

مقایسه اکتیویته سیال‌ها در سنگ‌های رسی و کربناتی دگرگون‌شده چشین در هاله مجاورتی باتولیت الوند، همدان

عادل ساکی^{۱*} و علی‌اکبر بهاری^۲

^۱ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور ابهر، ابهر، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۱۰/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۴/۰۶

چکیده

روابط صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که سنگ‌های رسی و کربناتی دگرگون‌شده منطقه همدان در باختر ایران، تحت تأثیر یک دگرگونی چند مرحله‌ای قرار گرفته‌اند. نفوذ باتولیت الوند (با سن ژوراسیک) در سنگ‌های میزبان رسی و کربناتی باعث شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی متفاوتی در محدوده چشین شده است که عبارتند از هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار، مرمها و سنگ‌های دگرگونی کالک-سیلیکاتی. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده و کالک-سیلیکات‌ها با هم متفاوت است به گونه‌ای که، کانی‌های اوج دگرگونی در این سنگ‌ها به ترتیب عبارتند از: گارنت، استارولیت، آلومینوسیلیکات‌ها (کیانیت/سیلیمانیت)، بیوتیت، کلریت، مسکوویت و کوارتز. مجموعه کانیایی کالک-سیلیکات‌ها عبارتند از: گارنت، دیوپسید، ولاستونیت، اپیدوت و آمفیبول که معمولاً به‌صورت هم‌زمان با یک فاز دگرگونی مجاورتی رشد کرده‌اند. با استفاده از تعادل ترمودینامیکی کانی‌ها و واکنش‌های تعادلی چندگانه، فشار و دمای اوج دگرگونی مجاورتی و همچنین اکتیویته سیال‌ها در سنگ‌های کالک-سیلیکاتی به ترتیب ۶۰۰ تا ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد، ۲ تا ۴ کیلوپار و کسر مولی CO₂ حدود ۰/۱۷ برآورد شده است. این محاسبات با دیگر نتایج بدست آمده از سنگ‌های متاپلیتی همخوانی خوبی دارد. دما و فشار دگرگونی مجاورتی بالا در این بخش از پوسته همدان بیانگر شرایط دگرگونی در رخساره پیروکسن-هورنفلس است.

کلید واژه‌ها: باتولیت الوند، سنگ‌های کالک-سیلیکاتی، واکنش‌های تعادلی چندگانه، دگرگونی مجاورتی، اکتیویته سیال‌ها.

*نویسنده مسئول: عادل ساکی

E-mail: adel_saki@scu.ac.ir

۱- مقدمه

می‌شود (Karimzadeh Somarin, 2004b) که این موضوع نیز اهمیت بررسی این سنگ‌ها را نشان می‌دهد (Agard et al., 2000; Masters & Ague, 2005). اگر سیال‌های در حجم‌های مناسبی وجود داشته باشند می‌توانند باعث ذوب بخشی، انتقال گرما، دگرگونی و تغییر شکل بلورها و همچنین انتقال فلزات برای تشکیل کانسارهای اقتصادی شوند. بنابراین، مطالعه سیال‌های دگرگونی کاربردهای مهمی برای درک تمام فرایندهای بلوری مانند کانه‌زایی دارد. سیال‌هایی که در سرزمین‌های دگرگونی وجود دارند را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: ۱- سیال‌های دگرگونی که به معنی خاص از فرایندهای دگرگونی حاصل می‌شوند. ۲- سیال‌هایی که از دیگر منابع به دست می‌آیند و طی دگرگونی بر سنگ‌ها تأثیر می‌گذارند و در بیشتر مواقع سبب تغییر ترکیب سنگ دگرگونی می‌شوند. پی‌بردن به منشأ و ترکیب سیال‌ها می‌تواند اهمیت اساسی در نحوه تشکیل ذخیره و کانسارها داشته باشد. ممکن است روش‌های مختلفی برای مطالعه سیال‌های دگرگونی به کار رود. این روش‌ها عبارتند از سنگ‌شناسی، ایزوتوپ‌های پایدار، ایزوتوپ‌های پرتوزاد و ژئوشیمی عنصر اصلی و میان‌بارهای سیال (fluid inclusion).

سنگ‌های آذرین و دگرگونی در منطقه همدان و به‌ویژه در مجاورت باتولیت الوند مورد توجه زمین‌شناسان مختلفی بوده است و تاکنون درباره کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی این محدوده پروژه‌های بسیاری انجام شده است (برای مثال صادقیان، ۱۳۷۳؛ سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸؛ بهاری‌فر، ۱۳۸۳ و Sepahi et al., 2004)، اما کمتر به دگرگونی مجاورتی سنگ‌های کالک-سیلیکاتی در هاله دگرگونی توجه شده است. بنابراین، با توجه به رخسار این سنگ‌ها از جمله در پیرامون روستای چشین، سعی شده است تا در این مقاله به معرفی این دسته از سنگ‌ها پرداخته شود و کانی‌شناسی، شرایط دما-فشار و ترکیب سیال‌های آنها مورد بررسی قرار گیرد و شرایط دگرگونی و اکتیویته سیال‌های این سنگ‌ها با سنگ‌های رسی دگرگون‌شده همان منطقه مقایسه شود.

سیال‌ها معمولاً به صورت اولیه در بیشتر سنگ‌های دگرگونی وجود دارند، زیرا بیشتر واکنش‌های پیش‌رونده دگرگونی سبب آزاد شدن سیال‌های می‌شوند که می‌توانند از محل انجام واکنش‌ها جابه‌جا شوند (Vernon, 2004). دگرگونی پیش‌رونده در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده سبب شکستن کانی‌های آب‌دار، انجام واکنش‌های آب‌زدایی و ایجاد سیال غنی از آب می‌شود در حالی که در سنگ‌های کربناتی واکنش‌های کربن‌زدایی و آب‌زدایی ممکن است هر دو ایجاد شوند (Vernon & Clarke, 2008). بنابراین، سنگ‌های کربناتی و کالک-سیلیکاتی که تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته‌اند، بخش کوچکی از پوسته زمین را تشکیل می‌دهند، اما دگرگونی آنها بسیار مهم و جالب است، زیرا بر خلاف دگرگونی سنگ‌های رسی که فقط یک نوع سیال در طی دگرگونی حضور دارد (H₂O)، در این سنگ‌ها سیال ترکیبی از فازهای H₂O و CO₂ است. بنابراین، این سنگ‌ها می‌توانند افزون‌بر اطلاعاتی در مورد شرایط دما و فشار حاکم بر دگرگونی، ترکیب فاز سیال را نیز مشخص کنند (Spear, 1993). در سال‌های اخیر از مجموعه کانی‌های موجود در دگرگونی پیش‌رونده سنگ‌های کالک-سیلیکاتی به عنوان شاخصی برای تعیین مقدار اکتیویته سیال‌ها استفاده شده است (Moazzen et al., 2009). زیرا کربنات‌های دگرگونی به طور بخشی با سنگ‌های مجاور خود (سنگ‌های رسی دگرگون‌شده) در حال تعادل نیستند، تراوش سیال‌های آبی سبب گسترش واکنش‌های دگرگونی به‌ویژه در کربنات‌هایی که در مرز هستند، می‌شود (Ague, 2002, 2003). همچنین مجموعه کانی‌های خاصی مانند وزوویانیت، گراسولار، ولاستونیت و زوئیزیت ± کوارتز معمولاً در سنگ‌های کالک-سیلیکاتی که تحت نفوذ سیال‌های غنی از آب قرار گرفته‌اند، به وجود می‌آید (Cartwright & Oliver, 1992). دیگر مثال مهم در این باره، شکل‌گیری اسکارن‌ها یا کالک-سیلیکاتی غنی از آهن است که نتیجه واکنش سنگ‌های آهنی با سیال‌های شیمیایی پیچیده است به گونه‌ای که وجود جریان‌های گرمایی که حرارت را از توده نفوذی به سمت دیواره انتقال می‌دهند، سبب شکل‌گیری معادن اسکارنی با ارزشی

