

دما- فشارسنجی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه

محسن نصرآبادی^{۱*}، کاظم قلی‌زاده^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین^(۱)

۲- سازمان فرآوری مواد معدنی کرج

(دریافت مقاله: ۹۴/۵/۲۵، نسخه نهایی: ۹۴/۸/۱۰)

چکیده: در مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه سنگ‌های دگرگونی بیشتر از آمفیبولیت، آمفیبول‌شیت، گارنت‌هورنبلندیت و به ندرت از رسوب‌های تخریبی و شیمیایی دگرگون شده یافت می‌شوند. محاسبات دما- فشارسنجی نمونه‌های آمفیبولیت نشان‌دهنده‌ی دمای بالاتر از ۸۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۵ کیلو بار است. شرایط دگرگونی نمونه‌های آمفیبول‌شیت و گارنت‌هورنبلندیت فشار ۷/۵ تا ۱۳ کیلو بار و دمای ۵۷۰ تا ۷۷۰ درجه سانتیگراد است. این شرایط دگرگونی تقریباً با دما و فشار محاسبه شده‌ی نمونه‌ی گارنت‌شیت هم‌جوار هم‌خوانی دارد. با توجه به ترکیب شیمیایی آمفیبول، شواهد بافتی و کانی‌شناسی، محاسبات دما- فشارسنجی و تغییرات گرادیان دگرگونی، نمونه‌های آمفیبولیت محصول سیستم گرمایی (هیدروترمال) پشته‌ی میان‌اقیانوسی در نظر گرفته شده‌اند در حالی که نمونه‌های دیگر به‌واسطه‌ی دگرگونی قاعده‌ای در شروع فروانش به‌وجود آمده‌اند. همزیستی متاپلیت با متابازیت‌های قاعده‌ای در مجموعه افیولیتی شمال تربت حیدریه موید آن است که فرایند شروع فروانش و جایگزینی افیولیت مجاور یک حاشیه قاره‌ای روی داده است.

واژه‌های کلیدی: دما- فشارسنجی؛ شروع فروانش؛ دگرگونی قاعده‌ای؛ افیولیت؛ تربت حیدریه.

مقدمه

و نیز گستره‌ی مکران مشاهده کرد. بیشتر پژوهشگرانی که به بررسی جغرافیای دیرین قلمرو نئوتتیس پرداخته‌اند [۷-۱]، معتقدند که بسته شدن این حوضه‌ی اقیانوسی با فروانش در راستای بلوک سندج - سیرجان در زمان ژوراسیک تا کرتاسه [۷-۱۱] رخ داده است. زایش حوضه‌های پشت‌قوس کرتاسه در شمال خرده قاره‌ی ایران مرکزی به نام اقیانوس سبزوار [۱۲]، در جنوب و غرب آن اقیانوس فنوج [۱۳] یا نائین - بافت [۴] و در شرق تشکیل اقیانوس سیستان [۱۲] حاصل این سیستم فروانش‌اند. با وجود این که سنگ‌های دگرگونی وابسته به افیولیت‌ها از پایه‌های بنیادی در ارائه مدل ژئودینامیکی مناطق افیولیتی محسوب می‌شوند، ولی در بسیاری از مدل‌هایی که به بررسی

صفحه‌ی ایران از نظر زمین‌ساختی جهانی دارای موقعیت ویژه‌ای در قلمرو تتیس بوده و فعالیت‌های زمین‌ساختی، ماگمایی و دگرگونی وابسته به فروانش حوضه‌های اقیانوسی پروتوتتیس، پالتوتتیس و نئوتتیس در آن قابل مشاهده‌اند. در این میان بقایای حوضه‌ی اقیانوسی نئوتتیس و شواهد بسته شدن آن به صورت مجموعه‌ها و آمیزه‌های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی از گسترش وسیع‌تری نسبت به حوضه‌های اقیانوسی دیگر برخوردار است. برونزد مجموعه‌های افیولیتی یاد شده را می‌توان در اطراف خرده قاره‌ی ایران مرکزی شامل مناطق تربت حیدریه، سبزوار، نائین و بیرجند، در راستای کمربند زاگرس (مجموعه‌های افیولیتی خوی، کرمانشاه

متاگابروهای دانه‌دار، آمفیبولیت و آمفیبول‌شیست در یک زمینه‌ی سرپانتینیتی دیده می‌شوند (شکل‌های ۱ پ، ۲ الف و ب). نمونه‌های آمفیبولیت به رنگ تیره و متوسط بلور بوده و در آنها انباشت‌های رگه‌ای روشن متشکل از پلاژیوکلاز وجود دارند (شکل ۲ پ). نمونه‌های آمفیبول‌شیست دارای برگ‌وارگی و خط‌وارگی فراگیر هستند و در محل برونزد آنها مرمر و متاپلیت (شکل ۲ ت) نیز یافت می‌شوند.

