

زمین‌دماسنجی و زمین فشارسنجی سنگ‌های دگرگونی منطقه دهنو (شمال‌باختر مشهد)

رامین صمدی^۱، محمدولی ولی‌زاده^۲، حسن میرنژاد^۲ و هیروشی کاواباتا^۳

^۱دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران

^۲دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳مؤسسه مطالعه تحولات کره زمین، بخش علوم و فناوری زمین دریا، یوکوسوگا، ژاپن

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۴/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۹/۰۱

چکیده

سنگ‌های دگرگونی منطقه دهنو به‌طور غالب شامل شیست‌های ریزدانه خاکستری تا سیاه‌رنگ است. گارنت‌شیست‌ها (نسبت به گارنت‌کلریتوئیدشیست‌ها) در فاصله نزدیک‌تری نسبت به توده توانالیتی قرار گرفته‌اند و در فاصله مرزی بین این شیست‌ها با حاشیه توده توانالیتی دهنو، باریکه‌ای از هورنفلس‌های استارولیت و آندالوزیت‌دار دیده می‌شود. گارنت‌شیست و گارنت‌کلریتوئیدشیست‌های منطقه دهنو از نظر کانی‌شناسی شامل کوارتز، بیوتیت، مسکویت، گارنت، کلریت، کلریتوئید، تورمالین و ایلمنیت است. نتایج زمین‌دمافشارسنجی نشان می‌دهد که هورنفلس (550°C ، $4/3\text{ kbar}$) و گارنت‌کلریتوئیدشیست ($486\text{--}497^{\circ}\text{C}$) در شرایط تعادلی پایین‌تری نسبت به گارنت‌شیست (569°C ، $5/3\text{ kbar}$) تشکیل شده‌اند.

کلید واژه‌ها: شیست، زمین‌دماسنجی، زمین فشارسنجی، دهنو، مشهد.

*نویسنده مسئول: رامین صمدی

E-mail: rsamadi@hotmail.com

۱- مقدمه

مطالعات زمین‌دماسنجی و زمین فشارسنجی که غالباً بر پایه تجربیات آزمایشگاهی و محاسبات و مدل‌سازی‌های ترمودینامیکی کانی‌ها بنا شده‌اند، به درک بهتر شرایط دما و فشار حاکم بر سنگ‌ها در طی فرایندهای زمین‌شناسی، کمک مؤثری کرده‌اند. تاکنون محققان بسیاری به بررسی سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه مشهد پرداخته‌اند. مطالعات Lammerer et al. (1983) سن گرانیتهای مشهد را به پرمین نسبت می‌دهد اما بر اساس روش سن سنجی K-Ar توسط Alberti et al. (1973)، سنی معادل ۲۵۶-۲۴۵ میلیون سال (اواخر پرمین تا تریاس زیرین) به‌دست آمده بود و در مطالعه اخیر توسط Karimpour et al. (2010) که بر اساس روش اورانیم-سرب زیرکن موجود در گرانیتهای انجام شده است، سن 215 ± 5 میلیون سال (تریاس پسین، نورین) به‌دست آمده است.

Majidi (1978) افزون بر مطالعه سنگ‌نگاری سنگ‌های گرانیتهی و دگرگونی و همچنین مطالعه ژئوشیمی اولترامافیک‌های بین‌لایه‌ای در اسلیت‌ها، به مطالعه فازهای کوهزایی منطقه و ارتباط آنها با دگرگونی، گرانیته شدن و تکوین بینالود پرداخته است. وی با توجه به شواهد زمین‌شناسی و سن‌یابی، فازهای اولیه دگرگونی و گرانیته‌زایی را با کوهزایی هرسینین مرتبط دانسته، که بعدها در تریاس میانی تحت تأثیر فاز سیمین پیشین قرار گرفته است. اسماعیلی و همکاران (۱۳۸۲) سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای فشار متوسط - دمای بالا در جنوب مشهد را به پنج پهنه کلریت، بیوتیت، گارنت، استارولیت و سیلیمانیت تقسیم کرده و بر این باورند که همزمان با دگرشکلی و رویداد دگرگونی ناحیه‌ای، توده نفوذی گرانودیوریتی - توانالیتی در سنگ‌های منطقه تزریق شده و هاله دگرگونی همبری نسبتاً باریکی را بر روی پهنه‌های دگرگونی ناحیه‌ای ایجاد کرده است. بهاری‌فر و همکاران (۱۳۸۴) در سنگ‌های دگرگونی منطقه دهنو به بررسی فازهای اصلی دگرشکلی پرداخته و آنها را به‌صورت سه فابریک صفحه‌ای S_1 و S_2 مشخص کردند که کلریت، مسکویت و بیوتیت در S_1 تشکیل شده‌اند و تبلور آنها در S_2 نیز ادامه یافته است. کلریتوئیدها متعلق به S_1 و پس از S_2 هستند. گارنت‌ها در دو مرحله S_1 و S_2 تبلور شده‌اند و آندالوزیت‌ها همزمان با S_1 و S_2 هستند. استارولیت‌ها همزمان و پس از S_2 بوده و سیلیمانیت‌ها بعد از S_2 تبلور شده‌اند.

با توجه به اهمیت تعیین شرایط محیطی در مطالعات مربوط به پهنه‌های زمین‌شناسی،

در این مطالعه با استفاده از نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌ها، شرایط دما و فشار حاکم بر تشکیل سنگ‌های دگرگونی منطقه دهنو مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه دهنو در شمال‌خاوری ایران و در ۱۵ کیلومتری شمال‌باختری شهر مشهد قرار گرفته است. این ناحیه در محدوده زون ساختاری بینالود و در امتداد خاوری سلسله جبال البرز، در طول‌های جغرافیایی $22^{\circ} 59'$ تا $26^{\circ} 59'$ خاوری و عرض جغرافیایی $36^{\circ} 20'$ تا $36^{\circ} 22'$ شمالی قرار دارد (شکل ۱). هدف این تحقیق، بررسی روابط دما و فشار حاکم بر تشکیل و دگرگونی شیست‌ها و هورنفلس‌های منطقه دهنو است. به این دلیل، در ادامه گروهی از سنگ‌های آذرین منطقه که در رویداد این حوادث دگرگونی مؤثر بوده‌اند، از نظر سنگ‌شناسی معرفی خواهند شد.

در جنوب و جنوب‌باختر مشهد تا شمال دشت تربت‌جام، برونزدهای ناپیوسته‌ای از توده‌های گرانیته‌ای با وسعت ۲۶۰ کیلومتر مربع گسترش یافته است که چنانچه با دیگر توده‌های نفوذی جنوب‌باختری مشهد (وکیل‌آباد، گلستان، طرهبه) به‌طور مشترک نگرسته شوند، طول آنها به ۷۰ کیلومتر می‌رسد. یقیناً این توده‌های گرانیته‌ای که در یک راستای تقریبی شمال‌باختری - جنوب‌خاوری آرایش یافته‌اند، بخش‌های مرتفع یک باتولیت عظیم هستند که بخش‌هایی از آن هنوز رخنمون نیافته است، بنابراین به‌دلیل ظاهر خطی شاید بتوان آن را یک باتولیت کردیلرایی در نظر گرفت که در زمان تزریق از یک منشأ در درون یک پاره‌شدگی برشی تزریق شده است (صمدی، ۱۳۸۷).

بر اساس مطالعات هاتفی (۱۳۸۲) و Alavi (1991)، ویژگی‌های زمین‌شناختی منطقه مورد مطالعه از یک شیار قاره‌ای حکایت می‌کند که در پرمین آغاز شده، پس از تشکیل فروبووم‌های (گران) متعدد، رسوبات داخل آنها در نتیجه فرونشینی و تعادل گرمایی بدون تغییر شکل و به‌صورت هم‌فشار، دگرگونی ناحیه‌ای از نوع فشار پایین-دمای بالا را تحمل کرده است.

دگرگونی ناحیه‌ای این سنگ‌ها در تریاس به‌وقوع پیوسته و ضمن دگرگونی، توده‌های گرانیته‌ای به این نوار دگرگونی تزریق شده‌اند. در طی دگرگونی و پلوتونیزم نیروهای فشارشی مورب، باعث حرکات امتدادلغز در راستای گسل‌ها شده

شیست‌ها با حاشیه توده تونالیتی دهنو، باریکه‌ای از هورنفلس‌های استارولیت و آندالوزیت‌دار دیده می‌شود. در جدول ۲ به نامگذاری و کانی‌شناسی میکروسکوپی نمونه‌های مورد مطالعه اشاره شده است.

۴-۱. گارنت کلریتوئید شیست: گسترش زیادی در منطقه مورد مطالعه دارد و چنانچه در شکل ۱ دیده می‌شود در همبری با آندالوزیت شیست‌ها قرار دارد. این سنگ‌ها دارای رنگ خاکستری تیره‌ای با جلای ابریشمی هستند و بلورهای گارنت با ابعاد بین ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر، بخش عمده سنگ را تشکیل می‌دهند. گارنت موجود در این سنگ‌ها به‌صورت خودشکل تا نیمه‌خودشکل وجود دارد و دارای میانبراهایی از کوارتز (شکل ۲-د) و همچنین شکستگی است و نسبت به گارنت موجود در دو نمونه گارنت شیست و هورنفلس دارای ابعاد کوچک‌تری است. بر اساس مطالعات میکروسکوپی مجموعه کانی‌های موجود در این گروه از سنگ‌ها به‌صورت گارنت + کلریتوئید + تورمالین + کلریت + کوارتز + فلدسپار + بیوتیت + مسکوویت + ایلمنیت است. بافت این سنگ به علت جدایش نوارهای کوارتز و فلدسپار از نوارهای میکا، لپیدوپیروپروبلاستیک است. البته فراوانی کوارتز بیشتر از فلدسپار است. کوارتز موجود در گارنت شیست کلریتوئیدار به‌صورت بی‌شکل بوده و خاموشی مویی دارد. نتایج تجزیه کانی‌های این گروه از شیست‌ها در جدول ۳ و با عنوان DH-GCS آورده شده است.

۴-۲. گارنت شیست‌ها: در فاصله ۵ تا ۲۰ متری از تماس بین پلیت‌ها و تونالیت و در همبری لایه هورنفلس قرار دارند (جدول ۴، شکل ۳). این گروه از شیست‌ها در منطقه دهنو گسترش کمتری دارند. گارنت شیست‌ها دارای پرفیروبلاست‌های گارنت به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و میانبراهایی از کوارتز، مسکوویت و بیوتیت در گارنت آنها دیده می‌شود (شکل ۳-د). در این سنگ‌ها گارنت‌ها با بافت «سایه‌فشاری» به رنگ قهوه‌ای و قطر ۲ تا ۲/۵ میلی‌متر مشاهده می‌شوند که به‌همراه کانی‌های کوارتز، بیوتیت، مسکوویت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. مسکوویت و بیوتیت در این سنگ‌ها سازنده شیست‌وارگی بوده و در برخی از مقاطع بیوتیت‌ها اطراف کانی گارنت را احاطه کرده‌اند. به‌طور کلی میزان کانی‌های روشن در این سنگ، اندکی کمتر از هورنفلس‌های مجاور است. در این نمونه نیز تورمالین‌ها به‌صورت مقاطع عرضی و طولی قابل مشاهده هستند. کوارتزها اغلب بی‌شکل و دانه‌ریز هستند، اما گاهی قطعات دانه‌درشت‌تر آنها که خاموشی مویی دارند نیز مشاهده می‌شوند که در آنها گاه میانبراهایی از کانی‌های میکایی مانند مسکوویت وجود دارد. فلدسپارها نیز فراوانی کمی دارند. اصولاً در این سنگ از بین کانی‌های میکایی، مسکوویت فراوانی بیشتری داشته و دانه‌درشت‌تر است. نتایج تجزیه برخی کانی‌های موجود در این گروه از شیست‌ها در جدول ۴ و با عنوان DH-GS آورده شده است.