۲- موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

پهنه سنج- سیرجان که میزبان توده‌های گرانیتوئیدی از جمله باتولیت الوند است، طولی در حدود ۱۵۰۰ و عرضی در حدود ۲۰۰ کیلومتر دارد که از شمال باختری تا جنوب خاوری کشور کشیده شده است. محدوده مورد مطالعه بخشی از این نوار دگرگونی است. (Alavi 2004) پهنه سنج- سیرجان را جزئی از کوهزاد زاگرس دانسته (شکل ۱- الف) و آن را پهنه زاگرس فلس مانند نامیده است. بر پایه نظر Mohajjel et al. (2003) منطقه مورد مطالعه احتمالاً در زیرپهنه با دگرشکلی پیچیده قرار دارد که شامل سنگ‌های آذرین و دگرگونی است. سنگ‌ها و واحدهای رسوبی منطقه طی بسته شدن تئوتیس و برخورد قاره اورازیا و گندوانا دچار دگرگونی شده‌اند. افزایش فشار و گرما در منطقه سبب رخداد یک دگرگونی دینامو ترمال در منطقه شده که سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای را ایجاد کرده است. ادامه روند برخورد قاره‌ای و تکامل فرایند کوهزایی سبب پلوتونیزم و ایجاد باتولیت الوند شده است. انتشار گرمای ماگما سبب شده است تا سنگ‌های رسی و کربناتی کنار توده در محدوده چشین تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گیرند و طیفی از سنگ‌های دگرگونی مانند هورنفلس‌ها، مرمرها، سیلیکاتی، اسکارن‌ها و رگه‌های غنی از کینایت و زویزیت به وجود آیند (شکل ۱- ب).

به توده، کوردیریت به طور کامل حذف می‌شود و گارنت همراه با فیبرولیت و مقادیری بیوتیت و فلدسپار قلیایی، قالب آن را پر می‌کند. گارنت و فیبرولیت، ابتدا فقط در حاشیه کوردیریت و به جای آن ظاهر می‌شوند (شکل‌های ۳- الف و ب)، اما با پیشرفت درجه دگرگونی، گارنت‌ها به صورت پراکنده و جزئی در زمینه سنگ هم ظاهر می‌شوند. بیوتیت، مسکوویت، فلدسپار و کوارتز، کانی‌های اصلی سازنده زمینه و ایلمنیت، گرافیت و آپاتیت، کانی‌های فرعی هستند. بافت سنگ پورفیروگرانوبلاستی است. گفتمنی است که در برخی نواحی با وجود پیدایش فیبرولیت، استارولیت هنوز پایدار است و اثری از تبدیل آن دیده نمی‌شود (شکل‌های ۳- پ و ت). کینایت به همراه استارولیت در این سنگ‌ها دیده می‌شود که گاه با چشم غیر مسلح نیز به طور کامل قابل تشخیص است (شکل ۳- ث).

سیلیمانیت هورنفلس: در این سنگ‌ها که به سبب پیشرفت دگرگونی از تحول گارنت-استارولیت-هورنفلس حاصل شده‌اند، کوردیریت تقریباً حذف و به طور کامل به گرگه‌هایی از گارنت و فیبرولیت تبدیل شده است (شکل‌های ۳- ب و ج). سیلیمانیت برای اولین بار ظاهر شده است. بلورهای مسکوویت نیز معمولاً در کنار سیلیمانیت‌ها و گارنت‌ها به جای بلورهای کوردیریت دیده می‌شوند. فیبرولیت و گارنت در زمینه سنگ ظاهر شده و بیوتیت‌های زمینه نیز درشت تر می‌شوند. ایلمنیت و تورمالین به عنوان کانی‌های فرعی در زمینه سنگ قابل مشاهده هستند. بافت سنگ پورفیروگرانوبلاستی است.

سیلیمانیت-فلدسپار قلیایی هورنفلس: این سنگ‌ها در همبری بی‌فاصله از توده الوند به صورت یک نوار بازی قابل مشاهده هستند. آندالوزیت در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود، اما در برخی از مناطق، مانند حد فاصل شهرستانک به دره عباس آباد و روستای چشین آثاری از کینایت در کنار سیلیمانیت دیده می‌شود. گارنت نیز در برخی مناطق مانند دره عباس آباد قابل مشاهده است. بهترین گسترش این سنگ‌ها در شمال توده در نزدیکی روستای چشمه قصابان و روستای چشین است. منشورهای درشت سیلیمانیت و گارنت همراه با بیوتیت، فیبرولیت، فلدسپار قلیایی و کوارتز، کانی‌های اصلی و گرافیت، پلاژیوکلاز، تورمالین و ایلمنیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. بافت این سنگ‌ها عموماً گرانوبلاستی و پورفیروگرانوبلاستی در صورت حضور پورفیروبلاست‌های گارنت است.

۳-۲. سنگ‌نگاری سنگ‌های کالک - سیلیکاتی

کانی‌های اصلی سنگ‌های کالک-سیلیکاتی منطقه همدان و لاستونیت، وزوویانیت، کلینوپیروکسن، گارنت نوع گراندیت، اپیدوت‌ها، آمفیبول (ترمولیت-اکتینولیت)، کلسیت و دولومیت به همراه کانی‌های فرعی کوارتز، کلریت، اسفن و کانی‌های فلزی است. با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری مشخص شد که این کانی‌ها در طی دو مرحله دگرگونی در این سنگ‌ها به وجود آمده‌اند. مرحله اول که اوج دگرگونی است و به صورت پیش‌رونده رخ داده است و کانی‌های شکل گرفته در این مرحله بدون آب هستند مانند گارنت، کلینوپیروکسن و لاستونیت. مرحله دوم یک دگرگونی پس‌رونده ناشی از بالآآمدگی است و کانی‌های تشکیل شده در این مرحله معمولاً در شبکه خود آب دارند مانند اپیدوت، آمفیبول و کلریت. سنگ‌نگاری هر یک از این کانی‌ها به شرح زیر است:

کلسیت: اولین تأثیر دگرگونی حرارتی بر سنگ‌های کالک - سیلیکاتی و مرمرها تبلور دوباره کلسیت است. در برخی نمونه‌های دستی اندازه آن به یک سانتی متر هم می‌رسد. کلسیت در مرمرها و سنگ‌های کالک - سیلیکاتی بافت موزاییکی دارد و زوایه میان مرز کانی‌ها در نقطه سه‌تایی حدود ۱۲۰ درجه است (شکل ۴- الف).

