

بررسی دگرگونی پسرونده در سنگ‌های کالک- سیلیکات در هاله دگرگونی الوند

هاله قربانی^{۱*}، محسن موذن^۲ و عادل ساکی^۳

۱. دانشجوی دکترای گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، ایران

۳. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۹/۰۴

تاریخ پذیرش: ۹۴/۱۱/۲۸

چکیده

باتولیت الوند به سن ژوراسیک، با نفوذ در سنگ‌های آهکی سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی شده است. هورنفلس‌های کالک-سیلیکات به همراه تنوع زیادی از هورنفلس‌های رسی و مافیک در اثر نفوذ توده الوند تشکیل شده‌اند. بر اساس درصد مدال کانی‌ها، سنگ‌های کالک-سیلیکات موجود در منطقه به گروه‌های مختلفی تقسیم شده‌اند. با توجه به مطالعات پتروگرافی، مشخص شد که سنگ‌های کالک-سیلیکات در منطقه همدان طی دو مرحله دگرگونی پیش‌رونده و پسرونده تشکیل شده‌اند، به طوری که در ابتدا دگرگونی پیش‌رونده و اوج دگرگونی رخ داده، که باعث ایجاد کانی‌های بی‌آب مانند پیروکسن، گارنت و وزوویانیت شده است. به دنبال آن، طی کاهش دما و حضور مقادیر قابل توجه سیال، دگرگونی پسرونده در دمایی پایین‌تر رخ داده است که در طی آن مجموعه‌ای از کانی‌های آبدار شامل ترمولیت-اکتینولیت، زوئیزیت، کلریت، اپیدوت و مقادیری از کانی‌های اکسیدی مانند هماتیت و گرافیت تشکیل شده است. کانی ترمولیت و اپیدوت در شرایط دگرگونی درجه پایین شکل گرفته‌اند. در نتیجه دگرگونی پسرونده کانی‌های ترمولیت، اپیدوت و زوئیزیت و سایر کانی‌های آبدار، جایگزین کانی‌های اوج دگرگونی شده‌اند. سنگ‌های حاصل این دگرگونی شامل انواع متفاوتی از کالک-سیلیکات‌ها مانند اپیدوت کالک-سیلیکات و اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت و زوئیزیت کالک-سیلیکات می‌باشد. دگرگونی پسرونده در منطقه سبب شده است تا در امتداد مرز دانه‌ها و در امتداد نقاط ضعف، مانند سطوح کلیواژ یا شکستگی‌ها (گارنت) دگرسانی ناقصی گسترش یابد. علاوه بر این در سنگ‌های موجود در منطقه بافت‌هایی مانند سیمپلکتیت دیده می‌شود که با افت دما هماهنگ می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: باتولیت الوند، دگرگونی پسرونده، فرایندهای دگرگونی، کالک-سیلیکات، همدان.

مقدمه

دگرگونی ناحیه‌ای که تا رخصاره شیست سبز و آمفیبولیت پیش رفته، قرار گرفته‌اند. نفوذی‌ها، شامل گرانیت‌ها معمولاً مرتبط با هاله مجاورتی هستند که به وسیله میگماتیت‌ها، بافت‌های هورنفلسی و مجموعه کانی‌هایی

همه سنگ‌های دگرگونی در منطقه پیش از دگرگونی مجاورتی ناشی از نفوذ باتولیت الوند، تحت تأثیر یک

* نویسنده مرتبط: haleh_ghorbani@tabrizu.ac.ir

مقدار H_2O , CO_2 در سیالات دگرگونی بسیار حساس هستند و این نشان‌دهنده اهمیت ترکیب سیالات در طول دگرگونی این سنگ‌ها است (Moazzen et al., 2009). بنابراین مطالعه سنگ‌های کالک - سیلیکات مهم به نظر می‌رسد. در این تحقیق سعی شده است با در نظر داشتن رخنمون این سنگ‌ها در اطراف باتولیت الوند، که با استفاده از مجموعه کانیاپی در طول فرایند دگرگونی مجاورتی تشکیل شده است، شرایط فیزیوشیمیایی و دمای تشکیل سنگ‌های کالک - سیلیکات مورد مطالعه قرار گیرد.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مطالعاتی از لحاظ تقسیمات جغرافیایی در استان همدان در غرب کشور، بین طول‌های جغرافیایی 48° و 47° تا 28° و 49° شرقی و عرض‌های جغرافیایی 34° تا 44° و 35° شمالی قرار دارد. ناحیه همدان از دیدگاه زمین‌شناختی ساختاری (Stocklin, 1968) در محدوده‌ی زون سنندج - سیرجان جای گرفته است. زون سنندج - سیرجان پرتکاپوترین پهنه ساختاری ایران است که فازهای دگرگونی و ماگماتیسم مهمی را پشت سر گذاشته است. این زون میزبان توده‌های گرانیب زیادی از جمله باتولیت الوند می‌باشد، دارای طولی در حدود ۱۵۰۰ و عرض حدود ۲۰۰ کیلومتر است که از شمال غرب تا جنوب شرق کشور ادامه دارد (شکل ۱-ا). سنگ‌های آذرین و دگرگونی در منطقه همدان و به‌خصوص در مجاورت باتولیت الوند مورد توجه زمین‌شناسان متعددی قرار گرفته و تاکنون درباره کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی این منطقه پژوهش‌های زیادی صورت گرفته است (زرعیان و همکاران، ۱۳۵۰؛ بهاری فر، ۱۳۸۳؛ صادقیان، ۱۳۷۳؛ قربانی، ۱۳۹۳؛ Sepahi et al., 2004; Saki, 2011; Saki et al., 2012). وجود مسئله دگرگونی ناحیه‌ای و تکتونیک فعال (به سبب وجود راندگی‌های متعدد) موجب پیچیدگی وضع ساختمانی در این منطقه شده است و به لحاظ وضع تکتونیکی خاص این زون ساختاری، ارتباط واحدهای رسوبی به‌طور معمول گسله است. گسل موجود در منطقه برداشت نمونه‌ها، گسل چشین - سیمین می‌باشد که این گسل با روند کلی شمال

که جایگزین کانی‌های پیشین شده‌اند، تعریف می‌شوند (Baharifar et al., 2004; Saki., 2011؛ بهاری فر، ۱۳۷۶) سنگ‌های میگماتیکی در جنوب باختر باتولیت الوند قرار دارند. بیشترین مطالعات در همدان بر روی سنگ‌های آذرین و یا سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای بوده است. البته در بعضی مناطق استان همدان به مطالعه اسکارن‌های تشکیل شده در طی دگرگونی ناحیه‌ای نیز پرداخته شده است (نادری و مسعودی، ۱۳۹۱) اما هورنفلس‌های کالک - سیلیکات تشکیل شده در هاله دگرگونی الوند واقع در روستای چشین، کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند.