۴-۳. هورنفلس‌ها: یکی دیگر از گروه‌های سنگی موجود در منطقه دهنو هستند که در همبری با گارنت شیست‌ها قرار دارند (جدول ۵، شکل ۴). شایان ذکر است که گارنت‌ها در نمونه‌دستی این سنگ‌ها به‌آسانی دیده نمی‌شوند. در زیر میکروسکوپ، سنگ به‌طور کلی دانه ریز بوده، اما گارنت موجود در نمونه هورنفلس نیمه‌خودشکل تا بی‌شکل بوده و از نظر محتوای میانبراهای، فاقد منطقه‌بندی و شامل میانبراهایی از کوارتز، بیوتیت، مسکوویت و کانی‌های کدر است. اندازه بلورهای گارنت ۱ تا ۱/۵ میلی‌متر است و توسط بیوتیت و فیبرولیت احاطه شده‌اند (صمدی، ۱۳۸۷).

هورنفلس‌های منطقه دهنو، افزون بر بلورهای کوچک گارنت دارای کوارتز، آندالوزیت، بیوتیت، مسکوویت، کلریتوئید، تورمالین، سیلیمانیت (به‌صورت فیبرولیت) و کانی‌های کدر هستند. جدایش کوارتزها (که اغلب حالت تجمعی و بسیار دانه‌ریز دارند) از فلدسپارها و فراوانی آنها نسبت به فلدسپارها قابل توجه است، در حقیقت فلدسپارها در این نمونه بسیار اندک بوده (در حدود چند درصد) و معمولاً دارای دوقلوبی پلی‌سنتتیک بسیار ظریف هستند. تورمالین‌ها با ویژگی چندرنگی

است، تا جایی که در سنگ‌های دگرگونی شیست‌وارگی لغزشی به‌وجود آورده و نیز گرانیتوئیدها را می‌لونیته کرده‌اند (هاتفی، ۱۳۸۲؛ Alavi, 1991).

بر اساس مطالعات (Majidi 1978)، سه فاز دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی همبری پیرامون مشهد به ترتیب زیر رخ داده است: (۱) دگرگونی ناحیه‌ای که باعث تشکیل اسلیت، فیلیت، شیست، مرمر و کوارتزیت شده است؛ (۲) دگرگونی دینامیک که باعث تشکیل میلونیت و سنگ‌های کاتاکلاستیک شده است؛ (۳) دگرگونی همبری که به علت نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی به‌وجود آمده و در نتیجه آن، کانی‌ها و سنگ‌های دگرگونی همبری (هورنفلس) و همچنین توده‌های اسکارنی تشکیل شده‌اند.

بر اساس مطالعات گذشته و مطالعه حاضر، بخشی از سنگ‌های دگرگونی منطقه دهنو را اسلیت، فیلیت، گارنت شیست، کلریتوئید شیست، گارنت کلریتوئید شیست، آندالوزیت شیست، استارولیت آندالوزیت گارنت شیست، استارولیت آندالوزیت شیست، هورنفلس، مرمر، کوارتزیت و اسکارن تشکیل می‌دهند، که در این تحقیق به بررسی رابطه بین گارنت شیست‌ها، گارنت کلریتوئید شیست‌ها و هورنفلس‌ها پرداخته شده است.

۳- روش مطالعه

برای دستیابی به اهداف این تحقیق پس از بررسی شواهد صحرایی، رخنمون‌های مناسب نمونه‌برداری و از آنها مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه شد. تجزیه شیمیایی کانی‌ها با استفاده از دستگاه میکروپروپ JEOL، مدل JXA-8800 (WDS) و JXA-8500F در مؤسسه مطالعه تحولات کره زمین (IFREE) در کشور ژاپن و با ولتاژ ۱۵ kV و ۱۵ nA انجام گرفت. تعداد ۶۹ نقطه مربوط به کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، آندالوزیت، کوارتز و گارنت تجزیه شد که نتایج تجزیه آنها در جدول‌های ۳ تا ۵ ارائه شده است. در این مقاله، از اختصارات پیشنهادی (Kretz 1983) برای بیان نام کانی‌ها استفاده شده است. فرمول ساختاری و آهن فریک موجود در کانی‌ها بر اساس روش استوکیومتری (Droop 1987) محاسبه شد.

نقاط مورد تجزیه از کانی‌های پاراژنز، در مقطع انتخاب شده‌اند تا بتوان از آنها در مطالعات دمافشارسنجی استفاده کرد. همچنین داده‌های مرتبط با هر کانی، مربوط به یک نمونه از آن کانی است. بنابراین بررسی آماری داده‌های ژئوشیمیایی مربوط به تجزیه کانی‌ها (جدول ۱) نشان می‌دهد که میزان انحراف از معیار داده‌های مربوط به هر کانی از میانگین داده‌هایش، بسیار اندک و قابل چشم‌پوشی است (به‌طور میانگین در حد کمتر از ۰/۰۲۹ اتم در واحد فرمول ساختاری کانی؛ داده مربوط به ستون و ردیف آخر در جدول ۱) و تأثیر آن در نتایج نهایی محاسبات دمافشارسنجی قابل چشم‌پوشی است.

بنابراین با توجه به گستردگی و تعداد داده‌های موجود، در جدول‌های مربوط (جدول‌های ۳، ۴، ۵)، تنها تعداد محدودی از نتایج تجزیه به‌صورت نمونه ذکر شده و در محاسبات نیز با توجه به پاراژنز بودن نمونه‌های تجزیه شده، از مقدار میانگین داده‌ها بهره گرفته شده است و از خطای ناچیز ناشی از انحراف از معیار داده‌ها صرف نظر شده است.

۴- سنگ‌نگاری

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه دهنو شامل شیست‌های ریزدانه خاکستری تا سیاه‌رنگ هستند که به‌دلیل حضور میکای فراوان، شیست‌وارگی مشخصی یافته‌اند. کانی‌های شاخص دگرگونی در این سنگ‌ها، کلریتوئید و گارنت در اندازه‌های مختلف هستند. گارنت شیست نسبت به گارنت کلریتوئید شیست در فاصله نزدیک‌تری از توده تونالیتی دهنو قرار گرفته است (شکل‌های ۲ و ۳). در فاصله مرزی بین این

آندالوزیت متمرکز هستند. میانگین مقدار نسبت $Fe/Fe+Mg$ مسکوویت‌هایی که در مجاورت آندالوزیت‌ها و گارنت‌ها مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۲-ب، ۳-د، ۴-ب)، در نمونه‌های DH-GS، DH-GS، DH-H و DH-H است. به ترتیب $0/700$ ، $0/625$ و $0/622$ است (نمونه‌های موجود در جدول‌های ۳، ۴ و ۵).

در میان کانی‌های آلومینوسیلیکات، آندالوزیت با فراوانی بالاتری در اندازه‌های مختلف مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲، ۳ و ۴). اثرات سریستی شدن ناشی از دگرگونی پس‌رونده نیز در اطراف کانی‌ها قابل مشاهده است (شکل‌های ۲، ۳ و ۴). نتایج محاسبه درصد اکسیدها و فرمول ساختاری این کانی در جدول‌های ۳، ۴ و ۵ ارائه شده‌اند. میزان آهن موجود در این کانی از هورنفلس به سمت گارنت شیبست و سپس گارنت کلریتوید شیبست افزایش می‌یابد (به ترتیب $0/01$ ، $0/012$ و $0/024$ اتم در واحد فرمول ساختاری کانی).

۶- زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی

اساس تعیین دما و فشار کانی‌ها با توجه به ترکیب شیمیایی آنها، بر این فرض استوار است که مجموعه کانی‌های هر سنگ، در شرایط تعادلی تشکیل شده باشند. به عقیده محققان این وضعیت ممکن است برای سنگ‌هایی که به سرعت سرد شده یا در دمای پایین تری تشکیل شده‌اند، معتبر باشد (Bucher and Frey, 2002). در واقع، این دما-فشارسنج‌ها بر اساس حساسیت توزیع عناصر در ساختار کانی‌ها و یا طی تبدلات شیمیایی، نسبت به دما و یا فشار طراحی شده‌اند. اما در مورد هر یک از این روش‌ها، معیارهایی هم وجود دارد که باید به آنها توجه کرد (شیردشت‌زاده و صمدی، ۱۳۸۹).

گارنت‌ها یکی از مهم‌ترین گروه‌های کانی‌های ارتوسیلیکاتی هستند که در انواع گسترده‌ای از محیط‌های زمین‌شناسی یافت می‌شوند (Deer et al., 1997). در حقیقت کانی‌های گروه گارنت مشخص‌کننده سنگ‌های دگرگونی هستند، اما در بعضی سنگ‌های آذرین و همچنین در رسوبات به صورت دانه‌های تخریبی هم دیده می‌شوند. اصولاً گارنت را می‌توان شاخص سنگ‌زادی مفیدی تلقی کرد، البته نه فقط به دلیل پایداری آن در محدوده وسیعی از دما، بلکه توزیع آهسته کاتیون‌ها در گارنت موجب می‌شود که بتوان آن را در بسیاری از دماسنج‌ها به کار برد. بنابراین گارنت‌های دارای منطقه‌بندی، می‌توانند بخش مهمی از مسیر زمان - دما - فشار سنگ‌ها را ثبت کنند (Spear et al., 1984). بنابراین به منظور تعیین دما و فشار سامانه‌های دگرگونی و غیردگرگونی، تاکنون روش‌های زمین‌دمافشارسنجی متعددی بر اساس استفاده از ترکیب گارنت، ارائه شده است (صمدی و شیردشت‌زاده، ۱۳۸۹).

پدیده جانیشینی و تبادل عناصر، عامل مؤثر در بروز انحراف از معیار در نمونه‌ها بوده است. در جدول ۱ مشاهده می‌شود که در مورد داده‌های گارنت، تنها انحراف از معیار قابل توجه، در مورد دو عنصر منگنز و آهن است. البته میزان تغییرات Mn و Fe^{2+} در کانی گارنت عکس هم بوده (به دلیل جانیشینی Mn به جای Mg و Fe^{2+}) و با افزایش میزان یکی، از دیگری کاسته می‌شود. برای مثال در داده‌های گارنت موجود در نمونه گارنت کلریتوید شیبست، این تغییرات در مورد منگنز برابر $0/45$ ، در مورد منیزیم $0/4$ و برای آهن $0/4$ اتم در واحد فرمول ساختاری کانی است. بنابراین، با توجه به تغییرات هماهنگ دو عنصر منگنز و آهن و نیز عناصر دیگر، مقادیر اندک انحراف از معیار داده‌ها و یکسان بودن ترکیب کلی هر کانی (برای مثال ترکیب کلی گارنت‌ها آلمان‌دین به‌شمار می‌رود)، از مقادیر میانگین این داده‌ها در محاسبات دمافشارسنجی بهره گرفته شده است.