سنگ‌نگاری

پیروکسن (کلینوپیروکسن و به ندرت ارتوپیروکسن) و پلاژیوکلاز دگرسان شده از کانی‌های سنگ‌ساز متاگابروهای توده‌ای هستند (شکل ۳ الف). در این نمونه‌ها، بخشی از بلورهای پیروکسن در حال تبدیل به آمفیبول است. از کانی‌های سنگ‌ساز آمفیبولیت می‌توان به آمفیبول، فلدسپارهای دگرسان شده و به ندرت پیروکسن نام برد. مرزهای تماس غیرمستقیم آمفیبول و پیروکسن‌های هم‌جوار در این نمونه‌ها نشان از شرایط غیرتعادلی آنها دارد (شکل ۳ ب). ایلمنیت و تیتانیت از کانی‌های فرعی هستند. در یک نمونه از متابازیت‌ها که حاوی بیشتر از ۹۰ درصد هورنبلند است گارنت نیز وجود دارد (شکل ۳ پ) که گارنت‌هورنبلندیت خوانده می‌شود. در این نمونه، فاز تیتانیم‌دار اولیه روتیل است که به‌صورت بخشی در حال تبدیل شدن به ایلمنیت است (شکل ۳ ت). ادخال‌های روتیل موجود در گارنت نیز به‌صورت بخشی به‌وسیله‌ی ایلمنیت جایگزین شده‌اند. منشورهای آمفیبول سمت یافته و اپیدوت کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های آمفیبول‌شیست هستند و در این نمونه‌ها پرهنیت پرکننده‌ی شکستگی‌ها است (شکل ۳ ث). در نمونه‌های آمفیبول‌شیست حاوی کلسیت، پاراژنز اسکارن مانند پیروکسن و اپیدوت نیز در محل انباشت کلسیت وجود دارد (شکل ۳ ج). کوارتز، فلدسپار، گارنت، بیوتیت و موسکویت کانی اصلی نمونه‌ی متاپلیتی غنی از کوارتز (گارنت‌شیست)، محسوب می‌شوند (شکل‌های ۳ چ و ح) و احتمالاً پروتولیت آن از رسوب‌های رسی غنی از کوارتز است.

شیمی کانی‌ها

به‌منظور شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و سنجش دما- فشار، از کانی‌های دو نمونه آمفیبولیت، دو نمونه آمفیبول‌شیست، یک نمونه گارنت‌هورنبلندیت و یک نمونه متاپلیت بیش از ۸۰ تجزیه ریزپردازشی نقطه‌ای به‌عمل آمد که در ادامه به تشریح آن می‌پردازیم.

اکیانوس‌زایی و بسته‌شدن حوضه‌ی اکیانوسی اطراف خرده قاره‌ی ایران مرکزی پرداخته‌اند از اهمیت و نقش سنگ‌های دگرگونی در تفسیر این مدل‌ها کمتر بحثی به میان آمده است. از دیرباز توصیف مجموعه افیولیتی شمال تربت حیدریه که حاصل بسته شدن حوضه‌ی اکیانوسی سبزوار در کرتاسه- پالئوسن است [۱۵، ۱۴، ۲، ۱] با سنگ‌های دگرگونی همراهی-کننده آن گره خورده است، ولی فقر داده‌های سنگ‌شناختی این سنگ‌ها بسیار مشهود است. در این نوشتار سعی شده است که با توجه به شواهد صحرایی، میکروسکوپی، شیمی کانی‌ها و دما- فشارسنجی، ضمن شناخت و تشریح فرایندهای دگرگونی، مدل ژئودینامیکی جایگزینی افیولیت‌های شمال تربت حیدریه نیز ارائه گردد.