مطالعه سنگ‌های آهکی دگرگون شده با این که فقط بخش کوچکی از پوسته زمین را تشکیل می‌دهند، اما چون دگرگونی آن‌ها اطلاعات مهمی در مورد ترکیب فاز سیال در حین تبلور ماگما، تأثیر آن بر پایداری مجموعه کانی‌های دگرگونی و شرایط P, T و تشکیل هورنفلس‌ها به دست می‌دهند اهمیت قابل ملاحظه‌ای دارند (Spear, 1993). کربنات‌های دگرگونی به‌طور بخشی با سنگ‌های مجاور خود (سنگ‌های رسی دگرگون شده) در حال تعادل نمی‌باشند. تراوش سیالات آبی، سبب گسترش واکنش‌های دگرگونی، به‌خصوص در کربنات‌هایی می‌شود که در مرز هستند (Agu, 2002). به‌علاوه مجموعه کانی‌های خاصی مانند وزوویانیت، زوئیزیت و کوارتز معمولاً در سنگ‌های کالک - سیلیکات‌های که تحت نفوذ سیالات غنی از آب قرار گرفته‌اند به وجود می‌آیند (Cartwright and Oliver, 1992). واکنش‌ها و مجموعه کانی‌های تشکیل شده در دگرگونی مجاورتی به‌طور طبیعی به‌خصوصیات سنگ‌های نفوذی و میزبان، ترکیب سیالات متاسوماتیسم کننده، فشار کل و رژیم دمایی مربوط می‌شوند (Meinert, 1998). اگر سیالات 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. در مطالعه‌ی سنگ‌های کالک - سیلیکات تعادل فازهای کانی‌شناسی در حضور مخلوطی از سیال H_2O و CO_2 بررسی می‌شود (Spear, 1993). مجموعه کانی‌ها در سنگ‌های کالک - سیلیکات، به

گاهی همزمان نیز شکل گرفته باشند (سپاهی، ۱۳۸۷).

گرانیت الوند

این گرانیت دارای بافت پورفیری بسیار مشخص می‌باشد، به طوری که بلورهای میکروکلین پرتیت در آن گاهی به درازای ده سانتی‌متر می‌رسد. از ویژگی‌های شایان توجه این گرانیت وجود بیگانه سنگ‌هایی از جنس گروناپتیت و از بیگانه سنگ‌های بسیار میکادار و بیگانه بلورهایی از آندالوزیت، سیلمانیت، کردیریت و گارنت است. گاهی بیگانه سنگ‌هایی از جنس گابرو نیز در آن دیده می‌شود. کانی‌های سازنده این سنگ‌ها عبارتند از: فلدسپات‌های قلیایی، کوارتز، بیوتیت، کمی گارنت، آندالوزیت، سیلمانیت و کردیریت که کانی‌های اخیر بیگانه بلورند (اقلیمی، ۱۳۷۹). فلدسپات‌های قلیایی از نوع ارتوز و میکروکلین و پلاژیوکلازها از جنس آلبیت تا الیگوکلازند. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها عبارتند از: زیرکن، آپاتیت، تورمالین، آلانیت و کانی‌های تیره. از دیدگاه تقسیمات سنگ‌نگاشتی این سنگ‌ها گرانیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت هستند و همه آن‌ها مزوکرات‌اند. در درون این توده گرانیتی و بیش‌تر در حاشیه آن بخش‌هایی دیده می‌شود که ترکیب آن‌ها تونالیتی و کوارتز دیوریتی است (اقلیمی، ۱۳۷۹). به‌طور کلی دو دسته اصلی سنگ در منطقه همدان وجود دارد (شکل ۱-ب) که عبارتند از:

۱. سنگ‌های آذرین: سنگ‌های آذرین این مجموعه شامل سنگ‌های مافیک (گابرو، الیوین گابرو، گابرو نوریت، دولریت)، حد واسط (دیوریت، کوارتز دیوریت، میکرو دیوریت)، فلسیک (گرانیت‌ها، گرانودیوریت، تونالیت، پگماتیت و آپلیت) و تعدادی دایک‌های دولریتی و کوارتز دولریتی است که سن آن‌ها به ترتیب از ۱۸۰ تا ۶۰ میلیون سال قبل در نظر گرفته شده است (سپاهی، ۱۳۷۸).

۲. سنگ‌های مجموعه دگرگونی همدان که در مراحل مختلف دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی تشکیل شده‌اند: سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای: این سنگ‌ها به سن پالئوژئیک تا اوایل ژوراسیک، قدیمی‌ترین تشکیلات زمین‌شناسی منطقه را تشکیل داده‌اند که اغلب شامل: اسلیت، فیلیت و انواع شیست‌ها هستند. در مورد نوع