همچنین تاکنون مطالعات تجربی و آزمایشگاهی زیادی بر روی محدوده‌های پایداری آلومینوسیلیکات‌ها انجام شده است. بر اساس مطالعات تجربی Althaus (1967)، دما و فشار نقطه سه‌گانه در حدود 10 ± 595 درجه سانتی‌گراد

معکوس خود، در مقطع یافت می‌شوند. برخی از آنها در مقطع عرضی به شکل هگزگونال مشاهده می‌شوند. کلریت موجود در این سنگ‌ها اغلب در ارتباط با فیروولیت‌ها و در امتداد جهت یافتگی آنها قرار دارد و مقدار آنها نسبتاً فراوان است، اما بیوتیت بسیار کمتر و اغلب دانه‌ریز است. همچنین به عقیده همام و قائمی (۱۳۸۷) در هاله دگرگونی گرانیته مشهد، فیروولیت‌ها که از بیوتیت‌ها در حال تشکیل هستند، یک واقعه تأخیری در تاریخ دگرگونی و در ارتباط با سیال‌های اسیدی مشتق شده از توده گرانیته مشهد بوده است. در حالت معمولی، تشکیل منشورهای سیلیمانیت با ناپایداری آندالوزیت همراه است، در حالی که در نمونه‌های فاقد منشور و دارای فیروولیت، آندالوزیت می‌تواند پایدار باشد، بنابراین فیروولیت‌ها در محدوده پایداری آندالوزیت نیز ظاهر می‌شوند (Holdaway and Mukhopadhyay, 1993). میانبارهای کوارتز به روشنی در آندالوزیت‌ها مشاهده می‌شوند. نتایج تجزیه کانی‌های موجود در این گروه از شیبست‌ها در جدول ۵ و با عنوان DH-H آورده شده است.

۵- شیمی کانی‌ها

ترکیب شیمیایی تعدادی از کانی‌های فلدسپار، میکا (مسکوویت و بیوتیت)، گارنت و سیلیکات‌های آلومینیم‌دار موجود در شیبست‌ها و هورنفلس منطقه به صورت نمونه در جدول‌های ۳، ۴ و ۵ آمده است.

بر اساس نمودار رده‌بندی Deer et al. (1992)، فلدسپارهای نمونه‌های DH-GS و DH-H دارای ترکیب میانگین آلپیت هستند، در حالی که فلدسپارهای نمونه DH-GCS ترکیب آنورتوکلاز دارند (جدول‌های ۳، ۴ و ۵ و شکل ۵-الف). در حقیقت، فلدسپار موجود در نمونه گارنت شیبست از نوع پلاژیوکلاز (آلپیت - آنورتیت)، در نمونه گارنت کلریتوید شیبست از نوع فلدسپار قلیایی (آلپیت - ارتوکلاز) و در هورنفلس از نوع پلاژیوکلاز (آلپیت - آنورتیت) است (شکل ۵-الف و جدول‌های ۳، ۴ و ۵).

میانگین ترکیب گارنت موجود در گارنت کلریتوید شیبست، گارنت شیبست و هورنفلس عمدتاً به صورت محلول جامد آلمان‌دین - اسپسارتین و با ترکیب غالب آلمان‌دین است (جدول‌های ۳، ۴ و ۵). بر اساس نمودار تفکیک گارنت‌ها توسط Harangi et al. (2001)، گارنت‌های موجود در نمونه گارنت کلریتوید شیبست، گارنت شیبست و هورنفلس حاصل دگرگونی سنگ‌های پلیتی ناحیه است و منشأ رسوبی ندارد (شکل ۵-ج). مطابق آن میزان اکسید Mn از نمونه DH-GS به DH-H و DH-GCS افزایش می‌یابد. همچنین درصد آلمان‌دین موجود در گارنت از نمونه DH-GS به سمت DH-GCS و سپس DH-H به‌طور نسبی کاهش و برعکس میزان اسپسارتین آنها افزایش یافته است (جدول‌های ۳، ۴ و ۵).

بیوتیت یکی از مهم‌ترین کانی‌ها در تشکیل رخ‌های موجود در شیبست‌های منطقه است. این کانی نیز در دو مرحله تبلور شده است. نسل اول بیوتیت‌ها همراه با مسکوویت و کلریت، سازنده رخ اصلی در سنگ‌های دگرگونی منطقه است و نسل دوم به صورت بلورهای درشت در زمینه سنگ و به صورت متقاطع با رخ اصلی سنگ دیده می‌شود (هاتفی، ۱۳۸۲). نتیجه تجزیه میکروپروب بیوتیت‌های درشت بلورتر در نمونه‌های DH-GS و DH-H بیانگر ترکیب آیت تا سیدروفیلیت است. اگرچه، میزان $Fe/Fe+Mg$ در بیوتیت‌های نمونه DH-GS اندکی بالاتر (نسبت به نمونه DH-H) است (جدول‌های ۴ و ۵، شکل ۵-ب).

مسکوویت به صورت گسترده در سنگ‌های پلیتی منطقه دیده می‌شود. بر اساس مطالعات بهاری‌فر و همکاران (۱۳۸۴)، نسل اول آنها همراه با کانی‌های بیوتیت و کلریت سازنده رخ اصلی سنگ‌های دگرگونی است. نسل دوم این کانی به صورت پرفیروبلست‌های درشت و متقاطع با رخ اصلی سنگ بوده و بیانگر تبلور پس از رخ اصلی است. نسل سوم مسکوویت محصول دگرگونی پیش‌رونده سریست‌های حاصل از دگرگونی پس‌رونده آندالوزیت‌ها هستند، بنابراین در پیرامون و داخل بلورهای

که با استفاده از این روش برای نمونه گارنت شیبست و هورنفلس مورد مطالعه، به‌دست می‌آید، به‌ترتیب در حدود ۵۹۳ و ۵۶۲ درجه سانتی‌گراد است (جدول ۶). همچنین دمای حاصل از روش دماسنج Ti در کانی بیوتیت، با استفاده از تعیین مقادیر Ti و Fe ($Mg\# = Mg/Mg + Fe$) بر روی شکل نیز قابل محاسبه است که به این ترتیب دمایی در حدود ۶۴۰-۵۴۰ درجه سانتی‌گراد برای نمونه گارنت شیبست و ۵۵۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد برای هورنفلس به‌دست می‌آید (شکل ۵- د و جدول ۶).

۶-۲. زمین‌فشارسنج گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز
فشارسنج GBMAQ، برای مجموعه‌های دگرگونی با گارنت کم کلسیم (< 0.17) و پلاژیوکلاز کم کلسیم (< 0.17) و سنگ‌های دگرگونی فاقد پلاژیوکلاز مناسب است (Wu and Zhao, 2007). مجموعه کانی‌های گارنت + بیوتیت + مسکوویت + کوارتز ± پلاژیوکلاز ± آلومینوسیلیکات در سنگ‌هایی با درجه دگرگونی متوسط تا بالا، عمومیت دارند.

فشارسنج GBMAQ در محدوده متاپلیت‌های طبیعی و دمایی در حدود ۵۳۰ تا ۶۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۸ تا ۹/۲ کیلوبار و توسط دماسنج گارنت - بیوتیت (Holdaway (2000) و فشارسنج GASP مربوط به (Holdaway (2001)، کالیبره شده است. خطای تصادفی در فشارسنج GBMAQ در حدود ۰/۸ ± کیلوبار، برآورد شده است (Wu and Zhao, 2007). فشارسنج GBMAQ، بر اساس حضور آلومینوسیلیکات آندالوزیت به‌صورت فرمول زیر کالیبره شده است (Wu and Zhao, 2007):

$$P(And) = \{-23641.1 + 31.4192T - 261161.5 X_{Al}^{bio} \times (X_{Fe}^{bio} + X_{Mg}^{bio} - 1) - 1489211.0 X_{Ti}^{bio}\} \\ (X_{Fe}^{bio} + X_{Mg}^{bio} - 1) - 2782295.6 X_{Al}^{bio} X_{Ti}^{bio} - 0.2637 \times \left[\frac{RTLn \left(\frac{X_{Fe}^{bio}}{X_{Al}^{bio}} \right)^3 \left(\frac{X_{Mg}^{bio}}{X_{Al}^{bio}} \right)^2}{(X_{Fe}^{bio})^3 (X_{Al}^{bio})^2} \right] \\ + T(Fe_a + 3.68 X_{Mg}^{bio} + 238.585 X_{Al}^{bio} + 370.39 X_{Ti}^{bio} - 3.68 X_{Fe}^{bio} X_{Mg}^{bio} \\ - 238.585 X_{Fe}^{bio} X_{Al}^{bio} - 370.39 X_{Fe}^{bio} X_{Ti}^{bio}) + Fe_c - 5333.0 X_{Mg}^{bio} 209850 X_{Al}^{bio} \\ 310990.0 X_{Ti}^{bio} + 5333.0 X_{Fe}^{bio} X_{Mg}^{bio} + 209850.0 X_{Fe}^{bio} X_{Al}^{bio} + 310990.0 X_{Fe}^{bio} X_{Ti}^{bio} \} \\ / (1 - 0.2637 Fe_b)$$

برای استفاده از این روش، ابتدا به بررسی مقاطع در زیر میکروسکوپ پرداخته و روابط کانی‌ها بررسی شد. بر اساس مطالعات بهاری فر و همکاران (۱۳۸۴)، در سنگ‌های دگرگونی منطقه دهنو بیوتیت، گارنت، آندالوزیت و مسکوویت‌ها همگی در طی فاز S_1 تشکیل شده‌اند و تبلور آنها در S_2 نیز ادامه یافته است. همان‌گونه که در تصاویر ۲-د، ۳-د و ۴-ب مشاهده می‌شود، مجموعه کانی‌های گارنت، بیوتیت، آندالوزیت، کوارتز و مسکوویت در هر سه نمونه دارای رابطه پاراژنتیکی با هم بوده و می‌توان تعادل و تبدلات شیمیایی را بین آنها در نظر گرفت. نتایج حاصل از محاسبه فشار، به وسیله زمین‌فشارسنج GBMAQ در مورد نمونه هورنفلس و گارنت شیبست مورد مطالعه، به‌ترتیب در حدود ۴/۳ تا ۵/۳ کیلوبار است (جدول ۶).

