده می‌شود. مطالعه شاخص‌های سوی برش و کینماتیک کانی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های میلونیته منطقه دارای برگوارگی با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور می‌باشند، که به موازات گسل راندگی زاگرس تشکیل شده‌اند. وجود برگوارگی و خطوارگی همراه با ریزساختارهایی مانند پورفیروکلاست‌های دنباله‌دار و ماهی‌گون نشانگر پهنه‌های میلونیته است. تفاوت در میزان نرخ کرنش، نوع سنگ اولیه و عمق تشکیل باعث شده که شدت میلونیته شدن از ضعیف تا شدید متنوع باشد.

منابع

- [1]-Passchier CW, Troaw R., (2005). Microtectonic, Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 289 p.
- [2]-Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., (2003). Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21, 397-412.
- [3]- Ghasemi, A. & Talbot, C., (2006). A new scenario for the Sanandaj-Sirjan zone Iran, Journal of Asian Earth Sciences, V:26, P:683-693.
- [4] اسدپور، م.، پورمغانی، س.م.، و هویس، ث.، (۱۳۹۲). ژئوشیمی، پترولوژی و تعیین سن توده مافیکی - اولترامافیکی غازان، شمال غرب ایران، مجله پترولوژی، جلد ۴، شماره ۱۴، ص ۱ - ۱۶.
- [5] آقاباتی، ا.، حق پور، ا.، (۱۳۸۳) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [6] نظاری، ر.، علوی، س.ا.، و قاسمی، م.ر.، ۱۳۹۵، ریزساختار در پهنه های میلونیته جنوب سلماس (شمال باختر ایران)، فصل نامه علوم زمین، شماره ۹۹، ص ۲۱ تا ۲۸.