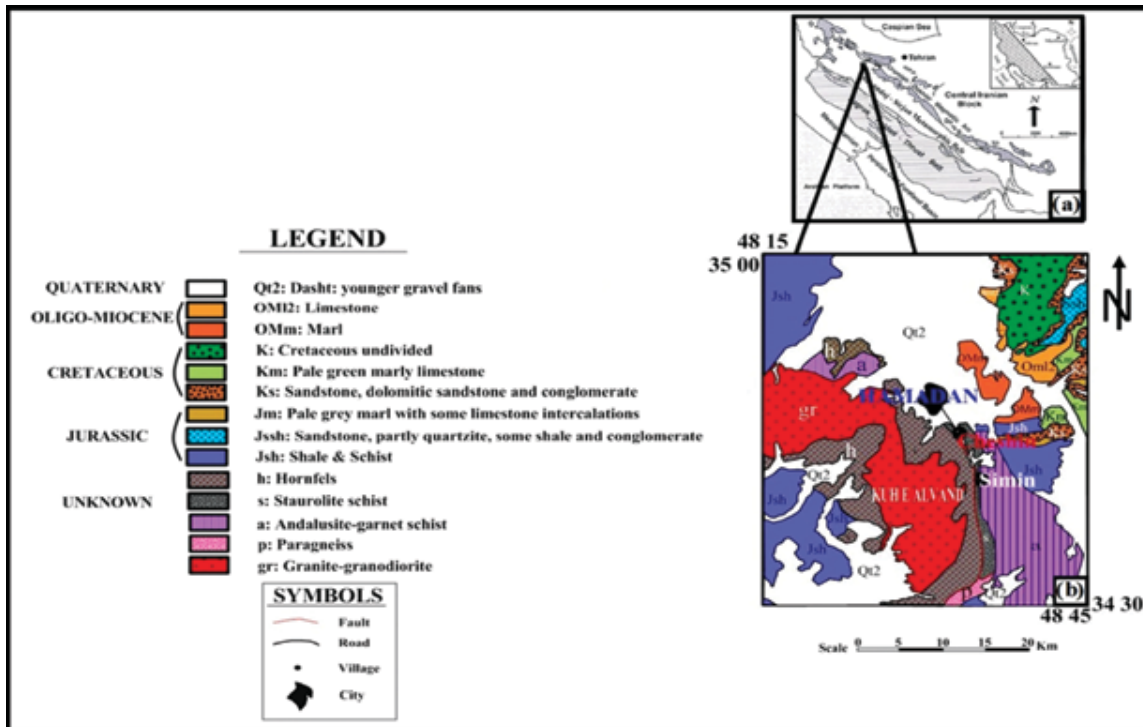
باختری- جنوب خاوری و به درازای ۱۵ کیلومتر، تا روستای سیمین، مرز میان دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی امتداد یافته است. و در دره ارزان فود با گسل دیگر با راستای NE-SW هم‌جهت می‌گردد. شیب گسل NE ۷۰ و سازوکار آن معکوس می‌باشد (اقلیمی، ۱۳۷۹).

مجموعه پلوتونیک الوند

مجموعه پلوتونیک الوند در بخش شمالی نوار دگرگونی سنندج - سیرجان، یکی از توده‌های نفوذی مهم به شمار می‌آید (Mohajjel et al., 2003). باتولیت الوند در محیط زمین‌ساختی مرتبط با کمان قاره‌ای در یک رژیم کششی در طی فرورانش اقیانوس نئوتتیس به زیر سنندج - سیرجان نفوذ کرده است (Shahbazi et al., 2010). این توده از گرانیتوئیدهای پورفیری، گرانیتوئیدهای لوکوکرات و سنگ‌های مافیک تشکیل شده است (سپاهی، ۱۳۷۸). توده‌های آذرین مافیک تا حد واسط (الیوین گابرو، گابرو، گابرو نوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت و تونالیت) قدیمی‌تر از پلوتون‌های گرانیتی مشتق شده از پوسته (باتولیت الوند) در منطقه هستند (Valizadeh and Cantagrel, 1975)، اما همه نفوذی‌ها در طی ژوراسیک شکل گرفته‌اند (Shahbazi et al., 2010). نتایج سن سنجی U-Pb نشان داده است که تمام گرانیتوئیدها در طی ژوراسیک و پیش از کرتاسه به وجود آمده‌اند (Shahbazi et al., 2010). منشأ بخش‌های گرانیتی و گابرویی توده توسط محققان مختلف مورد مطالعه قرار گرفته است. سپاهی (۱۳۷۸) منشأ سنگ‌های گابرویی، دیوریتی و تونالیتی الوند را ماگمای تولتی با منشأ گوشته‌ای و منشأ گرانیت‌های پورفیروئید را پوسته‌ای در نظر گرفته است. اشراقی (۱۳۸۲) سنگ‌های حد واسط الوند را به فرآیند متاسوماتیسم مربوط به تأثیر سیالات گرانیتی بر روی گابروها مرتبط می‌داند. با این که در مجموعه الوند سنگ‌های مافیک - حد واسط (گابروها، دیوریت‌ها و تونالیت‌ها)، اغلب قدیمی‌تر از سنگ‌های فلسیک (گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها) هستند و بین آن‌ها گسستگی کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی دیده می‌شود، ولی شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد ماگماهای مافیک و فلسیک در طول حیات خود

انواع شیست‌های لکه‌دار و هورنفلس‌ها می‌باشند در اطراف توده نفوذی الوند قرار دارند. هورنفلس شیست‌ها و هورنفلس‌ها تنوع زیادی دارند. میگماتیت‌های منطقه را نیز می‌توان به دو دسته سیلیمانیت میگماتیت و کردیریت میگماتیت رده‌بندی کرد (Saki et al., 2012).

دگرگونی ناحیه‌ای همدان، (صادقیان، ۱۳۷۳) معتقد است نوع دگرگونی‌ها از نوع دما و فشار متوسط، تیپ باروین (کیانیت - سیلیمانیت) می‌باشد. بهاری فر (۱۳۷۶) نوع دگرگونی ناحیه‌ای سنگ‌های منطقه همدان را فشار پایین- دما بالا و مربوط به یک قوس ماگمایی می‌داند. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی: این سنگ‌ها که شامل

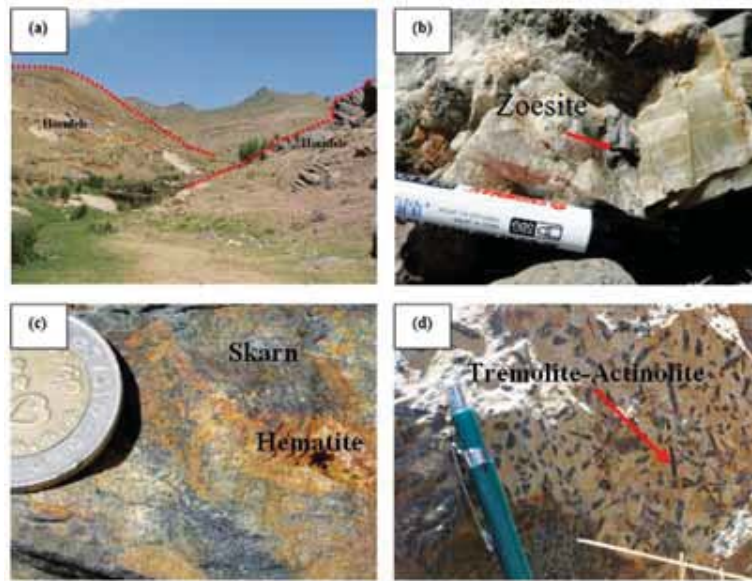


شکل ۱. (a). موقعیت زمین ساختی زون‌ها در باختر ایران (Mohajjel et al., 2003)، موقعیت زون سنندج - سیرجان و منطقه مورد مطالعه، (b). نقشه زمین‌شناسی کمپلکس الوند و هاله دگرگونی اطراف آن. سنگ‌های کالک - سیلیکاته در قسمت شمال شرقی توده الوند رخنمون دارند (برگرفته با اندکی تغییرات از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ همدان)