۶-۳. زمین‌دماسنج گارنت - بیوتیت

در تصاویر سنگ‌نگاری (شکل‌های ۲، ۳، ۴)، حضور دو کانی گارنت و بیوتیت در کنار هم مشاهده می‌شود. با توجه به تبدلات شیمیایی آنها از روش دماسنجی گارنت - بیوتیت می‌توان برای محاسبه دمای تعادل این کانی‌ها بهره گرفت. این روش در طی ۴۰ سال گذشته با ارائه بیش از ۳۰ کالیبراسیون در حال گسترش بوده است. Frost (1962) از توزیع Fe و Mg بین گارنت و بیوتیت برای تعیین کیفی درجات دگرگونی در سنگ‌های دگرگونی استفاده کرد. شرکت‌پذیری Mg و Fe در گارنت و بیوتیت هم‌زیست به دمای تعادل بستگی دارد. به‌دلیل حضور این زوج کانی در درجات گوناگون، از تبادل Mg و Fe به‌عنوان یک دماسنج، کاربرد بسیار گسترده‌ای در مطالعات سنگ‌شناسی شده است. این رابطه چندان تحت تأثیر فشار نبوده و برای مثال در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد، در صورتی که فشار به اندازه یک کیلوبار افزایش یابد، مقدار ضریب توزیع فقط به مقدار ۰/۱۴ تغییر می‌یابد. علاوه بر محاسبه

و فشار ۰/۵ ± ۶/۵ کیلوبار به‌دست آمده است. اما در مقابل، (Holdaway (1971) مقادیر ۵۰۵ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳/۸ را پیشنهاد داده است که اختلاف بسیاری با هم دارند. همچنین (Salje and Werneke (1982) دمای حدود ۴۲۰ - ۴۴۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ - ۳/۲ کیلوبار؛ (Pattison (1992) دمای ۵۵۰ سانتی‌گراد و فشار حدود ۴/۵ کیلوبار و (Holdaway and Mukhopadhyay (1993) دمای حدود ۵۰۴ ± ۲۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۲۵ ± ۳/۵۷ کیلوبار را ارائه داده‌اند. در مطالعه (Oganov et al. (2001)، پایداری آندالوزیت تا فشار ۵/۲ کیلوبار برآورد شده است. بنابراین، به‌نظر می‌رسد حضور آندالوزیت و سیلیمانیت معیار دقیقی برای تعیین مقادیر دما و فشار نیست. از این رو، در مطالعه حاضر از روش‌های زمین‌فشارسنجی به‌منظور برآورد فشار در سنگ‌ها استفاده شده است.

در این مطالعه ابتدا از روش دماسنجی Ti موجود در بیوتیت‌ها استفاده شده و مقدار دما برای دو نمونه گارنت شیبست و هورنفلس محاسبه شد. سپس بر اساس روش فشارسنجی گارنت - بیوتیت - مسکوویت - آلومینوسیلیکات - کوارتز، فشار محاسبه شده و از فشار مذکور در دماسنجی گارنت - بیوتیت و گارنت - مسکوویت و بررسی شرایط ترمودینامیکی حاکم بر دگرگونی سنگ‌های مورد مطالعه بهره گرفته شد. اما برای نمونه گارنت کلریتوید شیبست که فاقد کانی بیوتیت بوده و محاسبه فشار با این روش در آن ممکن نبود، دما بر اساس بازه‌ای از تغییرات احتمالی فشار (۳ تا ۶ کیلوبار) محاسبه شد.

پیش از انجام مطالعات دماسنجی گارنت - بیوتیت و گارنت - مسکوویت، لازم است مقدار فشار محاسبه شود تا بتوان از آن در محاسبات دماسنجی بهره برد. در نتیجه، برای انجام محاسبات مربوط به فشار از روش فشارسنجی GBMAQ استفاده شد که البته در فرمول محاسباتی این روش، دما نیز لحاظ شده است. به‌همین دلیل و به‌منظور محاسبه دمای مورد نیاز در این فرمول، از روش دماسنجی تیتان موجود در بیوتیت استفاده شد. مزیت استفاده از این روش دماسنجی این است که نه تنها محاسبات آن مستقل از مقادیر فشار انجام می‌گیرند، بلکه دارای دقت خوب و قابل قبولی نیز می‌باشد. به‌گونه‌ای که نتایج حاصل از آن با دماهایی که بعداً توسط روش معتبر گارنت - بیوتیت محاسبه شد، بسیار نزدیک و مشابه است.

۶-۱. زمین‌دماسنج Ti موجود در بیوتیت

مقدار Ti موجود در بیوتیت، به‌عنوان تابعی از تغییرات دما در سنگ‌های دگرگونی شناخته شده است (Engel and Engel, 1960; Kwak, 1968; Robert, 1976; Henry and Guidotti, 1993; Patino Douce, 1993; Dymek, 1983). عواملی که بر مقدار Ti موجود در بیوتیت تأثیر می‌گذارند، صرفاً به تغییرات دما محدود نیستند؛ بلکه عوامل فشار، شیمی بلورهای بیوتیت و مجموعه کانی‌های همراه آنها نیز مهم است (Dymek, 1983; Henry and Guidotti, 2002). به‌رحال، دما بیشترین تأثیر را بر روی کنترل مقدار Ti در بیوتیت دارد و افزایش فشار نیز تأثیر عکس دارد، به این معنی که مقدار Ti جایگزین شده با افزایش فشار، کاهش می‌یابد (Robert, 1976; Tronnes et al., 1985; Henry et al., 2005; Arima and Edgar, 1981; Forbes and Flower, 1974). همچنین میزان Ti در بیوتیت، به‌طور کلی با افزایش مقدار Fe افزایش می‌یابد (Arima and Edgar, 1981; Abrecht and Hewitt, 1988).

البته این روش برای بررسی شرایط ترمودینامیکی سنگ‌های متاپلیت پرآلومین در فشارهای کم تا متوسط و نیز سنگ‌های دگرگونی پرآلومین، پیشنهاد شده است (Henry et al., 2005). Henry et al. (2005) فرمول این دماسنج را به‌صورت $T(^{\circ}C) = \{Ln(Ti) + 2.3594 + 1.7283(X_{Mg})^3\} / (4.6482 \times 10^{-9})^{0.333}$ بیان کرده‌اند که در آن تعداد اتم‌های تیتانیوم محاسبه‌شده در فرمول ساختاری (برحسب a.p.f.u.) بیوتیت بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن و X_{Mg} برابر $Mg/(Mg+Fe)$ است. این معادله برای $T = 480 - 800^{\circ}C$ و $Ti = 0.04 - 0.60$ a.p.f.u.، $X_{Mg} = 0.275 - 1.00$ (با خطای تقریبی $\pm 24^{\circ}C$) معتبر است (Henry et al., 2005). دمای دگرگونی

گارنت کلریتوید شیبست و عدم امکان محاسبه فشار به روش GBMAQ و در عین حال تأثیر فشار در محاسبات دمایی در روش گارنت - مسکوویت، مقدار فشار برای این کانی ۳، ۴، ۵ و ۶ کیلو بار فرض شده است و بر این اساس دما در هر یک از این فشارها جداگانه محاسبه شده است (جدول ۶).

همان گونه که مشاهده می شود، دامنه تغییرات مقادیر میانگین دمای دگرگونی که شیبست های منطقه دهنو را تحت تأثیر قرار داده است، بسیار محدود و نزدیک به هم است. در حقیقت این دما برای گارنت شیبست ها با استفاده از روش گارنت - مسکوویت به طور میانگین در حدود ۵۰۴ درجه سانتی گراد و برای نمونه مورد مطالعه گارنت کلریتوید شیبست در حدود ۴۸۶ تا ۴۹۷ درجه سانتی گراد و برای نمونه هورنفلس در حدود ۴۸۹ درجه سانتی گراد است.

همچنین مشاهده می شود که در نمونه گارنت کلریتوید شیبست، میانگین اختلاف همه نتایج دمایی به دست آمده از روش های گوناگون، در حدود ۱۰ درجه سانتی گراد، در محدوده فشار ۳ تا ۶ کیلو بار است. اما بیشترین مقدار تغییرات دما در این محدوده فشاری به وسیله روش Krogh and Raheim (1978) به دست آمده (در حدود ۴۲ درجه سانتی گراد) و کمترین تأثیر فشار، را می توان در روش دماسنجی گارنت - مسکوویت (Wu and Zhao (2006) مشاهده کرد، که حدود ۰/۴ درجه سانتی گراد است.

۷- بحث و نتیجه گیری

مجموعه کانی های موجود در نمونه های گارنت کلریتوید شیبست، گارنت شیبست و هورنفلس، به صورت جدول ۲ هستند. بررسی کانی شناسی نشان می دهد مجموعه کانی های گارنت شیبست ها دما و فشار بالاتری نسبت به دو نمونه دیگر دارند و حتی هورنفلس نیز که در فاصله نزدیک تری نسبت به توده تونالیتی قرار گرفته است، کانی های دما پایین تری نسبت به گارنت شیبست دارد. در حقیقت، کانی شناسی نمونه DH-GS نسبت به نمونه های DH-H و DH-GCS دارای تفاوت هایی است که موجب می شود روند تغییراتی کانی شناسی از سمت هاله دگرگونی (هورنفلس) به سمت گارنت کلریتوید شیبست فاقد روند مستقیمی باشد. این مسئله توسط ترکیب شیمیایی کانی ها به خوبی مشخص می شود. برای مثال، میزان ترکیب Fe/Fe+Mg در بیوتیت های نمونه DH-GS در مقایسه با نمونه DH-H بالاتر است (شکل ۵-ب). افزون بر این، میزان Fe/Fe+Mg در مسکوویت ها از سمت نمونه DH-H به DH-GS، کاهش یافته و سپس در نمونه های DH-GS به سمت DH-GCS افزایش می یابد. همچنین درصد آلماندین موجود در گارنت از نمونه DH-GS به سمت DH-GCS و سپس DH-H به طور نسبی کاهش و برعکس میزان اسپسارتین آنها افزایش یافته است (جدول های ۳، ۴ و ۵). فلدسپارهای نمونه DH-GS و DH-H به طور نسبی دارای CaO بالاتری نسبت به نمونه DH-GCS هستند (شکل ۵). بالا بودن نسبی Na_2O در ترکیب فلدسپارهای نمونه های DH-GS و DH-H می تواند در رابطه با محلول های سدیم دار ناحیه دگرگونی همبری منطقه باشد. افزون بر این، میزان بالای Ca موجود در فلدسپارها دلالت بر دمای بالای دگرگونی در نمونه DH-GS و حتی نمونه DH-H دارد. مطالعات زمین دماسنجی صمدی (۱۳۸۷) حاکی از دمای دگرگونی پایین تر در نمونه DH-H نسبت به سنگ های مجاور است، بنابراین، عامل دمای دگرگونی نیز یکی دیگر از عوامل مؤثر بر کمتر بودن محتوای سدیم در فلدسپار این دو گروه سنگی نسبت به فلدسپار موجود در سنگ های مجاور است (یعنی در نمونه DH-GCS و حتی توده تونالیتی (صمدی، ۱۳۸۷)).

این اختلاف توسط مطالعات دماسنجی نیز تأیید شده است (جدول ۶). به گونه ای که دمای میانگین تشکیل مجموعه کانی های نمونه هورنفلس پایین تر از گارنت شیبست و به طور میانگین در حدود ۵۵۰ درجه سانتی گراد است، در حالی که میانگین دمای محاسبه شده در مورد گارنت شیبست در حدود ۵۶۹ درجه سانتی گراد می باشد

تغییرات منیزیم و آهن، در برخی از کالیبراسیون ها تغییرات عناصری چون Mn, Ca موجود در گارنت، Ti و Al موجود در بیوتیت نیز مورد توجه قرار گرفته است (Hodges and Spear, 1982; Dasgupta et al., 1991). روابط K_D و T توسط مؤلفان گوناگون بیان شده است (Wu and Cheng, 2006).