کلینوپیروکسن: کلینوپیروکسن در نمونه دستی گاه تا چند میلی‌متر دیده می‌شود. این کانی معمولاً به همراه گارنت هم‌رشدی نشان می‌دهد و ویژگی‌های نوری دیوپسید را دارد (شکل ۴- ب و پ). این کانی در برخی مقاطع بر اثر دگرگونی پس‌رونده به ترمولیت تبدیل شده است.

۲-۳. مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی رسی و کربناتی چشین

در محدوده مورد مطالعه، رخنمون کلی سنگ‌های کربناتی دگرگون شده حدود ۲ کیلومتر مربع است که در جنوب خاور شهر همدان و در کنار روستای چشین رخنمون دارند و در کنار هورنفلس‌های سیلیمانیت-کینایت‌دار دیده می‌شوند. بخش بیشتر سنگ‌های آهکی دگرگون‌شده مرمرها هستند که به رنگ تیره و با رگه‌های سفید کلسیت و کانی زویزیت همراه هستند، کلسیت بیش از ۹۰ درصد سنگ را تشکیل داده است (شکل ۲- الف و ب). مرمرها و سنگ‌های کالک - سیلیکاتی در مجاورت شیست‌ها و هورنفلس‌های استارولیت-گارنت و سیلیمانیت‌دار رخنمون دارند. مرز میان این دو نوع سنگ از نظر تنوع کانی‌شناسی بسیار جالب است به طوری که کانی‌های ترمولیت، اکتینولیت، زویزیت، گارنت و کلینوپیروکسن در اندازه‌های سانتی متری دیده می‌شوند (شکل‌های ۲- پ و ت). رگه‌های کینایت‌دار درون هورنفلس‌ها و شیست‌ها دیده می‌شوند، در حالی که رگه‌های زویزیت‌دار و کلینوزویزیت‌دار درون سنگ‌های کربناتی و بی‌فاصله با سنگ‌های رسی و آهکی دیده می‌شوند (شکل ۲- ث). لایه نازکی به سبب برای حدود ۲ تا ۲۰ سانتی متر که بیش از ۸۰ درصد ترمولیت-اکتینولیت دارد بر روی سنگ‌های کالک - سیلیکاتی قرار گرفته است (شکل ۲- ج) در حالی که این لایه بر روی مرمرهای خالص وجود ندارد. رگه‌های دارای اپیدوت در همسایگی این سنگ‌ها رخنمون دارند. به منظور مطالعات میکروسکوپی ۳۰ مقطع نازک از سنگ‌های مورد مطالعه تهیه شد.

۳- مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی

رسی و کربناتی چشین

سنگ‌های رسی دگرگونی مجاورتی که شامل انواع شیست‌های لکه‌دار، هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها هستند، در پیرامون توده نفوذی الوند پروژند دارند. هورنفلس شیست‌ها و هورنفلس‌ها تنوع زیادی دارند و از تأثیر دگرگونی مجاورتی بر سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای حاصل شده‌اند. این سنگ‌ها در نتیجه تأثیر حرارتی توده‌های بازی و اسیدی بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر به وجود آمده‌اند (بهاری‌فر، ۱۳۸۳؛ و سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸ و Sepahi et al., 2004).

۳-۱. سنگ‌نگاری

گارنت-آندالوزیت-فیبرولیت هورنفلس: با نزدیک شدن به باتولیت الوند، پورفیروبلاست‌های استارولیت هنوز پایدار هستند، اما کوردیریت از حاشیه ناپایدار و به گارنت + فیبرولیت تبدیل می‌شود. در شروع این مرحله، کانی‌های کوردیریت، گارنت و فیبرولیت در سنگ پایدار هستند، اما با نزدیک‌تر شدن

نتیجه تأثیر حرارتی باتولیت الوند بر روی سنگ‌های دگرگونی کهن تر به وجود آمده‌اند. به باور بهاری فر (۱۳۸۳)، سپاهی (۱۳۷۸) و Sepahi et al. (2004)، بیشترین فشار برای تشکیل سنگ‌های سیلیمانیت‌دار در حدود ۴ کیلوپار، دما در حدود ۶۰۶ درجه سانتی‌گراد و متوسط شیب (گرادیان) زمین‌گرایی در منطقه حدود ۴۹ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر بوده است. با استفاده از حرارت و فشارهای به دست آمده از روش‌هایی که اکتیویته آب در آنها تأثیر ندارد (مانند گارنت-بیوتیت و GASP) و با استفاده از واکنش آب‌زدایی زیر که با اکتیویته‌های متغیر آب به کمک برنامه THRMOCALC به دست آمده است، می‌توان اکتیویته دقیق آب در سنگ‌های رسی دگرگون شده را حساب کرد. داماسنج تبادل کاتیونی Fe-Mg میان گارنت و بیوتیت با استفاده از کالیبراسیون (Ferry & Spear, 1987) برای هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار و مدل‌های انحلال (Helfrich & Wood (1989) و Ganguly & Saxena (1984) برای گارنت به کار گرفته شده‌اند. دمای تقریبی محاسبه شده برای اوج دگرگونی هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار ۶۰۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد بوده است.

پس از محاسبه دما به وسیله واکنش‌های مستقل از اکتیویته سیال‌ها، از واکنش زیر برای تعیین اکتیویته آب در هورنفلس‌های سیلیمانیت‌دار استفاده شد، مقدار این اکتیویته حدود ۰/۸ تا ۱ محاسبه شده است (شکل ۶-ا).



انحراف معیار برای این واکنش در تمام واکنش‌های با اکتیویته متفاوت آب $sdP=0.8$ kbar و $sdT=^{33}C$ بوده است (شکل ۶-ا).

۵-۲. محاسبات ژئوترموبارومتری و محاسبه X_{H_2O} و X_{CO_2} در سنگ‌های کالک-سیلیکاتی