مطالعات صحرایی

است که با چشم غیرمسلح نیز قابل مشاهده است (شکل ۲- b, d). اثر دگرگونی پسرونده و به‌طور کلی تأثیرات ناشی از ورود سیالات گرمایی حاصل از توده‌های اسیدی در منطقه مورد مطالعه سبب گسترش کانه‌زایی و تشکیل کانی‌های اکسیدی مانند هماتیت شده است (شکل ۲- c). پس از بررسی مقدماتی نمونه‌های صحرایی به‌دست‌آمده از میان نمونه‌های جمع‌آوری‌شده ۳۲ نمونه که مناسب‌ترین سنگ‌ها از نظر شرایط هوازدگی و دگرسانی بوده‌اند، برای تهیه مقاطع نازک و بررسی‌های سنگ‌شناسی انتخاب و تفکیک شدند.

سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در روستای چشین واقع در استان همدان انواع متنوعی از هورنفلس‌ها هستند که با فاصله گرفتن از توده نفوذی الوند درجه دگرگونی این سنگ‌ها کاسته می‌شود. هورنفلس‌های کالک- سیلیکات به وسعتی در حدود چندین متر در مجاورت شیست‌ها و هورنفلس‌های دیگر در منطقه مطالعاتی رخنمون دارند (شکل ۲- a). رنگ سبز در بعضی سنگ‌ها به دلیل حضور کانی‌های فرومنیزین اپیدوت، ترمولیت/ اکتینولیت (شکل ۲- d) است. در این سنگ‌ها اندازه برخی از بلورها به‌گونه‌ای



شکل ۲. (a) رخنمون هورنفلس‌ها در منطقه مورد مطالعه، دید به سمت جنوب، (b) بلور درشت زوئیزیت در مجاورت کلسیت در سنگ‌های کالک-سیلیکات، (c) کانه زایی هماتیت طی دگرگونی پسرونده در منطقه مورد مطالعه، (d) جهت‌گیری بلورهای ترمولیت-اکتینولیت در نمونه دستی

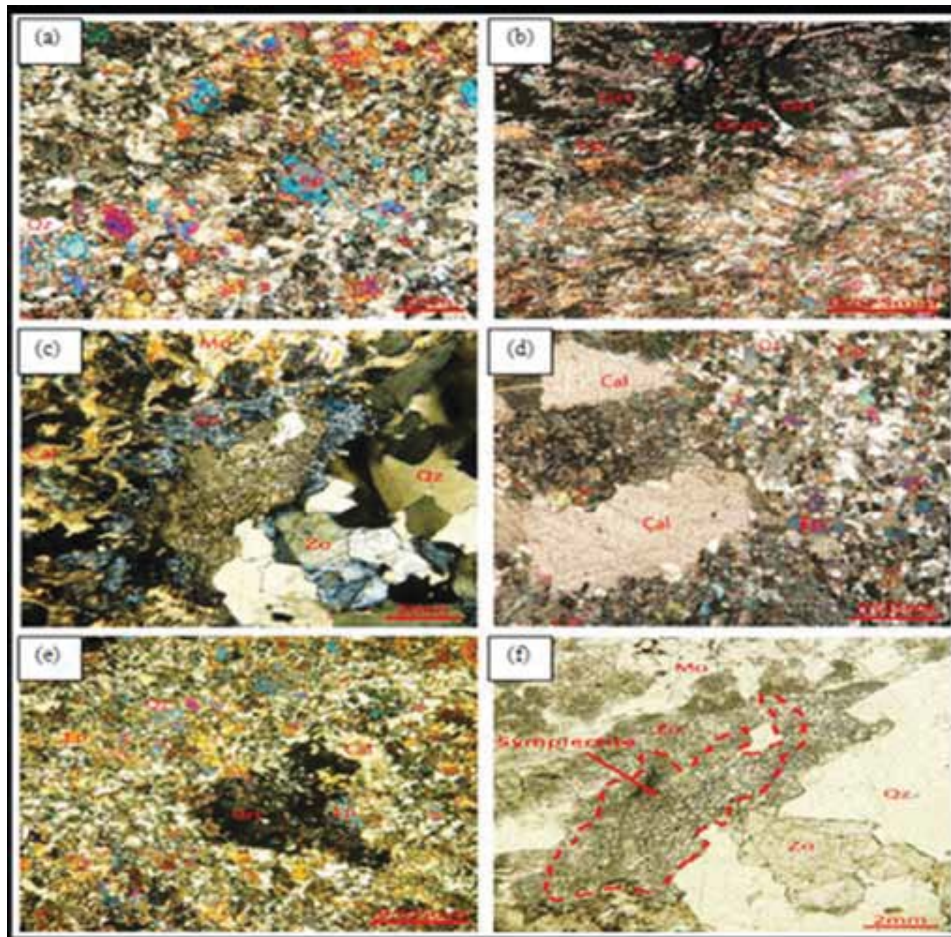
پتروگرافی

و نیز محدود بودن آن‌ها به مرز بعضی از کانی‌ها، تحرک بسیار کم مواد را مشخص می‌کند. حضور چنین بافتی در سنگ‌های دگرگونی نشان‌دهنده عدم تعادل است و در پی افت و کاهش دما، ناشی از دگرگونی پسرونده تشکیل می‌گردد. در این سنگ‌ها کانی کلسیت با رخ رومبوندری ویژه خود دارای اندازه متغیر از ریزبلور تا درشت‌بلور بوده و دارای اشکالی متفاوت از ایدئوبلاستی تا زینوبلاستی می‌باشد (شکل ۳-d). کانی‌های اپیدوت به صورت بلورهای بسیار کوچک در محل مرز دانه‌های کلسیت (شکل ۳-a-e) و یا در گارنت به صورت هم‌رشدی و یا در حواشی آن تشکیل شده‌اند. کوارتزها با خاموشی موجی (شکل ۳-c) خود اغلب دارای بافت مضرسی و بی‌شکل در بین کانی‌های دیگر می‌باشند. مسکوویت (شکل ۳-f) در مقادیر فرعی در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. ترمولیت-اکتینولیت را معمولاً با توجه به رخ و شکل کشیده‌ای که دارند به خوبی می‌توان تشخیص داد. جهت‌گیری موازی کانی‌های آمفیبول در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه مرز بین دو پروتولیت رسی و آهکی از نظر تنوع کانی‌شناسی مشخص و واضح است به طوری که کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت، زوئیزیت در اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند.