این روش به عنوان یک روش مرسوم در سنگ های دگرگونی مطرح است. در این مطالعه، برای محاسبه دما با روش گارنت - بیوتیت از کالیبراسیون های ارائه شده توسط (Hodges and Spear (1976), Ferry and Spear (1978), Thompson (1976) و (Perchuk and Lavrent'eva (1983) استفاده شده است. بر اساس بررسی های کانی شناسی و سنگ نگاری و داده های موجود، و نیز فشار به دست آمده از روش GBMAQ، متوسط دمای به دست آمده در مورد نمونه گارنت شیبست و هورنفلس با استفاده از روش گارنت - بیوتیت به ترتیب به صورت ۶۱۰ و ۶۰۰ درجه سانتی گراد است (جدول ۶). این مقادیر بسیار نزدیک به دمای به دست آمده از روش دماسنجی مستقل از فشار تیتانیم موجود در بیوتیت است (جدول ۶).

۶-۴. زمین دماسنج گارنت - مسکوویت

حضور مسکوویت در حاشیه بلورهای گارنت (شکل ۳-د و ۴-ب) و یا در درون آنها (گارنت کلریتوید شیبست، شکل ۲-د) به خوبی بیانگر وجود تعادل شیمیایی در میان این دو کانی است. بنابراین می توان از روابط تعادلی آنها بهره گرفت و با استفاده از روش دماسنجی گارنت - مسکوویت، به محاسبه دمای تعادل این دو کانی پرداخت.

مسکوویت در بیشتر رخساره های شیبست سبز حضور دارد و بنابراین استفاده از دماسنج گارنت - مسکوویت به منظور شناسایی شرایط دمایی متاپلیت ها، توالی های پیشرونده محدودده های دگرگونی معکوس و هاله های تماس گرمایی دارای اهمیت است. اساس این زمین دماسنج که تاکنون توسط (Krogh and Raheim (1978), Green and Hellman (1982), Hynes and Forest (1988) و (Wu et al. (2002) مطالعه شده است بر تبادل Mg-Fe بین دو کانی مسکوویت و گارنت است. این زمین دماسنج در شرایط دمایی ۴۵۰ الی ۷۶۰ درجه سانتی گراد و فشار ۰/۸ تا ۱۱/۱ کیلو بار با محدوده ± 50 درجه سانتی گراد کالیبره شده است (Wu and Zhao, 2006). زمین دماسنج گارنت - مسکوویت برای سنگ های دگرگونی که میزان منیزیم و آهن مسکوویت آنها به ترتیب کمتر از ۰/۱۳ و بیشتر از ۰/۰۴ بر اساس ۱۱ اکسیژن باشد، پیشنهاد می شود که نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده پیشنهادی قرار می گیرند. با توجه به مدل های ارائه شده توسط محققان مختلف، در این تحقیق از روش (Wu and Zhao (2006) برای اندازه گیری دمای شیبست های منطقه (جدول ۶) استفاده شده است که با فرض حضور یا عدم حضور آهن فریک در مسکوویت و توسط دو فرمول زیر محاسبه می شود:

واکنش مدل A (محاسبه دما با فرض عدم وجود آهن فریک):

$$T_{(a)}^{(K)} = \{2325.8 + P(kbar)[-0.1 - 13.5(Fe_b - Mg_b) - 0.0135(Fe_c - Mg_c - 6541.2)] / (X_{mus}^{Fe} - X_{mus}^{Mg}) - 1127.7 X_{mus}^{Al} / \{1 + 0.0135[R \ln K_{ideal}(1) + (Fe_a - Mg_a)]\}$$

واکنش مدل B (محاسبه دما در حالتی که ۵۰ درصد آهن کل، آهن فریک باشد):

$$T_{(b)}^{(K)} = \{2064.7 + P(kbar)[-0.7 - 9.8(Fe_b - Mg_b) - 0.0098(Fe_c - Mg_c) - 7077.9(X_{mus}^{Fe} - X_{mus}^{Mg}) - 941.7 X_{mus}^{Al} / \{1 + 0.0098[R \ln K_{ideal}(1) + (Fe_a - Mg_a)]\}$$

که در آنها پارامترهای $Fe_a, Fe_b, Fe_c, Mg_a, Mg_b, Mg_c$ بیانگر ضرایب فعالیت گارنت و پلاژیوکلاز هستند. به منظور دستیابی به مقادیر متغیرهای مذکور به پیوست مقاله (Wu et al. (2004) مراجعه شود.

نتایج حاصل از محاسبه دما به روش زمین دماسنج گارنت - مسکوویت در شیبست های دهنو، در جدول ۶ ارائه شده اند. به لحاظ نبود یا مقدار ناچیز آهن فریک در گارنت های مورد مطالعه (جدول های ۳، ۴ و ۵)، از مدل A برای انجام محاسبات استفاده شد. همچنین با توجه به نبود داده های کانی شناسی کافی برای نمونه

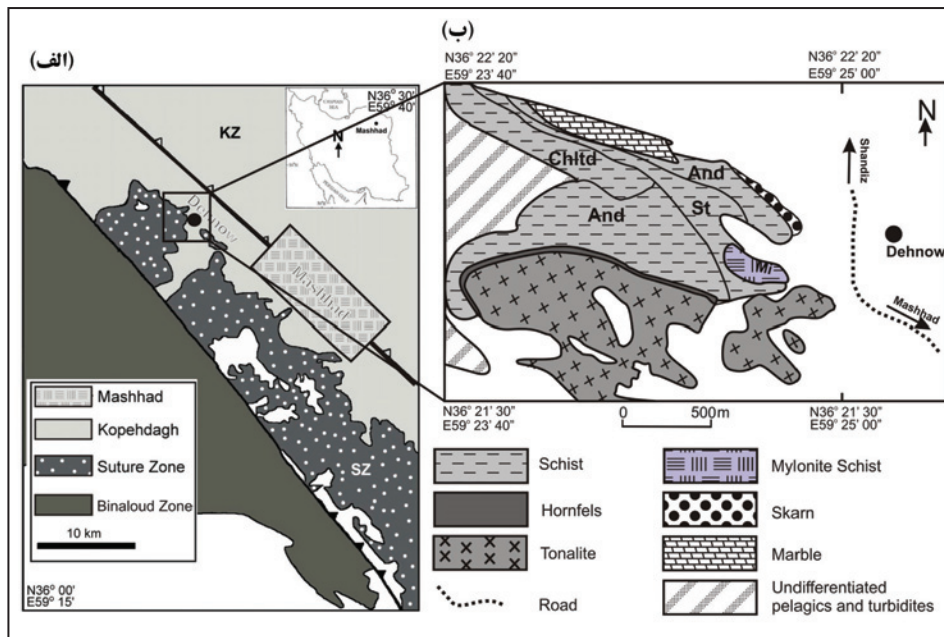
یک کانی در شیبست، مؤثر باشد و حتی منجر به تغییر دمای محاسبه‌شده شود و بنابراین، دماهای به‌دست آمده، کمتر از دمای تحمیل شده بر سنگ‌ها بوده باشد (Putnis and John, 2010).

سپاسگزاری

از همکاری‌های ارزنده مهندس رضا صمدی در انجام مطالعات صحرایی سپاسگزاری می‌شود.

(جدول ۶). دمای میانگین اندازه‌گیری‌شده برای گارنت کلریتوئید شیبست نیز حدود ۴۸۶ تا ۴۹۷ درجه سانتی‌گراد است. همچنین در مورد کاربرد روش گارنت-مسکویت، مقادیر دمایی حدود ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد کمتر از مقادیر حاصل از روش گارنت-بیوتیت است که این مسئله به دلیل محدوده پایداری پایین‌تر تشکیل مسکویت در مقایسه با بیوتیت است.

با توجه به مجاورت هورنفلس با توده تونالیتی دهنو، سیال‌های توده تونالیتی مذکور می‌توانست در شدت دگرگونی برگشتی هورنفلس و وجود نسل‌های مختلف

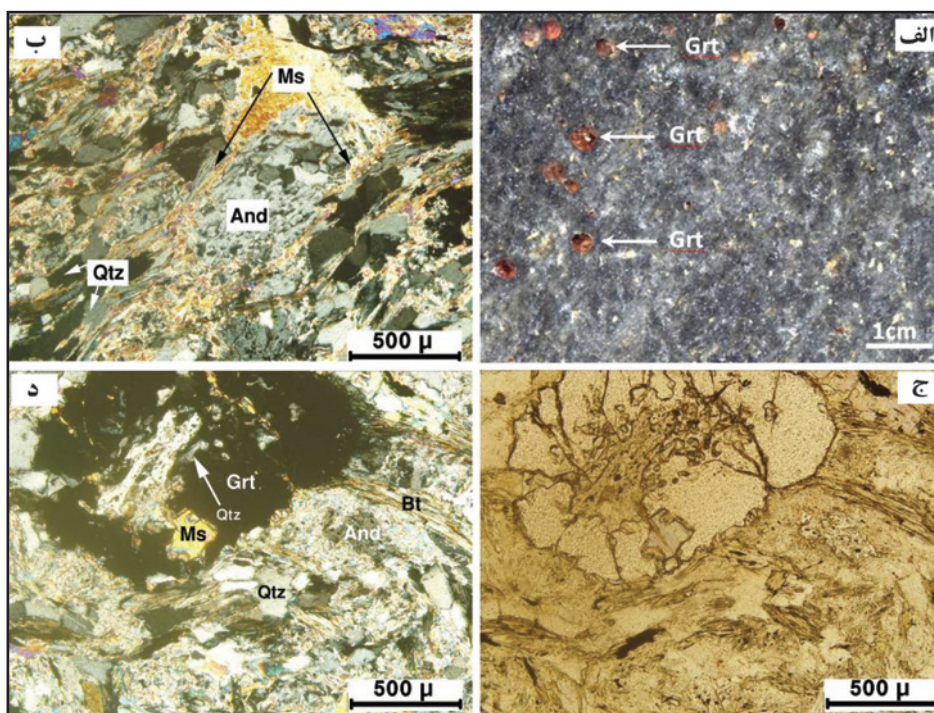


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی الف) محدوده‌های ساختاری اصلی در شمال‌خاوری ایران (پس از Alavi, 1991)، ب) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ایران و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ طریقه، پورلطیفی، ۱۳۸۱).