برآورد شرایط دگرگونی از جمله دما و فشار در سنگ‌آهک‌های دگرگون شده با مشکلات مختلفی همراه است که این موضوع به دلیل وجود یک فاز سیال دارای H_2O-CO_2 در بیشتر تعادلات کانیایی در این سنگ‌ها است، بنابراین ترکیب سیال در این سنگ‌ها بسیار اهمیت دارد. افزون بر این به کارگیری روش‌های داماسنجی تبادل کاتیونی مانند Mg-Fe بسیار محدود است، چرا که در این سنگ‌ها معمولاً نسبت Mg/Fe بسیار بالاست. همچنین بالا بودن عضو پایانی گراسولار در گارنت سبب شده است تا نتوان از روش‌های تبادل کاتیونی که گارنت یکی از زوج کانی‌های داماسنجی است استفاده کرد. به دلیل این محدودیت‌ها معمولاً برای برآورد شرایط دگرگونی و ترکیب سیال‌ها در سنگ‌های آهکی دگرگون شده از نمودارهای فازی استفاده می‌شود. بنابراین در سنگ‌های آهکی دگرگون شده منطقه همدان به منظور برآورد دما و فشار دگرگونی مجاورتی و محاسبه ترکیب سیال‌های دگرگونی (X_{CO_2} و X_{H_2O} در سیال) از روش تعادل ترمودینامیکی کانی‌ها و منحنی‌های تعادلی چند گانه در سنگ‌های کالک-سیلیکاتی منطقه همدان استفاده شده است. نمونه‌ای با بالاترین تعداد کانی‌ها انتخاب شده است که از نظر بافتی (و ترمودینامیکی) در تعادل است (نمونه HA7). اکتیویته عضو پایانی کانی‌ها در این نمونه ۱ در نظر گرفته شده است. برای انجام محاسبات از برنامه ترموکالک THERMOCALC نسخه ۳/۲ (Holland & Powell, 1998) استفاده شده است. در شکل ۶- b جایگاه واکنش‌های دگرگونی که همدیگر را قطع می‌کنند بر روی فضای P-T رسم شده است. درستی این واکنش‌ها به وسیله مجموعه کانی‌ها و روابط فازی (که در بخش‌های پیش شرح داده شده است) تأیید شده است. موقعیت منحنی‌های آلومینوسیلیکات‌ها نیز برای مقایسه بر روی نمودار P-T آورده شده است. بر پایه این شکل، از تقاطع واکنش‌های ۱ و ۲ دمای ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ کیلوپار و از تقاطع واکنش‌های ۳ و ۴ دمای ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ کیلوپار برای سنگ‌های کالک-سیلیکاتی منطقه همدان به دست آمده است. بنابراین دما و فشار این سنگ‌های دگرگونی به ترتیب 50 ± 630 درجه سانتی‌گراد و فشار میان ۲ تا ۴ کیلوپار برآورد شده است. برای تأیید درستی این داده‌ها از دما و فشار تشکیل

گارنت: گارنت در این سنگ‌ها فراوان و به رنگ تیره دیده می‌شود. اندازه آن در نمونه دستی گاه به یک سانتی‌متر هم می‌رسد. گارنت‌های درشت معمولاً با کلینوپروکسن هم‌رشدی دارند و خود شکل هستند (شکل ۳- ج) همچنین دانه‌های ایدوبلاستیک گارنت که تا حدودی ریز هستند نیز متبلور شده‌اند. این گارنت‌ها همراه با ولاستونیت دیده می‌شوند (شکل ۴- الف). احتمالاً این دو گارنت از نظر ترکیب شیمیایی با هم متفاوت هستند. گارنت به همراه کلینوپروکسن در برخی مقاطع به وزوویانیت تبدیل شده است. گاه نیز این کانی به کلریت و یا اپیدوت تبدیل شده است. **ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت:** ترمولیت به همراه اپیدوت در درجات پایین دگرگونی شکل گرفته است (شکل‌های ۴- ج). در درجات پایین دگرگونی اپیدوت به همراه کلسیت و کوارتز به صورت گرانوبلاستی دیده می‌شود.

ولاستونیت: این کانی به همراه گارنت‌های ایدوبلاستیک در زیر میکروسکوپ به خوبی قابل تشخیص است (شکل‌های ۴- ت و ث).

وزوویانیت: معمولاً به رنگ خاکستری و با خاموشی مایل و گاهی نیز ایزوتروپ دیده می‌شود. حالت ایزوتروپی معمولاً بر اثر دگرگونی پس‌رونده و احتمالاً افزایش آب ایجاد شده است. این کانی در برخی مقاطع به همراه ولاستونیت و کلینوپروکسن دیده می‌شود (شکل ۴- پ).

۳-۳. رگه‌های کوارتزی دارای زویزیت-کلینوزویزیت در مررها

رگه‌های حاصل از سردشدن و ته‌نشینی مواد معدنی موجود در سیال‌های دگرگونی معمولاً سنگ‌های دگرگونی را قطع می‌کنند. این رگه‌ها به طور معمول از کوارتز و یا کلسیت با مقدار کمتری از دیگر کانی‌ها تشکیل شده‌اند و اندازه آنها از چند میلی‌متر تا چند متر تغییر می‌کند. کانی‌شناسی رگه‌ها و مجموعه‌های همراه آنها نشان می‌دهد که رگه‌ها به احتمال در درجات دگرگونی مربوط به رخساره‌های آلپیت-اپیدوت-هورنفلس و هورنبلند-هورنفلس تشکیل شده‌اند. کانی‌های زویزیت و کلینوزویزیت به صورت منشوری و کشیده و گاه به صورت تجمعی به اندازه یک تا ده سانتی‌متر در این رگه‌ها تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۲- ت و ث). در کنار این رگه‌ها تجمعی از این کانی‌ها به رنگ قهوه‌ای و به صورت توده‌ای با ستبرای ۵۰ سانتی‌متر سبب ایجاد اپیدوسیت شده است. همچنین رگه‌های تیره رنگی با بیش از ۵۰ درصد ترمولیت-اکتینولیت و با ستبرای حدود ۱۰ تا ۱۵ سانتی‌متر به روی سنگ‌های کالک-سیلیکاتی قرار گرفته‌اند و گسترش بالایی در منطقه دارند. گاهی به اشتباه این سنگ‌ها را شایست‌های استارولیت‌دار نامیده‌اند. اندازه آمفیبول در این سنگ‌ها در نمونه دستی به ۵ سانتی‌متر هم می‌رسد. زمینه این سنگ‌ها که با میکروسکوپ قابل مشاهده است، از کوارتز ریزدانه تشکیل شده و ترمولیت و اکتینولیت به خوبی در آن دیده می‌شوند، گاهی نیز کلریت در این رگه‌ها دیده می‌شود. این رگه‌ها در صحرا به تدریج به رگه‌های دارای اپیدوت تبدیل می‌شوند. کانی‌های فلزی موجود رنگی قهوه‌ای به سنگ داده‌اند.

۴-۴. روش بررسی

پس از مطالعات صحرائی و سنگ‌نگاری، روابط بافتی سنگ‌های آهکی و رسی دگرگون شده بررسی شدند و سپس تعدادی از کانی‌های شاخص سنگ‌های کالک-سیلیکاتی مورد تجزیه SEM در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید چمران قرار گرفتند که نتایج آن در شکل ۵ آورده شده است. کانی‌های موجود در سنگ‌های رسی دگرگون شده نیز با دستگاه CAMECA SX 50 در دانشگاه Bretagne Occidentale کشور فرانسه تجزیه میکروپروپ EPMA شدند که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است.