سنگ‌های کالک-سیلیکات مطالعه شده علاوه برداشتن کلسیت و کوارتز دارای مقادیر بالایی کانی‌های سیلیکات آلومینیوم مانند وزوویانیت، ترمولیت-اکتینولیت، گارنت و اپیدوت حاصل دگرگونی مجاورتی می‌باشند (شکل ۳-a, c) (جدول ۱). در این سنگ‌ها کانی‌های کالک-سیلیکات فازهای اصلی را تشکیل می‌دهند که در تمامی پارائزها کانی‌های کوارتز، کلسیت و کانی تیره به‌عنوان فازهای اضافی در سیستم در نظر گرفته شده است (شکل ۳-a). بافت میکروسکوپی در این نمونه‌ها اغلب گرانوبلاستیک می‌باشد (شکل ۳-c) ولی در بعضی نمونه‌ها بافت پوئی کیلوبلاستیک، پورفیروبللاستیک (شکل ۳-b)، ایدئوبلاستیک و زینوبلاستیک نیز مشاهده می‌شود و همچنین در بعضی از نمونه‌های بافت سیمپلکتیت به چشم می‌خورد (شکل ۳-f). تشکیل سیمپلکتیت در سنگ‌های دگرگونی منطقه را می‌توان به واکنش بین پورفیروبللاست‌ها نسبت داد. در واقع احتمال دارد که تمرکز محلول‌های غنی از آب در امتداد مرز دانه‌ها در حین سرد شدن یک سنگ و یا نشت محلول‌ها در خلال یک حادثه دگرگونی بعدی، سرعت واکنش‌ها را زیاد کند. ریزدانه بودن هم‌رشدی‌های سیمپلکتیت

و دارای خاموشی مایل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. علاوه بر کانی اپیدوت در این سنگ‌ها زوئیزیت و کلینوزوئیزیت نیز وجود دارند (شکل ۳- c). در مقاطع مطالعه شده گرافیت نیز حضور دارد که مقدار گرافیت در بعضی از نمونه‌ها زیاد و در بعضی دیگر کم می‌باشد. به‌طور کلی گرافیت یک کانی مشخص در سنگ‌های دگرگونی مانند شیست‌های دگرگونی، گنیس، اسلیت‌ها و سنگ‌های آهکی دگرگون شده است و به‌عبارت‌دیگر رنگ خاکستری خیلی از سنگ‌های دگرگونی به علت وجود همین کانی است (سرابی، ۱۳۵۲). مقادیر اندکی کانی فرعی هماتیت در تعدادی از نمونه‌های سنگی به‌صورت پراکنده مشاهده می‌شود.

رگه‌های زوئیزیت- کلینوزوئیزیت دار درون سنگ‌های کربناته و بلافصل سنگ‌های رسی و آهکی دیده می‌شود. کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌های کالک - سیلیکات منطقه همدان شامل اپیدوت، آمفیبول (ترمولیت- اکتینولیت)، کلسیت، گارنت، وزوویانیت و ... به همراه کانی‌های فرعی کلریت، اسفن، گرافیت و هماتیت می‌باشند. اپیدوت‌ها را با برجستگی بالا و بی رفرنزانس بالا می‌توان شناخت. در درجات پایین دگرگونی، اپیدوت به همراه کلسیت و کوارتز به‌صورت گرانوبلاستیک دیده می‌شود (شکل ۳- e). در برخی نمونه‌ها دیوپسید بر اثر دگرگونی پسرونده به ترمولیت تبدیل شده است. وزوویانیت معمولاً با رنگ خاکستری یا آبی



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های کالک- سیلیکات منطقه، (a) تشکیل کانی‌های تقریباً بی‌شکل اپیدوت در زمینه گرانوبلاستیک متشکل از کوارتز و کلسیت (XPL)، (b) بافت پورفیروبلاستیک که در نتیجه قرارگیری بلورهای نسبتاً دانه‌درشت گارنت در زمینه‌ای از اپیدوت، کلسیت تشکیل شده است (XPL)، (c) بافت گرانوبلاستیک بلورهای کلسیت، کوارتز، زوئیزیت و مسکوویت (XPL)، (d) مجاورت بلورهای کلسیت با اندازه‌های متفاوت به همراه اجتماعی از بلورهای کوارتز، اپیدوت (XPL)، (e) تجزیه‌شدگی تقریباً نیمی از گارنت اولیه به اپیدوت و کلسیت (XPL)، (f) تشکیل بافت سیمپلکتیت در اثر دگرگونی پسرونده که توسط بلورهای کوارتز، زوئیزیت و مسکوویت احاطه شده است (PPL)

جدول ۱. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات در همدان. علائم اختصاری کانی‌ها از (Whitney and Evans, 2010) است.

A= Alteration, O= Minor phase (<5%), X= Major phase(>5%)