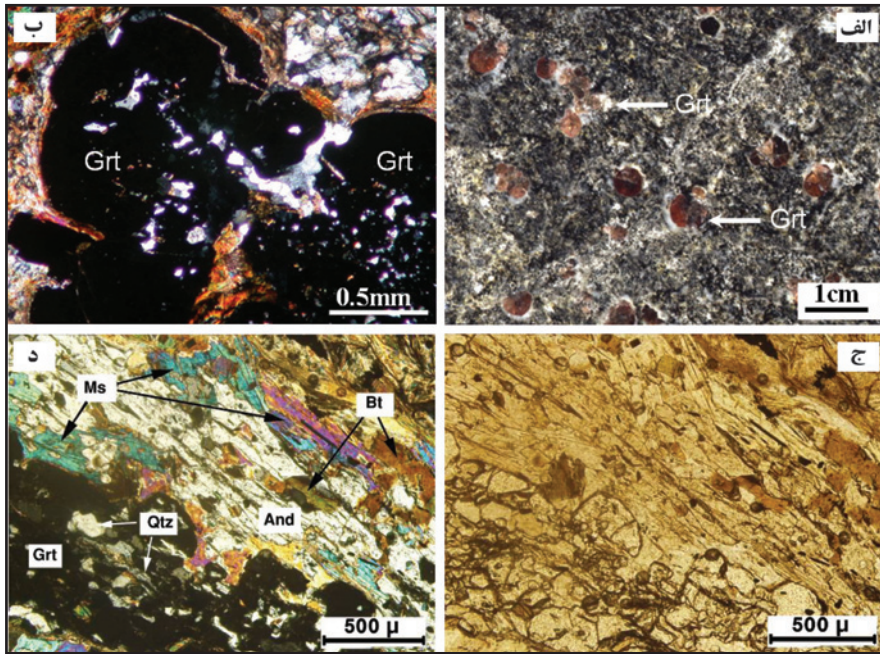
Cld=chloritoid; St=Staurolite;

And=Andalusite; BZ=Binaloud Zone;

[SZ=Suture Zone; KZ=Kopehdagh Zone

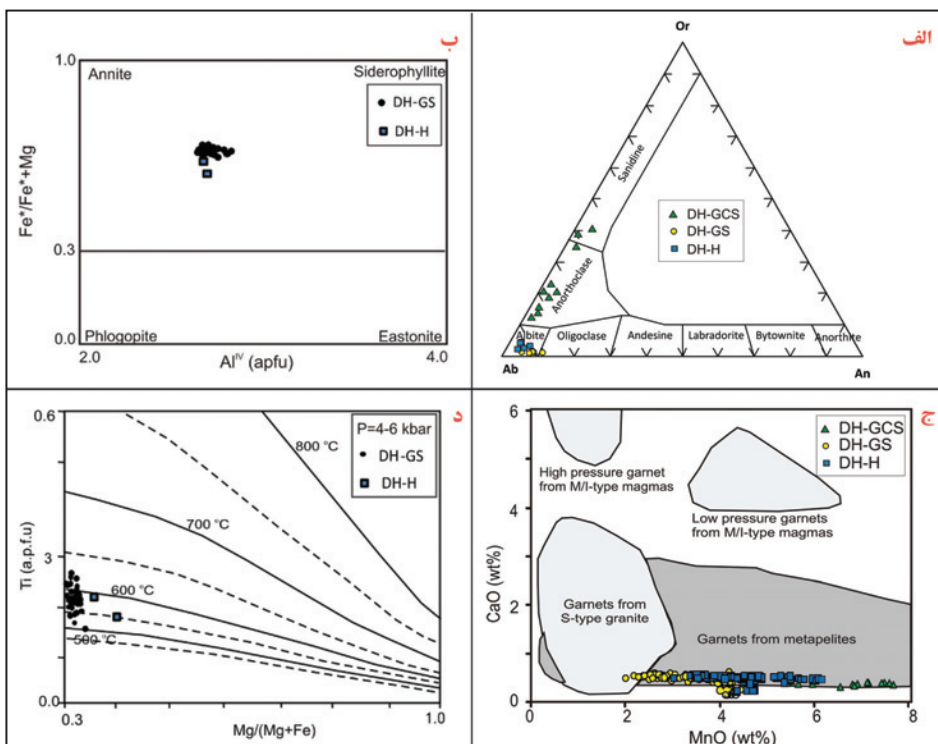
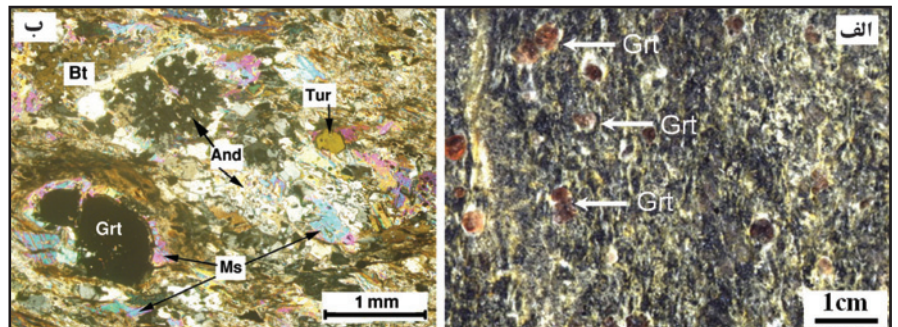


شکل ۲- الف) نمایی از گارنت شیبست کلریتوئیددار در نمونه دستی؛ ب) گارنت در تصویر XPL؛ مسکویت در اطراف بلورهای آندالوزیت؛ ج و د) ارتباط و حضور گارنت در کنار مسکویت، بیوتیت و آندالوزیت در نمونه گارنت کلریتوئید شیبست و حضور میانبار مسکویت و کوآرتز درون گارنت.



شکل ۳- الف) نمایی از گارنت شیست در نمونه دستی؛ ب) گارنت در تصویر XPL؛ ج و د) ارتباط و حضور گارنت در کنار مسکوویت، بیوتیت و آندالوزیت در نمونه گارنت شیست و حضور میانبار مسکوویت و کوارتز درون گارنت.

شکل ۴- الف) نمایی از هورنفلس در نمونه دستی؛ ب) ارتباط و حضور گارنت در کنار مسکوویت، بیوتیت و آندالوزیت در نمونه هورنفلس؛ قطعه کوچکی از تورمالین در برش عرضی و به صورت شش گوش مشاهده می‌شود.



شکل ۵- الف) ترکیب فلدسپار موجود در شیست‌های منطقه دهنو (Deer et al., 1962)؛ ب) ترکیب بیوتیت‌های موجود در نمونه گارنت شیست منطقه دهنو بر روی نمودار رده‌بندی بیوتیت‌ها (Deer et al., 1962)؛ ج) گارنت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی منطقه دهنو بر روی نمودار CaO در مقابل MnO (Harangi et al., 2001)؛ د) تعیین دمای بیوتیت‌ها با استفاده از دماسنج Ti در بیوتیت (Henry et al., 2005).

جدول ۱- مقادیر انحراف از معیار داده‌های مربوط به کانی‌ها (از مقادیر کمتر از 10^{-3} چشم‌پوشی شده است).

Mineral Type	Sample Name	Number of points Data	Si	Al	Al ^{iv}	Al ^{vi}	Ti	Cr	Fe	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mg	Mn	Ca	Na	K	Average
Plagioclase	DH-GCS	7	0.016	0.019										0.008	0.039	0.028	0.018
	DH-GS	7	0.008	0.011										0.015	0.030	0.002	0.013
	DH-H	5	0.041	0.094										0.041	0.085	0.019	0.056
Garnet	DH-GCS	31	0.012		0.008	0.010	0.002	0.001		0.116	0.007	0.127	0.015	0.005			0.030
	DH-GS	94	0.013		0.011	0.010	0.004	0.001		0.030	0.012	0.044	0.029	0.009			0.016
	DH-H	86	0.013	0.014			0.004	0.001		0.041	0.001	0.027	0.048	0.007			0.017
Muscovite	DH-GCS	41	0.040	0.070	0.040	0.047	0.020	0.002	0.024			0.009	0.001	0.005	0.072	0.086	0.035
	DH-H	37	0.072	0.144	0.072	0.082	0.030		0.028			0.013	0.001	0.003	0.043	0.077	0.029
Biotite	DH-GS	42	0.036	0.088	0.036	0.077	0.024	0.002	0.073			0.073	0.003	0.011	0.010	0.076	0.051
	DH-H	3	0.069	0.004	0.035	0.061	0.002	0.056	0.002			0.035	0.035	0.035	0.035	0.035	0.042
Aluminosilicate	DH-GCS	4	0.006	0.010													0.034
	DH-GS	17	0.009	0.012													0.008
	DH-H	19	0.005	0.007													0.010
Average			0.026	0.045	0.029	0.048	0.014	0.009	0.030	0.062	0.007	0.042	0.017	0.013	0.046	0.048	0.029

جدول ۲- نامگذاری و کانی‌شناسی نمونه‌های شیست و هورنفلس مورد مطالعه.

نام سنگ	شماره مقطع مورد مطالعه	کانی‌شناسی
گارنت کلریتوید شیست	DH-GCS	کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت، گارنت، کلریتوید، تورمالین، کلریت، ایلمنیت
گارنت شیست	DH-GS	کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت، گارنت، آندالوزیت، زیرکن، ایلمنیت
هورنفلس	DH-H	کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، مسکوویت، گارنت، آندالوزیت، کلریتوید، تورمالین، سیلیمانیت (فیبرولیت)، ایلمنیت

جدول ۳- نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌های موجود در نمونه گارنت کلریتوید شیست (مقطع شماره DH-GCS) دهنو (بر حسب wt%)، محاسبه

فرمول ساختاری (بر حسب تعداد اتم اکسیژن به صورت (a.p.f.u. = Feld = فلدسپار؛ Ms = مسکوویت؛ Grt = گارنت).

Mineral Type	Feld	Feld	Feld	Feld	Ms	Ms	Ms	Ms	Grt	Grt	Grt	Grt	Als	Als	Als	Als
Sample	232	241	250	303	234	235	236	237	251	252	253	254	328	329	330	339
SiO ₂	45.94	45.41	46.32	45.87	46.10	45.82	45.67	45.56	37.32	37.11	37.31	36.79	36.31	36.91	37.07	36.79
TiO ₂	0.06	0.07	0.03	0.07	0.13	0.09	0.62	0.36	0.06	0.05	0.00	0.03	0.01	0.04	0.04	0.02
Al ₂ O ₃	39.78	38.25	39.78	39.13	36.87	37.01	35.98	36.46	20.98	21.35	21.25	21.45	61.40	61.55	61.17	61.78
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00
FeO	0.26	0.31	0.39	0.29	0.91	0.99	1.07	1.06	34.58	34.20	33.75	32.54	0.84	0.76	1.19	1.44
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	5.53	5.98	6.82	8.17	0.05	0.02	0.04	0.18
MgO	0.04	0.05	0.06	0.05	0.19	0.21	0.30	0.27	1.04	1.14	1.26	1.32	0.02	0.03	0.10	0.02
CaO	0.82	0.34	0.40	0.58	0.02	0.01	0.02	0.05	0.38	0.32	0.31	0.33	0.03	0.00	0.04	0.00
Na ₂ O	5.75	6.27	6.56	5.95	1.77	2.08	1.49	1.58	0.03	0.03	0.05	0.02	0.04	0.00	0.03	0.03
K ₂ O	2.30	2.41	1.35	2.17	8.42	8.16	8.83	8.88	0.02	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	94.99	93.10	94.89	94.11	94.41	93.61	94.41	94.38	99.94	100.22	100.76	100.65	98.75	99.33	99.71	100.27
Oxy. No.	8	8	8	8	22	22	22	22	12	12	12	12	5	5	5	5
Si	2.16	2.18	2.17	2.17	6.12	6.09	6.11	6.09	3.02	3.00	3.01	2.97	1.00	1.01	1.01	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.20	2.16	2.19	2.18	5.77	5.79	5.68	5.74	2.01	2.04	2.02	2.05	1.99	1.98	1.96	1.98
Al ^{iv}					1.88	1.91	1.89	1.91	0.00	0.00	0.00	0.03				
Al ^{vi}					3.89	3.88	3.79	3.83	2.01	2.04	2.02	2.02				
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.02	0.01	0.10	0.11	0.12	0.12	2.40	2.37	2.32	2.26	0.02	0.02	0.03	0.03
Fe ²⁺					0.10	0.11	0.12	0.12	2.40	2.37	2.32	2.23				
Fe ³⁺					0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.38	0.41	0.47	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.06	0.05	0.13	0.14	0.15	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.04	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.52	0.58	0.59	0.55	0.45	0.54	0.39	0.41	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.14	0.15	0.08	0.13	1.42	1.38	1.51	1.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH*					4.00	4.00	4.00	4.00								