۵-۵. بحث

۵-۱-۱. محاسبه اکتیویته سیال‌ها در سنگ‌های رسی دگرگون شده منطقه همدان
سنگ‌های رسی دگرگون شده پهنه سیلیمانیت (هورنفلس‌ها) در منطقه همدان در

کانی‌های آب‌دار در طی دگرگونی پس‌رونده و واکنش‌های آب‌گیری
۴- تغییرات مهم در مجموعه کانی‌های سنگ‌های کربناتی

۶- نتیجه‌گیری

- مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده و کالک- سیلیکات‌ها در منطقه چشین همدان با هم متفاوتند. به طوری که، کانی‌های اوج دگرگونی در این سنگ‌ها به ترتیب عبارتند از گارنت، استارولیت، آلومینوسیلیکات‌ها (کیانیت/سیلمانیت)، بیوتیت، کلریت، مسکوویت و کوارتز. مجموعه کانیایی کالک- سیلیکات‌ها نیز شامل گارنت، دیوپسید، ولاستونیت، اپیدوت و آمفیبول هستند که معمولاً به صورت همزمان با یک فاز دگرگونی مجاورتی رشد کرده‌اند.

- با استفاده از تعادل ترمودینامیکی کانی‌ها و واکنش‌های تعادلی چندگانه، فشار و دمای اوج دگرگونی مجاورتی و همچنین اکتیویته سیال‌ها در سنگ‌های کالک- سیلیکاتی به ترتیب ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد، ۴ کیلوپار و کسر مولی CO₂ حدود ۰/۱۷ برآورده شده است. بنابراین کسر مولی H₂O در این نمونه حدود ۰/۸۳ است. - دما، فشار و ترکیب اکتیویته سیال در هورنفلس‌های سیلمانیت‌دار منطقه چشین که در کنار سنگ‌های کالک- سیلیکاتی قرار دارند به ترتیب ۶۲۰ درجه سانتی‌گراد، ۲ تا ۴ کیلوپار و اکتیویته H₂O حدود ۰/۸ تا ۱ برآورد شده است.

- این محاسبات نشان می‌دهد که نتایج به‌دست آمده از سنگ‌های کالک- سیلیکاتی و متاپلیتی در منطقه چشین با هم مطابقت دارند و به طور کلی اکتیویته آب در سیال دگرگونی چیره و کسر مولی CO₂ بسیار پایین است که کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگونی نیز این موضوع را تأیید می‌کند. دما و فشار دگرگونی مجاورتی بالا در این بخش از پوسته همدان بیان‌گر شرایط دگرگونی در رخساره پیروکسن-هورنفلس است.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله، از زحمات هئیت تحریریه، سردبیر و داوران محترم مجله که با نظرات ارزشمند خود باعث بهبود کیفی مقاله شده، کمال سپاسگزاری و تشکر را دارند و همچنین بخشی از این تحقیق با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه شهید چمران اهواز در قالب طرح پژوهشی به شماره ۹۰/۳/۰۲/۱۸۶۷۲ انجام شده است، که نویسندگان کمال سپاسگزاری و تشکر را دارند.

سنگ‌های رسی دگرگون‌شده (هورنفلس‌ها) که در کنار این سنگ‌ها، استفاده شده است، به گونه‌ای که برپایه نظرات بهاری فر و سیاهی در پهنه کوردیریت فلدسپار قلیایی که معادل رخساره پیروکسن- هورنفلس است، دما در حدود ۶۰۶ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ کیلوپار است. بنابراین، به دما و فشار به‌دست آمده در منحنی شکل ۶-b می‌توان تا حد زیادی اطمینان کرد.

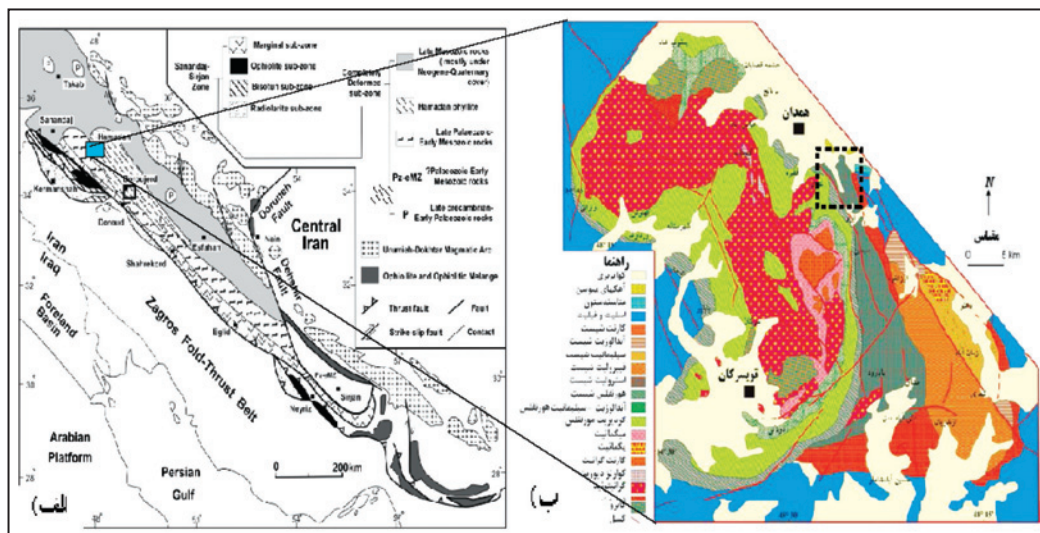
پس از محاسبه دما و فشار در این سنگ‌ها، برای محاسبه اکتیویته سیال‌ها از منحنی‌های T-X_{CO2} و P-X_{CO2} استفاده شده است. از مجموعه کانی‌های موجود در نمونه HA7 برای این محاسبات استفاده شده است. در منحنی T-X_{CO2} از چهار واکنش استفاده شده است که بر روی شکل ۶-c دیده می‌شوند، محاسبات با فرض فشار حدود ۴ کیلوپار انجام گرفته است. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود محلی که واکنش‌ها همدیگر را قطع می‌کنند، دارای دمایی حدود ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و X_{CO2} معادل ۰/۱۷ است. بنابراین کسر مولی H₂O در این نمونه حدود ۰/۸۳ است. منحنی P-X_{CO2} نیز مانند منحنی بالا رسم شده است و از تقاطع سه واکنش که بر روی منحنی (شکل ۶-d) آورده شده است فشار و کسر مولی CO₂ برآورد شده است. بر اساس این محاسبات فشار حدود ۴ کیلوپار و X_{CO2} حدود ۰/۱۷ است که با دیگر داده‌ها در بالا همخوانی کامل دارد.