| Sample No | GR | Cal/Dol | Qz | Ep | Cpx | Hbl | Grt | Zo | Mo | Ves | Act/Tr | Hem | Texture | Rocktype |
|-----------|----|---------|----|----|-----|-----|-----|----|----|-----|--------|-----|-------------------------------------------|--------------------------------|
| Che1C | O | X | X | X | | | X | | | | | X | Poikiloblastic-Granoblastic-Nematoblastic | Cpx- Tr- Act-Grt Calc-silicate |
| Che1D | O | X | X | AX | X | | X | | | O | | | Poikiloblasti-porphiroblastc | Grt-Cpx Calc-silicate |
| Che1E | X | X | X | AX | X | | X | | | | | | Poikiloblasti-porphiroblastc | Cpx-Grt Calc-silicate |
| Che1F | O | X | X | AX | X | | X | | | | | O | Poikiloblasti-porphiroblastc | Cpx-Grt Calc-silicate |
| Che1G | O | X | X | AX | X | | X | | | | | O | Poikiloblasti-porphiroblastc | Cpx-Grt Calc-silicate |
| Che1J | X | X | X | X | | | | X | O | | | O | Granoblastic | Zo- Ep Calc-silicate |
| Che1K | X | X | X | AX | X | | X | X | | | | O | Poikiloblastic-Granoblastic | Cpx- Grt- Zo Calc-silicate |
| Che1L | O | X | X | AX | X | | X | | | | | O | Poikiloblasti-Granoblastic | Cpx- Grt Calc-silicate |
| Che1M | O | X | X | AX | X | O | X | | | | | | Poikiloblastic-Granoblastic | Grt- Cpx Calc-silicate |
| Che3 | O | X | X | AX | | O | | X | O | | X | O | Granoblastic-Symplectic-Nematoblastic | Ep- Tr/Act- Zo Calc- silicate |
| Che 4 | X | X | X | AX | X | | X | O | | | | | Granoblastic-Zinoblastic | Cpx Calc- silicate |
| Che5 | O | X | X | AX | X | | X | | | | | O | Poikiloblasti-porphiroblastc-Granoblastic | Cpx- Grt Calc-silicate |
| Che8 | O | X | X | | X | | X | | | | | O | Poikiloblasti-porphiroblastc-Granoblastic | Grt- Cpx Calc-silicate |

(واکنش‌های ۲، ۳، ۴ و ۶) (شکل ۴).
 ۲. دگرگونی پسروده: این دگرگونی به دنبال اوج دگرگونی رخ داده و ناشی از سرد شدن توده و نفوذ سیالات بوده است. کانی‌های تشکیل شده در این مرحله معمولاً از نوع آبدار مانند اپیدوت، آمفیبول و ... می‌باشند (واکنش ۵ و ۷) (شکل ۳ و ۴- b, e). ترمولیت به همراه اپیدوت در درجات پایین دگرگونی شکل گرفته است. محصولات دگرسانی پسروده مثل کلریت و ترمولیت، به صورت سودومورف‌های کامل در کانی‌های دما بالاتر تشکیل

با توجه به مطالعات پتروگرافی پاراژنرها (جدول ۱)، مشخص گردید که دگرگونی در منطقه مورد مطالعه طی دو مرحله صورت گرفته است:

۱. دگرگونی پیش‌رونده: در مرحله اول که اوج دگرگونی است و به صورت پیش‌رونده رخ داده است اثرهای گرمایی همزمان با جای‌گیری و تبلور توده نفوذی باعث دگرگونی ایزوشیمیایی سنگ‌های کالک- سیلیکات شده و در نتیجه آن کانی‌های بدون آب مانند گارنت، کلینوپیروکسن و وزوویانیت تشکیل گردیده است

مجموعه کانی بدون ترمولیت: این سنگ‌ها خارجی‌ترین بخش هاله‌ی دگرگونی را تشکیل می‌دهند. اپیدوت اولین کانی‌های حاصل از دگرگونی است. بلورهای اپیدوت به صورت دانه‌ای و بی‌شکل با بی‌رفرنژانس بالا می‌باشند. کلسیت به‌طور پراکنده و فراوان با در دسترس بودن CO_2 تشکیل شده است. این مجموعه عمدتاً دارای بافت گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک و پوئی کیلوبلاستیک می‌باشد. اپیدوت‌ها با خاموشی مستقیم دارای اندازه ریزبلور تا متوسط بلور هستند که معمولاً در حاشیه یا در داخل بلورهای گارنت قرار گرفته‌اند. بلورهای گارنت در این مجموعه کانی به صورت شکل دار، درشت‌بلور تا متوسط بلور دیده می‌شوند. این مجموعه‌ها دارای گرافیت و همچنین هماتیت به مقدار جزئی می‌باشند.

مجموعه کانی دارای ترمولیت: با دور شدن از توده، ترمولیت‌ها از شکسته شدن کلینوپیروکسن‌های اولیه تشکیل شده‌اند. ترمولیت‌ها به صورت کشیده و دارای برجستگی نسبتاً زیاد با بی‌رفرنژانس متوسط تا نسبتاً قوی که به رنگ سبز کمرنگ دیده می‌شوند، در این مجموعه حضور دارند. بافت عمده در این نمونه‌ها گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک می‌باشد.

مجموعه کانی دارای هورنبلند: هورنبلند به صورت جزئی در این سنگ‌ها وجود دارد. هورنبلند در درجه دگرگونی متوسط دارای رنگ سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای است و در بعضی نمونه‌ها در مجاورت کلسیت و کانی‌های تیره دیده می‌شود. گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک می‌باشد. به تدریج با کاهش درجه دگرگونی، ترمولیت‌ها به صورت جزئی به جای هورنبلند ظاهر شده‌اند.

در درجات دگرگونی پایین‌تر، معروف‌ترین شاهد برای عمل دگرگونی پسرونده، کلریتی شدن بیوتیت و گارنت است. به علاوه، تشکیل سیمپلکتیت (شکل ۳- f) مثل میرمکیت معمولاً با افت دما همراه است، ولی معمولاً در امتداد مرز دانه‌ها و در امتداد نقاط ضعف مثل سطوح کلیواژ یا شکستگی‌ها (به خصوص در کانی‌های سخت بدون کلیواژ مثل گارنت) دگرسانی ناقصی گسترش می‌یابد. اپیدوت رایج‌ترین محصول دگرسانی گارنت در این مرحله است و در تعدادی از نمونه‌ها تقریباً تمام گارنت‌ها به اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۳- e). احتمالاً افزایش محلی فوگاسیته اکسیژن نقش مهمی در شکل‌گیری این اپیدوت داشته است (Einaudi et al., 1981). سیلیکات‌های کلسیم آبدار و کانی‌های تیره مانند هماتیت در طی دگرگونی پسرونده تشکیل شده‌اند.

علاوه بر این مطالعات نشان می‌دهد که بلورهای گارنت در نمونه‌ها به دو گروه تقسیم می‌شوند:

الف) گارنت‌های ایزوتروپی که دارای ادخال‌هایی از بلورهای بی‌شکل تا شکل دار کلینوپیروکسن می‌باشند که این زیر گروه باعث ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستیک شده است.