ادامه جدول ۳

Mineral Type	Feld	Feld	Feld	Feld	Ms	Ms	Ms	Ms	Grt	Grt	Grt	Grt	Als	Als	Als	Als
Sample	232	241	250	303	234	235	236	237	251	252	253	254	328	329	330	339
Total	5.07	5.10	5.07	5.08	17.92	17.96	17.93	17.97	7.98	7.99	7.99	8.01	3.01	3.00	3.01	3.01
Fe/Fe+Mg					0.71	0.73	0.66	0.70	0.94	0.94	0.94	0.93				
Anorthite	5.89	2.33	2.88	4.19												
Albite	74.48	77.98	85.55	77.29												
Orthose	19.63	19.70	11.56	18.52												
Almandine									81.67	80.51	78.24	74.89				
Andradite									0.00	0.00	0.00	0.01				
Grossular									1.14	0.94	0.88	0.96				
Pyrope									4.27	4.66	5.13	5.34				
Spessartine									12.92	13.89	15.74	18.81				
Uvarovite									0.00	0.00	0.02	0.00				

 جدول ۴- نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌های موجود در گارنت شیت (مقطع شماره DH-GS) ده‌نو (بر حسب wt%)، محاسبه فرمول ساختاری (بر حسب تعداد اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u.)
 (Feld = فلدسپار؛ Ms = مسکوویت؛ Bt = بیوتیت؛ Grt = گارنت؛ And = آندالوزیت).

Mineral Type	Feld	Feld	Feld	Feld	Ms	Ms	Ms	Ms	Bt	Bt	Bt	Bt	Grt	Grt	Grt	Grt	And	And	And	And
Sample	766	767	768	770	675	743	745	746	672	674	677	678	679	680	681	682	801	802	902	904
SiO ₂	64.26	64.68	64.62	64.96	45.22	46.11	45.51	45.42	33.59	34.01	33.92	33.76	36.00	37.21	37.19	36.87	36.15	36.04	36.68	36.93
TiO ₂	0.02	0.00	0.08	0.00	0.43	0.46	0.81	0.85	1.72	2.21	1.89	1.91	0.07	0.06	0.08	0.11	0.34	0.04	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	21.80	21.44	21.16	21.55	36.20	36.10	35.40	35.90	19.61	19.72	19.81	19.79	21.47	21.27	21.56	21.49	61.90	62.06	62.36	61.80
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.01	0.04	0.01	0.05	0.06	0.01	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.07
FeO	0.50	0.29	0.38	0.22	0.91	1.74	1.14	0.91	23.34	23.57	22.89	23.55	36.35	36.86	36.79	37.05	0.60	0.47	0.28	0.70
MnO	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.11	0.01	0.00	0.03	0.06	0.09	0.10	4.19	2.98	2.96	2.68	0.00	0.01	0.02	0.00
MgO	0.06	0.00	0.04	0.01	0.32	0.37	0.38	0.39	6.30	5.97	6.21	6.33	1.22	1.96	1.99	2.06	0.01	0.04	0.01	0.04
CaO	2.25	1.90	1.71	1.89	0.02	0.09	0.02	0.03	0.22	0.11	0.26	0.16	0.19	0.47	0.41	0.43	0.00	0.02	0.02	0.02
Na ₂ O	9.89	10.66	10.71	10.61	1.62	1.56	1.39	1.58	0.28	0.32	0.35	0.30	0.04	0.04	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.01
K ₂ O	0.14	0.07	0.12	0.09	8.30	8.37	8.90	8.58	6.89	7.50	7.32	7.39	0.07	0.03	0.00	0.01	0.09	0.08	0.02	0.01
Total	98.92	99.08	98.82	99.35	93.05	94.92	93.56	93.68	91.99	93.52	92.75	93.34	99.65	100.88	101.01	100.73	99.18	98.83	99.45	99.64
Oxy. No.	8	8	8	8	22	22	22	22	22	22	22	22	12	12	12	12	5	5	5	5
Si	2.86	2.88	2.88	2.88	6.09	6.12	6.13	6.09	5.34	5.32	5.34	5.30	2.94	2.99	2.98	2.96	0.99	0.99	1.00	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.08	0.09	0.21	0.26	0.22	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.14	1.12	1.11	1.12	5.75	5.65	5.62	5.68	3.67	3.64	3.67	3.66	2.07	2.02	2.04	2.04	1.99	2.00	2.00	1.98
Al ^{iv}					1.91	1.88	1.87	1.91	2.66	2.68	2.66	2.70	0.05	0.00	0.02	0.03				
Al ^{vi}					3.84	3.77	3.75	3.77	1.01	0.96	1.01	0.97	2.02	2.01	2.02	2.01				
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.02	0.01	0.01	0.01	0.10	0.19	0.13	0.10	3.10	3.09	3.01	3.09	2.59	2.50	2.51	2.55	0.01	0.01	0.01	0.02
Fe ²⁺					0.10	0.19	0.13	0.10	3.10	3.09	3.01	3.09	2.53	2.50	2.50	2.52				
Fe ³⁺					0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.02				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.29	0.20	0.20	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.07	0.08	0.08	1.49	1.39	1.46	1.48	0.14	0.23	0.23	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.11	0.09	0.08	0.09	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.85	0.92	0.93	0.91	0.42	0.40	0.36	0.41	0.09	0.10	0.11	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.00	0.01	0.01	1.43	1.42	1.53	1.47	1.40	1.50	1.47	1.48	0.01	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
OH*	0.00	0.00	0.00	0.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99	4.00	3.99								
Total	5.00	5.02	5.03	5.02	17.91	17.92	17.93	17.92	19.39	19.46	19.45	19.47	8.02	8.00	8.00	8.01	3.01	3.01	3.00	3.01
Fe/Fe+Mg					0.62	0.73	0.61	0.55	0.67	0.68	0.67	0.67	0.94	0.91	0.91	0.91				
Anorthite	11.10	8.92	8.03	8.93																
Albite	88.11	90.68	91.30	90.56																
Orthose	0.79	0.39	0.66	0.51																
Almandine													84.52	83.97	84.08	84.26				
Andradite													0.03	0.00	0.00	0.01				
Grossular													0.36	1.33	1.13	1.16				
Pyrope													5.07	7.87	7.99	8.33				
Spessartine													9.85	6.81	6.75	6.16				
Uvarovite													0.21	0.02	0.05	0.10				

جدول ۵- نتایج تجزیه میکروپروب کانی‌های موجود در نمونه هورنفلس (مقطع شماره DH-H) دهنو (بر حسب wt%)، محاسبه فرمول ساختاری (بر حسب تعداد اتم اکسیژن و به صورت a.p.f.u.)
 (Feld = فلدسپار؛ Ms = مسکوویت؛ Bt = بیوتیت؛ Grt = گارنت؛ And = آندالوزیت).

Mineral Type	Feld	Feld	Feld	Feld	Ms	Ms	Ms	Ms	Bt	Bt	Bt	Bt	Grt	Grt	Grt	Grt	And	And	And	And
Sample	85	86	87	183	45	32	41	42	41	42	45	49	16	17	18	19	33	34	36	37
SiO ₂	63.50	64.66	64.18	65.18	45.29	45.41	45.76	46.07	45.76	46.07	45.29	46.86	37.43	37.27	37.28	37.26	36.85	37.17	36.70	36.77
TiO ₂	0.01	0.00	0.00	0.00	0.48	0.85	0.44	0.44	0.44	0.44	0.48	0.03	0.14	0.08	0.07	0.02	0.01	0.00	0.04	0.07
Al ₂ O ₃	22.37	22.28	21.63	20.96	36.07	36.03	36.60	36.15	36.60	36.15	36.07	36.64	21.48	21.43	21.51	21.36	62.19	61.66	61.70	61.74
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04
FeO	0.16	0.14	0.20	0.30	1.61	1.01	0.85	0.99	0.85	0.99	1.61	1.08	36.24	35.86	35.67	35.86	0.35	0.30	0.38	0.57
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	3.03	3.54	4.11	4.66	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.05	0.04	0.00	0.02	0.42	0.40	0.32	0.38	0.32	0.38	0.42	0.32	2.11	1.99	2.01	1.51	0.02	0.00	0.01	0.03
CaO	0.99	2.39	2.37	1.40	0.01	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.01	0.01	0.43	0.42	0.42	0.31	0.01	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	10.18	9.38	10.40	10.76	1.70	1.41	1.98	1.69	1.98	1.69	1.70	1.27	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03
K ₂ O	0.82	0.09	0.07	0.05	8.30	8.79	8.32	8.50	8.32	8.50	8.30	8.65	0.02	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01
Total	98.09	98.99	98.86	98.67	93.89	93.98	94.32	94.28	94.32	94.28	93.89	94.91	100.93	100.64	101.16	101.01	99.50	99.18	98.87	99.26
Oxy. No.	8	8	8	8	22	22	22	22	22	22	22	22	12	12	12	12	5	5	5	5
Si	2.85	2.86	2.86	2.90	6.08	6.08	6.09	6.13	6.09	6.13	6.08	6.18	3.00	3.00	2.99	3.00	1.00	1.01	1.00	1.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.09	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.18	1.16	1.14	1.10	5.70	5.69	5.74	5.67	5.74	5.67	5.70	5.70	2.03	2.03	2.03	2.03	1.99	1.98	1.99	1.98
Al ^{iv}					1.92	1.92	1.91	1.87	1.91	1.87	1.92	1.82								
Al ^{vi}					3.78	3.77	3.83	3.81	3.83	3.81	3.78	3.88								
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.01	0.01	0.01	0.01	0.18	0.11	0.10	0.11	0.10	0.11	0.18	0.12	2.43	2.42	2.39	2.42	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²⁺						0.11	0.10	0.11	0.10	0.11	0.18	0.12	2.43	2.42	2.39	2.42				
Fe ³⁺						0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.24	0.28	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.08	0.06	0.08	0.06	0.08	0.08	0.06	0.25	0.24	0.24	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.05	0.11	0.11	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.89	0.81	0.90	0.93	0.44	0.37	0.51	0.44	0.51	0.44	0.44	0.33	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.05	0.01	0.00	0.00	1.42	1.50	1.41	1.44	1.41	1.44	1.42	1.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
OH*					4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00								
Total	5.02	4.96	5.02	5.01	17.96	17.92	17.96	17.92	17.96	17.92	17.96	17.85	7.97	7.98	7.99	7.98	3.00	3.00	3.00	3.00
Fe/Fe+Mg					0.69	0.57	0.62	0.61	0.62	0.57	0.69	0.66	0.90	0.90	0.90	0.92				
Anorthite	4.88	12.28	11.16	6.68																
Albite	90.31	87.15	88.47	93.02																
Orthose	4.81	0.57	0.37	0.31																
Almandine													83.07	82.37	81.15	82.12				
Andradite													0.00	0.00	0.00	0.00				
Grossular													1.26	1.24	1.22	0.92				
Pyrope													8.63	8.17	8.15	6.16				
Spessartine													7.05	8.23	9.47	10.80				
Uvarovite													0.00	0.00	0.00	0.00				

جدول ۶- خلاصه نتایج دما فشارسنجی هورنفلس و شیب‌های منطقه دهنو.