۵- تقسیم‌بندی تغییراتی که ضمن دگرگونی در سنگ‌های آهکی ایجاد شده است

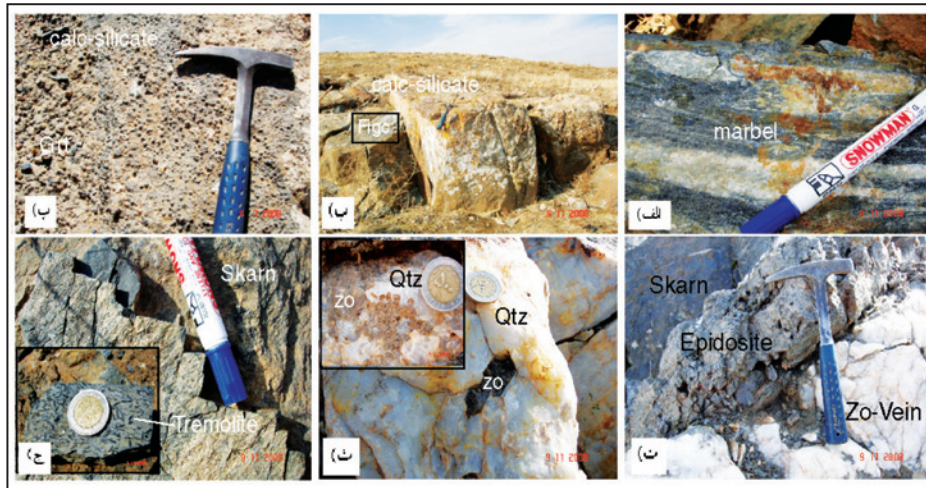
- ۱- تغییر شکل: ایجاد ماکل پلی‌سنتیک در کربنات‌های موجود در مرمرها.
- ۲- تبلور دوباره: سبب تشکیل مجموعه‌های سه‌تایی از کانی کلسیت و دولومیت شده که در آن مرز میان دانه‌ها با یکدیگر زوایای ۱۲۰ درجه می‌سازند.
- ۳- افزایش در اندازه دانه‌ها: این تغییر به دلیل کاهش تعداد دانه‌ها در واحد حجم انجام می‌شود.
- ۴- تغییرات کانی‌شناسی: در طی دگرگونی مجاورتی سنگ‌های آهکی خالص (مرمرها) به سنگ‌های کالک- سیلیکاتی و اسکارن‌ها تبدیل شده و کانی‌های گارنت، دیوپسید، ترمولیت/اکتینولیت، اپیدوت‌ها و غیره در آنها به‌وجود آمده‌اند.

۵-۴. شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری بیان‌گر وجود سیال‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی الوند

- ۱- میانبارهای سیال اولیه ۲- رگه‌ها ۳- جایگزینی کانی‌های بدون آب به‌وسیله

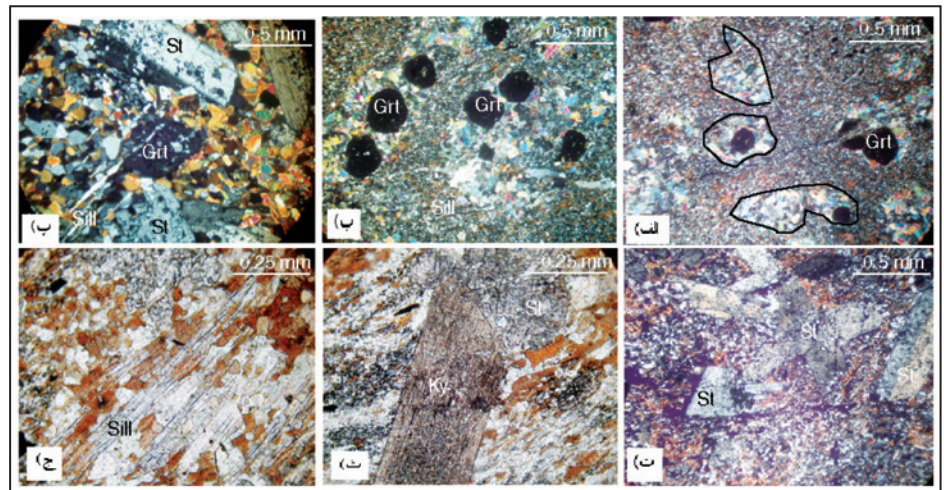


شکل ۱- الف) موقعیت پهنه سندج- سیرجان و منطقه مورد مطالعه و ب) نقشه زمین‌شناسی کمپلکس الوند و هاله دگرگونی پیرامون آن (با تغییراتی از بهاری فر، ۱۳۸۳). سنگ‌های کالک- سیلیکاتی در بخش شمال خاوری توده الوند رخنمون دارند.