ب) گارنت‌های ایزوتروپی با رنگ سیاه که توسط اپیدوت‌هایی که در اثر تجزیه گارنت به وجود آمده‌اند و باعث ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستیک شده‌اند. این تجزیه‌ها نشان دهنده‌ی دگرگونی پسرونده می‌باشد (شکل ۳- e).

مجموعه کانی‌هایی که در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در طی دگرگونی پسرونده تشکیل شده است را، بر مبنای وجود گروه‌های مختلف آمفیبول می‌توان تقسیم کرد (جدول ۲):

جدول ۲. مجموعه کانی‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات هاله دگرگونی الوند

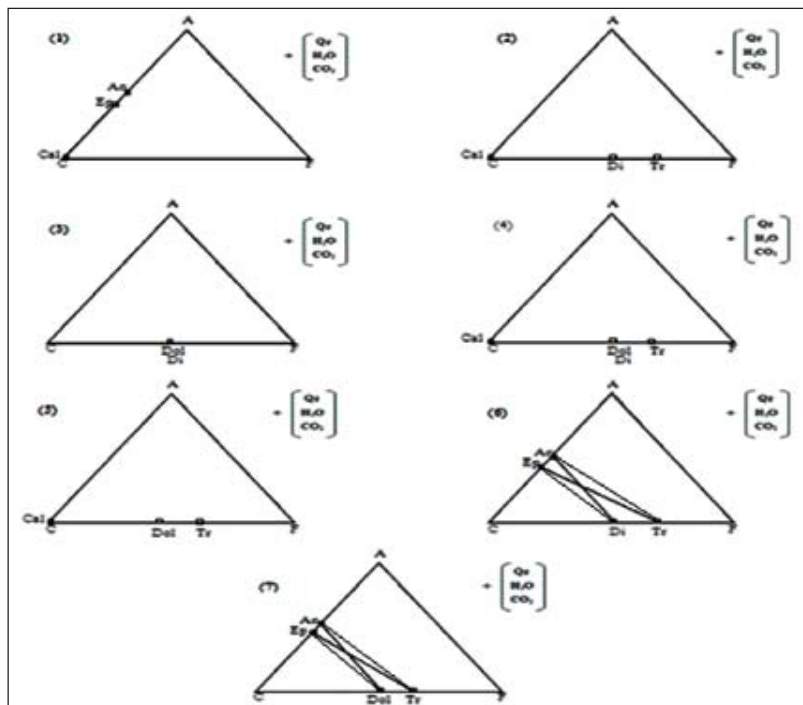
| مجموعه کانی‌های دگرگونی | پاراژنز دگرگونی | درجه دگرگونی |
|--------------------------------|--------------------------|--------------|
| مجموعه کانی‌های بدون ترمولیت | Qz + Cal + Ep | پایین |
| مجموعه کانی‌های دارای ترمولیت | Qz + Cal + Ep + Tr / Act | |
| مجموعه کانی‌های دارای هورنبلند | Qz + Cal + Ep + Hbl | متوسط |

کانی‌ها می‌توان واکنش‌های زیر را در نظر گرفت (شکل ۵):

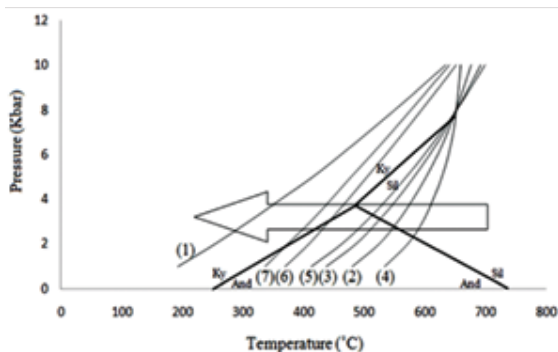
- 1) $2Ep + CO_2 = Cal + 3An + H_2O$
- 2) $3Cal + 2Qz + Tr = 5Di + 3CO_2 + H_2O$
- 3) $2Qz + Dol = Di + 2CO_2$
- 4) $3Cal + Tr = 4Di + Dol + CO_2 + H_2O$
- 5) $8Qz + 5Dol + H_2O = 3Cal + Tr + 7CO_2$
- 6) $2Qz + Tr + 6Czo = 5Di + 9An + 4H_2O$
- 7) $Tr + 6Ep + 2CO_2 = 4Di + 9An + Dol + 4H_2O$

واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات

سنگ‌های کالک- سیلیکات علاوه بر کانی‌های کربناته کلسیت و دولومیت، دارای مقادیر قابل توجهی رس می‌باشند و در اثر دگرگونی، کانی‌های سیلیکاتی کلسیم و آلومینیوم‌دار مانند اپیدوت، ترمولیت- اکتینولیت را تشکیل می‌دهند. به‌طور کلی اپیدوت و ترمولیت- اکتینولیت اولین کانی‌هایی هستند که طی دگرگونی پسرونده در سنگ‌های کالک - سیلیکات تشکیل شده‌اند. اپیدوت می‌تواند از شکسته شدن کانی‌های رسی مانند مارگاریت نیز تشکیل می‌شود. با توجه به مجموعه



شکل ۴. روابط فازی و واکنش‌های دگرگونی در سنگ‌های کالک - سیلیکات در سیستم $ACF-(Qz, H_2O, CO_2)$



شکل ۵. واکنش‌های رخ داده در حین دگرگونی برگشتی

در هاله دگرگونی الوند، شاهد سنگ‌های کالک- سیلیکاتی هستیم که بیانگر شرایط پسرونده و دما پایین می‌باشند، به‌طوری‌که نفوذ سیالات به این سنگ‌ها باعث این نوع دگرگونی شده است. در شکل ۵ نتایج ژئوترموبارومتری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی با دمای پایین در منطقه شرق باتولیت الوند نشان داده شده است:

نتیجه‌گیری

مجموعه پلوتونیک الوند در منطقه، عامل اصلی و خاستگاه گرمایی دگرگونی همبری می‌باشد و نفوذ این توده در سنگ‌های میزبان رسی و آهکی باعث شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی مجاورتی متفاوتی در منطقه همدان شده است که عبارتند از: هورنفلس کردیریت‌دار، شیبست‌های لکه‌دار، مرمرها و سنگ‌های دگرگونی کالک - سیلیکات. نفوذ این توده در سنگ‌های آهکی واقع در یال شرقی توده، سبب ایجاد دگرگونی مجاورتی در این سنگ‌ها و شکل‌گیری سنگ‌های دگرگونی کالک - سیلیکاته شده است. فشارهای ناشی از بالا آمدن و جای‌گیری توده نفوذی در سنگ‌های میزبان سبب ایجاد شکستگی و گسترش شکستگی‌های ایجاد شده ناشی از سیالات به‌عنوان معبری مناسب برای هجوم و ورود سیالات متاسوماتیسم‌کننده به درون مرمرها و سنگ‌های آهکی ناخالص عمل کرده‌اند. سنگ‌های کالک - سیلیکات به وسعتی در حدود چندین متر در مجاورت شیبست‌ها و هورنفلس‌های رسی در شرق توده الوند رخنمون دارند. مرز بین این دو نوع پروتولیت از نظر کانی‌شناسی بسیار متنوع است به‌طوری‌که کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت، زونیزیت-کلینوزونیزیت، گارنت و پیروکسن در اندازه‌های مختلف دیده می‌شوند. شواهد کانی‌شناسی نشان می‌دهد که دگرگونی پسروده در منطقه اتفاق افتاده است و نتایج حاصل از این مطالعه عبارت است از:

۱. باتولیت الوند عامل اصلی و منبع حرارتی دگرگونی مجاورتی در هاله است. سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه قبل از دگرگونی مجاورتی تحت تأثیر دگرگونی ناحیه‌ای قرار گرفته‌اند. مرز بین سنگ‌های آذرین مربوط به باتولیت الوند و سنگ‌های دربرگیرنده مشخص می‌باشد.
۲. دگرگونی پسروده در سنگ‌های کالک - سیلیکات منطقه به دنبال اوج دگرگونی و پس از سرد شدن توده و نفوذ سیالات رخ داده است.
۳. تشکیل گارنت با بافت پویی کیلوبلاستیک و دارای نفوذی‌های فراوان و نسبتاً درشت‌دانه از کانی‌های اپیدوت، عملکرد فرآیند دگرگونی پسروده به دلیل کاهش شرایط فشار بر سنگ‌های دگرگون را نشان می‌دهد.

۴. تشکیل فازهای آبدار مانند آمفیبول، در حضور کانی‌های ثانویه اپیدوت در سنگ‌های کالک - سیلیکات مورد مطالعه، حضور فاز سیال غنی از H_2O در فرآیندهای پسروده را نشان می‌دهد. همچنین حضور کلسیت در مقادیر فراوان در مجموعه کانی‌های این سنگ‌ها نشان‌دهنده‌ی کاهش فعالیت XCO_2 به دلیل تأثیر فاز سیال غنی از H_2O است.

سپاسگزاری

از سرکار خانم دکتر حاجی علی اوغلی به‌واسطه راهنمایی‌های ایشان تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- اشراقی، ص.، ۱۳۸۲. نقشه زمین‌شناسی تویسرکان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات کشور.
- اقلیمی، ب.، ۱۳۷۹. گزارش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ همدان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.
- بهاری‌فر، ع.، ۱۳۷۶. نگرشی نو بر دگرگونی ناحیه‌ای زون سنندج - سیرجان، منطقه همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران.
- بهاری‌فر، ع.، ۱۳۸۳. پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- زرعیان، س.، فرقانی ع. و فیاض ه.، ۱۳۵۰. توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن، قسمت اول، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد ۳، ۴، ۳۷-۴۷.
- سپاهی، ع. ا.، ۱۳۷۸. پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها، پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- سپاهی، ع. ا.، ۱۳۸۷. نقش زینوکریست‌ها، برونوم‌ها و دایک‌های همزمان با پلوتونیسیم در تفسیر تحول ماگمایی مجموعه پلوتونیک الوند: با تأکید بر شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی مربوط به آمیختگی ماگمایی، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲، ۸۷، ۲۴۸-۲۳۳.
- سرابی، ف.، ۱۳۵۲. کانی‌شناسی نوری، انتشارات و چاپ دانشگاه تهران، ۱۹۱.
- صادقیان، م.، ۱۳۷۳. بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- قربانی، ه.، ۱۳۹۳. مطالعه سنگ‌های کالک-

- Saki, A., 2011. Formation of spinel-cordierite-plagioclase symplectites replacing andalusite in metapelitic of the Alvand aureole, Iran. *Geological Magazine* 148, 423- 434.
- Saki A., Moazzen, M. and Baharifar, A.A., 2012. Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks within the Alvand contact aureole, western Iran. *International Geology Review*, 54(11), 1229- 1240
- Sepahi, A.A., Whitney, D. L., and Baharifar, A.A., 2004. Petrogenesis of And-Ky-Sil veins and host rocks, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 22, 119-134.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C. K., and Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj- Sirjan (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*. 39, 668-683
- Spear, F.S., 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature - time paths. *Mineralogical Society of America Monograph Series* 1, 779.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Valizadeh, M. V. and Cantagrel, J.M., 1975. Premieres donnees radiometriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les mica du complexe magmatique du Mont Alvand pres Hamadan (Iran Occidental). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences, Serie D. Sciences Naturelles*, 281, 1083- 1086.
- Whitney, Donna L. and Evans, Bernard W., 2010. Abbreviation for names of rock - forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- سیلیکات در هاله دگرگونی الوند، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.
- نادری، ف.، مسعودی، ف.، ۱۳۹۱. "معرفی اسکارن‌های تشکیل شده در طی دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه علی‌آباد دماق همدان"، ششمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، کرمان، دانشگاه پیام نور مرکز کرمان.
- Agu J. J., 2002. Gradients in fluid composition across metacarbonate layers of the Wepawug Schist, Connecticut, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 38- 56.
- Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A., 2004. The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj- Sirjan zone, western Iran): (metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono- metamorphic and plutonic events,. *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 1443-1452.
- Cartwright I. and 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.
- Einaudi M.T., Meinert L. D. and Newberry R.J., 1981. Skarn deposit. *Economic Geology*, 75th Anniversary, 317- 391.
- Meinert L.D., 1998. Application of skarn zonation models exploration. *Exploration and Mining Geology*, 6(2), 185-208.
- Moazzen, M., Oberhänsli, R., and Hajalioghli, R., 2009. Whole rock and relict igneous clinopyroxene geochemistry of ophiolite- related amphibolites from NW Iran-Implication for pro-tolith nature. *N. Jb.Mineral.Abh.*, 185(1), 51-62.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., and Sahanadi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397 - 412.