Samples	DH- GCS				DH- GS		DH- H		Comment
T (°C) Ti in Biotite									
Henry et al. (2005)					593		562		
Henry et al. (2005)*					~500-630		~550-600		
P (kbar)**	3	4	5	6	5.3		4.3		
T (°C) Garnet-Biotite									
Holdaway & Lee (1977)					601		593		
Perchuk & Lavrent'eva (1983)					601		595		
Ferry & Spear (1978)					612		599		
Hodges & Spear (1982)					618		599		Garnet model: HW
Thompson (1976)					619		613		Garnet model: GS
Average T of GB (°C)					610		600		
T (°C) Garnet-Muscovite									
Krogh & Raheim (1978)	437	451	465	479	480		455		
Wu & Zhao (2006)	479.3	479.4	479.6	479.7	491		478		Model A (no ferric Fe ³⁺)
Wu et al. (2002)	548	549	550	551	552		543		Model A (no ferric Fe ³⁺)
Average T of GM (°C)	486	490	494	497	504		489		
Average calculated T (°C)	486	490	494	497	569		550		

** P-estimation for DH- GS and DH- H done by GBMAQ barometer Ti in biotite (Fig. 4C); *On the empirical graphic diagram of Ti vs. Mg/(Mg + Fe) Thermometer. Pressure is supposed in a range of 3 to 6 kbar for DH-GCS.

کتابنگاری

- اسماعیلی، د.، کتعیان، ع.، ولی‌زاده، م. و.، ۱۳۸۲- پلی‌متامورفیسم در اطراف گرانیتوئیدهای جنوب مشهد، دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- بهارى فر، ا.ا.، هاتفی، ر.، مظاهری، ا.، معین‌وزیری، ح.، ۱۳۸۴- دگرشکلی و ارتباط آن با تبلور کانی‌های دگرگونی در منطقه دهنو (مشهد- خراسان). نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- پورلطیفی، ا.، ۱۳۸۱- نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ طریقه، سازمان زمین‌شناسی ایران.
- شیردشت‌زاده، ن.، صمدی، ر.، ۱۳۸۹- آشنایی با روش‌های زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی، اصفهان، ۹۹ صفحه.
- صمدی، ر.، ۱۳۸۷- بررسی منشأ مگاکریست‌های گارنت موجود در تونالیت دهنو، شمال‌غرب مشهد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۷۹ صفحه.
- صمدی، ر.، شیردشت‌زاده، ن.، ۱۳۸۹- گارنت (مفاهیم کانی‌شناسی، خاستگاه و دمافشارسنجی)، مشهد، ۱۰۶ صفحه.
- هاتفی، ر.، ۱۳۸۲- مطالعه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و توده‌های نفوذی منطقه دهنو (شمال‌غرب مشهد)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلّم تهران، ۱۱۲ صفحه.
- همام، م.، قائمی، ف.، ۱۳۸۷- ساز و کار تشکیل فیبرولیت در هاله دگرگونی گرانیت مشهد، فصل‌نامه بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال شانزدهم، شماره ۱، صفحه ۱۵۹-۱۶۸.

References

- Abrecht, J. & Hewitt, D. A., 1988- Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite. *American Mineralogist*, 73: 1275-1284.
- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 983-992.
- Alberti, A. & Nicoletti, M. & Petrucciani, C., 1973- K/Ar ages of micas of Mashhad granites (Khorasan, North-Eastern Iran). *Period. Mineralogy*, 42: 483-493.
- Althaus, E., 1967- The triple point andaluzite-sillimanite-kyanite: An experimental and petrologic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 16: 29-44.
- Arima, M. & Edgar, A. D., 1981- Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77: 288-295.
- Bucher, K. & Frey, M., 2002- *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin, Heidelberg, New York, Springer-Verlag, 7th edition, 341 p.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. & Fukuoka, M., 1991- A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109: 130-137.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1962- *Rock Forming Minerals*. Volume 3, Sheet Silicates. Wiley, 270 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1997- *Rock Forming Minerals*. Volume 2B. Double-Chain Silicates. Geological Society, London, 2nd edition, 764 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1992- *An Introduction to the Rock forming Minerals*. Second Editions, Longman, London, 696 p.
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ vacancy-ordering and Fe-oxidation. *Geological Society of America*, 31(7): 170.
- Dymek, R. F., 1983- Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Green land. *American Mineralogist*, 68: 880-899.
- Engel, A. E. J. & Engel, C. G., 1960- Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains. New York, Part 2. *Mineralogy Bulletin of the Geological Society of America*, 71: 1-58.
- Ferry, J. M. & Spear, F. S., 1978- Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66: 113-117.
- Forbes, W. C. & Flower, M. F. J., 1974- Phase relations of titan-phlogopite, K₂Mg₄TiA₁₂Si₆O₂(OH)₄: A refractory phase in the upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 22: 60 - 66.
- Frost, J., 1962- Metamorphic grade and iron-magnesium distribution between coexisting garnet-biotite and garnet-hornblende. *Geological Magazine*, 99: 427-438.
- Green, T. H. & Hellman, P. L., 1982- Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. *Lithos*, 15: 253-266.
- Harangi, S. Z., Downes, H., Kosa, L., Szabo, C. S., Thirlwall, M. F., Mason, P. R. D. & Matthey, D., 2001- Almandine Garnet in Calc-Alkaline Volcanic Rocks of the Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): Geochemistry, Petrogenesis and Geodynamic Implications. *Journal of Petrology*, 42(10): 1813-1843.
- Henry, D. J., Guidotti, C.V. & Thomson, J. A., 2005- The Ti saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist*, 90: 316-328.
- Henry, D. J. & Guidotti, C. V., 2002- Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications. *American Mineralogist*, 87: 375-382.
- Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982- Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67(11/12): 1118-1134.

- Holdaway, M. J. & Mukhopadhyay, B., 1993- Are-evaluation of the stability relations of andalusite: thermochemical data and phase diagram for the aluminosilicates. *American Mineralogist*, 78: 298-315.
- Holdaway, M. J., 1971- Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271: 97-131
- Holdaway, M. J., 2000- Application of new experimental and garnet Margules data to the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 85: 881-892.
- Holdaway, M. J., 2001- Recalibration of the GASP geobarometer in light of recent garnet and plagioclase activity models and versions of the garnet-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 86: 1117-1129.
- Hynes, A. & Forest, R. C., 1988- Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 297- 309.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R. & Farmer, L., 2010- Zircon U-Pb geochronology, Sr-Nd isotope analyses, and petrogenetic study of the Dehnow diorite and Kuhsangi granodiorite (Paleo-Tethys), NE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 384-393.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1/2): 277-279.
- Krogh, E. J. & Raheim, A., 1978- Temperature and pressure dependence of Fe-Mg partitioning between garnet and phengite, with particular references to eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66(1): 75-80.
- Kwak, T. A. P., 1968- Ti in biotite and muscovite as an indication of metamorphic grade in almandine amphibolite facies rocks from Sudbury, Ontario. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32: 1222-1229.
- Lammerer, B., Langheinrich, G. & Danaei, M., 1983- The tectonic evolution of Binaloud mountains. Geodynamic project (Geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Report no. 51: 519 p.
- Majidi, B., 1978- Etude Petrostructurale de la region de Mashhad (Iran). These docteur. Ingenieur, Univ. Sci. ct. Med. de Grenoble, France, 277 p.
- Oganov, A. R., Price, G. D. & Brodholt, J. P., 2001- Theoretical investigation of metastable Al_2SiO_5 polymorphs. *Acta Crystallography*, A57: 548-557.
- Patiño, D. A. E., 1993- Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries, and consequences form biotite stability. *Chemical Geology*, 108: 133-162.
- Putnis, A. & John, T., 2010- Replacement Processes in the Earth's Crust. *Elements*, 6: 159-164.
- Pattison, D. R. M., 1992- Stability of andalusite and sillimanite and the Al_2SiO_5 triple point: Constraints from the Ballachulish aureole, Scotland. *Journal of Geology*, 100: 423-446.
- Perchuk, L. L. & Lavrent'eva, I. V., 1983- Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. Pp. 199-239 in: *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions* (S.K. Saxena, editor). *Advances in Physical Geochemistry*, 3, Springer, New York.
- Robert, J. L., 1976- Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chemical Geology*, 17: 213-227.
- Salje, E. & Werneke, C., 1982- The phase equilibrium between sillimanite and andalusite as determined from lattice vibrations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79: 56-67.
- Spear, F. S., 1995- *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, 799 p.
- Spear, F. S., Selverstone, J., Hickmott, D., Crowley, P. & Hodges, K.V., 1984- P-T paths from garnet zoning: A new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12: 87-90.
- Thomson, A. B., 1976- Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, 276: 425-454.
- Tronnes, R. G., Edgar, A. D. & Arima, M., 1985- A high pressure-high temperature study of TiO_2 solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 2323-2329.
- Wu, C. M. & Cheng, B. H., 2006- Valid garnet-biotite (GB) geothermometry and garnet-aluminum silicate-plagioclase-quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. *Lithos*, 89: 1 - 23.
- Wu, C. M., Wang, X. S., Yang, C. H., Geng, Y. S. & Liu, F. L., 2002- Empirical garnet-muscovite geothermometry in metapelites. *Lithos*, 62: 1-13.
- Wu, C. M., Zhang, J. & Ren, L. D., 2004- Empirical garnet-biotite-plagioclase-quartz (GBPQ) geobarometry in medium to high grade metapelites. *Journal of Petrology*, 45: 1907-1921.
- Wu, C. M. & Zhao, G. C., 2006- Recalibration of the garnet-muscovite (GM) geothermometer and the garnet-muscovite-plagioclase-quartz (GMPQ) geobarometer for metapelitic assemblages. *Journal of Petrology*, 47: 2357-2368.
- Wu, C. M. & Zhao, G. C., 2007- The Metapelitic Garnet-Biotite-Muscovite-Aluminosilicate-Quartz (GBMAQ) Geobarometer. *Lithos*, 97: 365-372.