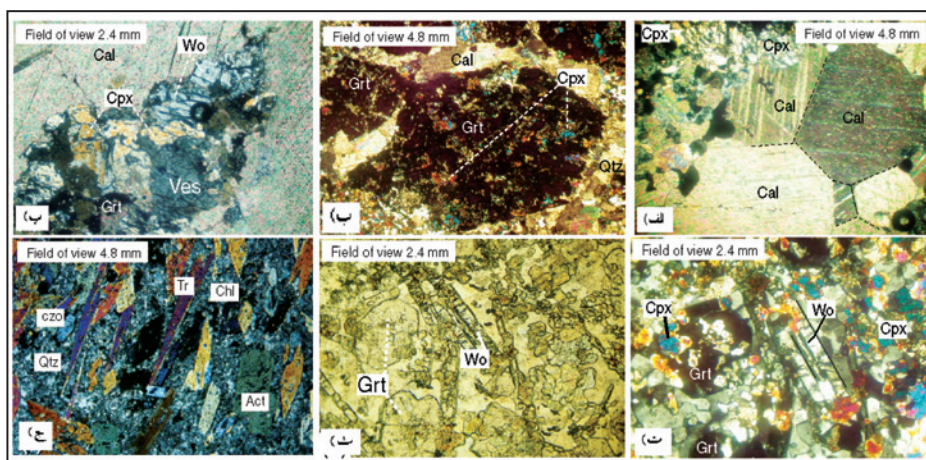


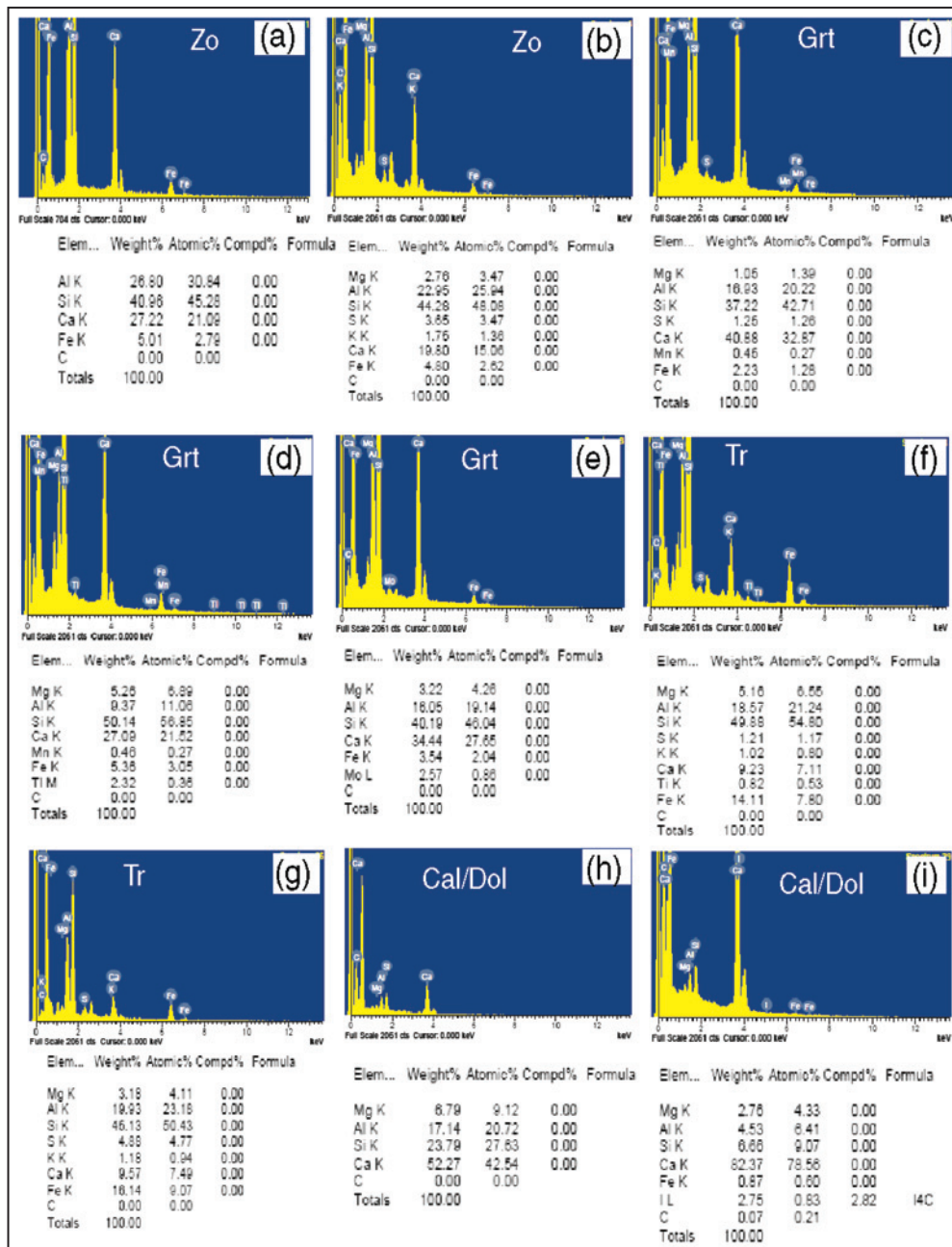
شکل ۲- الف و ب) رخنمون سنگ‌های مرمر و کالک-سیلیکاتی در صحرا، پ) دانه‌های درشت گارنت در سنگ‌های دگرگونی کالک-سیلیکاتی، ت) سنگ اپیدوسیت که به طور کامل از اپیدوت تشکیل شده است و به همراه سنگ‌های دگرگونی و رگه‌های کوارتزی دیده می‌شود، ث) بلورهای درشت زویزیت در رگه‌های کوارتزی کنار با سنگ‌های دگرگونی کالک-سیلیکاتی و ج) بلورهای درشت ترمولیت-اکتیولیت که به صورت لایه‌ای با استرای قرار ۱۵ تا ۲۰ سانتی‌متر بر روی کالک-سیلیکاتی قرار گرفته است.

شکل ۳- الف و ب) جانشینی گارنت، مسکوویت و سیلیمانیت (فیبرولیت) به جای کوردیریت، پ و ت) حضور استارولیت‌های درشت در هورنفلس‌های چشین، ث) شکل‌گیری کیانیت‌های درشت در هورنفلس‌ها به همراه استارولیت و گارنت و ج) با افزایش دما استارولیت به طور کامل از بین می‌رود و سیلیمانیت‌های منشوری درشت به همراه گارنت در هورنفلس شکل می‌گیرند.

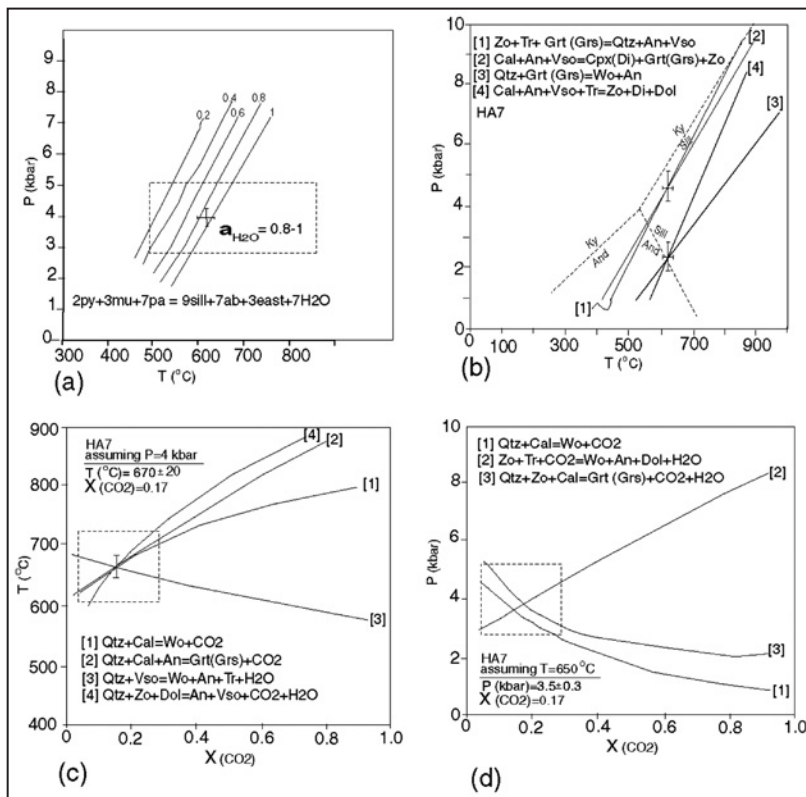


شکل ۴- الف) دانه‌های درشت کلسیت که مرز سه‌گانه آنها زاویه ۱۲۰ درجه را نشان می‌دهد و به همراه کلینوپیروکسن در طی دگرگونی مجاورتی متبلور شده‌اند (XPL)، ب) هم‌رشدی بلورهای درشت و شکل‌دار گارنت با کلینوپیروکسن (XPL)، پ) مجموعه کانی‌های ولاستونیت، وزوویانیت، دیوپسید و گارنت که در زمینه‌ای تشکیل شده از کلسیت در طی دگرگونی پیش‌رونده متبلور شده‌اند (XPL)، ت و ث) مجموعه کانی‌های ولاستونیت، گارنت و کلینوپیروکسن که در حال تعادل هستند و سنگ بافت گرانوبلاست نشان می‌دهند (XPL)، ج) بلورهای منشوری شکل ترمولیت-اکتیولیت به همراه کوارتز و کلریت (XPL).





شکل ۵- نتایج تجزیه شیمیایی SEM که روی سنگ‌های کالک-سیلیکاتی چشین انجام شده است، زویزیت (Zo)، گارنت (Grt)، ترمولیت (Tr)، وکسیت و دولومیت (Cal/Dol).



شکل ۶- (a) محاسبه اکتیویته آب در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده منطقه چشین همدان (پیش‌تر دما و فشار مستقل از اکتیویته آب محاسبه شده‌اند). علائم اختصاری کانی‌ها عبارتند از کوآرتز=Q، مسکوویت=mu، پاراگونیت=pa، آلیت=ab، استونیت=east و آلماندین=alm. (b) منحنی P-T که واکنش‌های تعادلی چندگانه حاصل از برنامه ترموکالک بر روی آن رسم شده است. دما حدود ۶۰۰ تا ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حدود ۲/۵ تا ۴ کیلو بار است. منحنی پایداری آل‌مینوسیلیکات‌ها برای مقایسه نشان داده شده که بیانگر پهنه سیلیمانیت برای دگرگونی است، (c) منحنی T-XCO₂ که با استفاده از تقاطع منحنی‌های تعادلی موجود در سنگ‌های کالک-سیلیکات دمای ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد و کسر مولی CO₂ ۰/۱۷ را برای سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد و (d) منحنی P-XCO₂ فشار ۳/۵ کیلو بار و کسر مولی CO₂ ۰/۱۷ را برای سنگ‌های کالک-سیلیکات نشان می‌دهد.

جدول ۱- نتایج تجزیه میکروپروپ کانی‌های بیوتیت، گارنت، استارولیت و فلدسپار موجود در هورنفلس‌های رسی چشین.

Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Crd	Crd	Grt	Grt	Grt	St	St	fsp	fsp	Fsp
SiO ₂	35.45	35.45	35.20	35.30	48.09	48.42	37.25	37.30	37.20	26.70	27.75	59.94	45.99	46.35
TiO ₂	3.02	3.10	3.20	3.25	0.01	0.01	0.04	0.03	0.00	0.45	0.70	0.03	0.01	0.05
Al ₂ O ₃	17.63	17.95	17.93	18.24	32.29	32.92	21.04	21.10	21.07	55.70	53.35	25.07	34.56	34.33
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.12	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	1.26	1.17	0.86	1.46	1.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	20.51	21.30	20.80	21.24	9.35	9.00	28.00	36.20	31.16	11.75	14.40	0.05	0.37	0.22
MnO	0.15	0.18	0.11	0.00	0.60	0.45	9.56	1.12	6.20	0.05	0.30	0.07	0.02	0.00
MgO	9.34	8.09	8.30	8.55	6.58	7.11	1.02	1.95	2.75	0.95	1.40	0.01	0.00	0.02
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.04	2.80	2.42	1.74	0.00	0.00	6.98	17.67	17.91
ZnO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.16	0.18	0.00	0.00	0.00	2.18	0.10	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.11	0.06	0.11	0.10	0.16	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	7.75	1.34	1.44
K ₂ O	9.54	9.74	9.98	10.02	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00
Totals	95.87	95.87	95.63	96.710	98.48	99.17	99.70	100.0	99.95	97.65	97.90	100.02	99.96	100.33
		11 (O)			18 (O)			12 (O)			8 (O)			
Si	2.702	2.716	2.703	2.683	4.997	4.978	2.998	2.970	2.967	7.47	7.82	2.672	2.119	2.128
Ti	0.171	0.179	0.185	0.186	0.001	0.001	0.012	0.002	0.000	0.10	0.15	0.00	0.00	0.00
Al	1.580	1.621	1.623	1.634	3.955	3.989	2.032	1.969	2.002	18.37	17.74	1.317	1.876	1.857
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe(3+)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.098	0.091	0.053	0.089	0.065	0.00	0.00	0.000	0.000	0.000
Fe(2+)	1.302	1.365	1.336	1.350	0.812	0.773	2.401	2.113	2.107	2.75	2.77	0.002	0.014	0.008
Mn	0.010	0.012	0.007	0.000	0.053	0.039	0.258	0.324	0.331	0.12	0.07	0.003	0.001	0.000
Mg	1.060	0.924	0.950	0.970	1.019	1.090	0.293	0.399	0.393	0.41	0.60	0.001	0.000	0.002
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.004	0.059	0.135	0.135	0.00	0.00	0.333	0.872	0.881
Na	0.010	0.000	0.000	0.016	0.032	0.036	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.670	0.120	0.128
K	0.931	0.952	0.978	0.971	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.00	0.007	0.000	0.000
Totals	7.800	7.776	7.798	7.808	11.00	11.00	8.000	8.000	8.000	29.23	29.15	5.006	5.003	5.000
X _{Mg(M2)}	0.341	0.298	0.309	0.313										
X _{Mg(M1)}	0.380	0.327	0.333	0.343										
X _{Al(T2)}	0.647	0.642	0.648	0.659										
X _{Al(M2)}	0.145	0.168	0.163	0.158										
M _(Mg+Fe)	0.455	0.404	0.416	0.418			0.109	0.159	0.157					

کتابنگاری

- بهارى فر، ع. ۱۳۸۳ - پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- سپاهی گرو، ع. ۱۳۷۸ - پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- صادقیان، م. ۱۳۷۳ - بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

References

- Agard, P., Goffe, B., Touret, J. L. R. & Vidal, O., 2000- Retrograde mineral and fluid evolution in high-pressure metapelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 296-316.
- Ague, J. J., 2002- Gradients in fluid composition across metacarbonate layers of the Wepawug Schist, Connecticut, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 38-56.
- Ague, J. J., 2003- Fluid infiltration and transport of major, minor and trace elements during regional metamorphism of carbonate rocks, Wepawug Schist, Connecticut, USA. *American Journal of Science* 303, 753-816.
- Alavi, M., 2004 - Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its pro foreland evolution. *American Journal of Science* 304, 1-20.
- Cartwright, I. & Oliver, N. H. S., 1992- Direction of fluid flow during contact metamorphism around the Burstall Granite. Australia. *Journal of the Geology Society of London* 149, 693-696.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1987- Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 113-117.
- Ganguly, J. & Saxena, S., 1984- Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications to geothermobarometry. *American Mineralogist* 69, 88-97.
- Helffrich, G. & Wood, B., 1989- Subregular model for multicomponent solutions. *American Mineralogist* 74, 1016-1022.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998- An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* 16, 309-343.
- Karimzadeh Somarin, A., 2004- Garnet composition as an indicator of Cu mineralization: evidence from skarn deposits of NW Iran. *Journal of Geochemical exploration*. 81, 47-57.
- Masters, R. L. & Ague, J. J., 2005- Regional-scale fluid flow and element mobility in Barrow s metamorphic zones, Stonehaven, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150, 1-18.
- Moazzen, M., Oberhänsli, R., Hajjialioghli, R., Möller, A., Bousquet, R., Droop, G. T. R. & Jahangiri, A., 2009- Peak and post-peak P -T conditions and fluid composition for scapolite clinopyroxene- garnet cac-silicate rocks from the Takab area, NW Iran. *European Journal of Mineralogy* 21, 149-162.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 21, 397-412.
- Sepahi, A. A., Whitney, D. L. & Baharifar, A. A., 2004- Petrogenesis of And-Ky-Sil veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 22(2) 119-134.
- Spear, F. S., 1993- *Metamorphic phase equilibria and pressure temperature-time paths*. Monograph, Mineral. Soc. Amer., Washington, DC, 799 p.
- Vernon, R. H. & Clarke, G. L., 2008- *Principles of Metamorphic Petrology*. Cambridge. Cambridge University Press.
- Vernon, R. H., 2004- *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge. Cambridge University Press.