روش بررسی

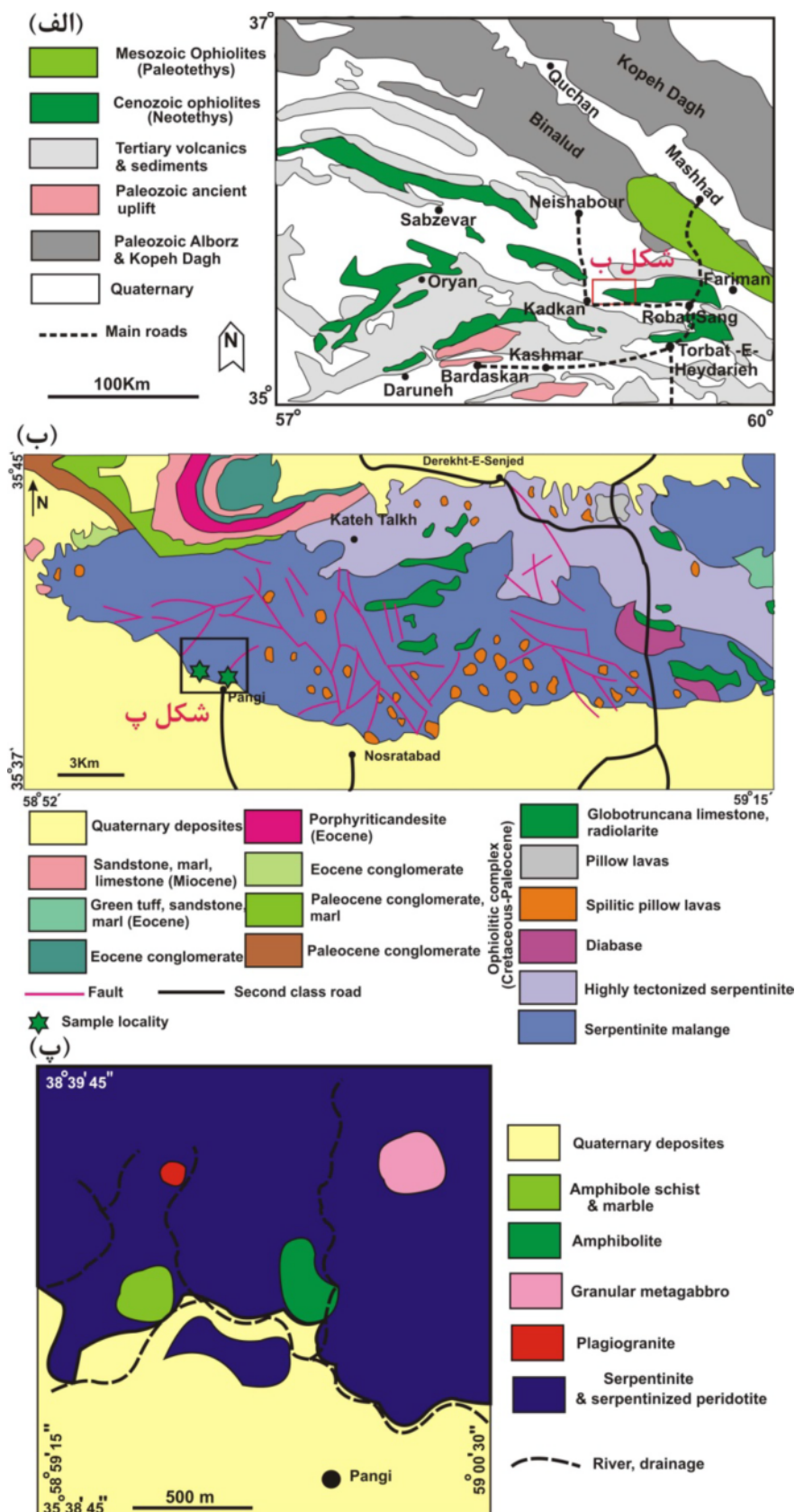
روش بررسی شامل نمونه‌برداری از برونزدهای مختلف سنگ-های دگرگونی و بررسی ریزپردازش نقطه‌ای با استفاده از ریزپردازنده‌ی Cameca SX100 در مرکز فرآوری مواد معدنی است. در طول آنالیز، ولتاژ 15KV، شدت جریان 15nA و زمان شمارش ۳۰ ثانیه بوده‌اند. در محاسبه‌ی فرمول ساختاری کانی‌ها از نرم‌افزار Calc Min و به منظور برآورد دما و فشار دگرگونی، از دما- فشارسنج‌های قراردادی، نتایج داده‌های آزمایشگاهی و شبکه‌های پترورژنتیک استفاده شده است.

زمین‌شناسی عمومی

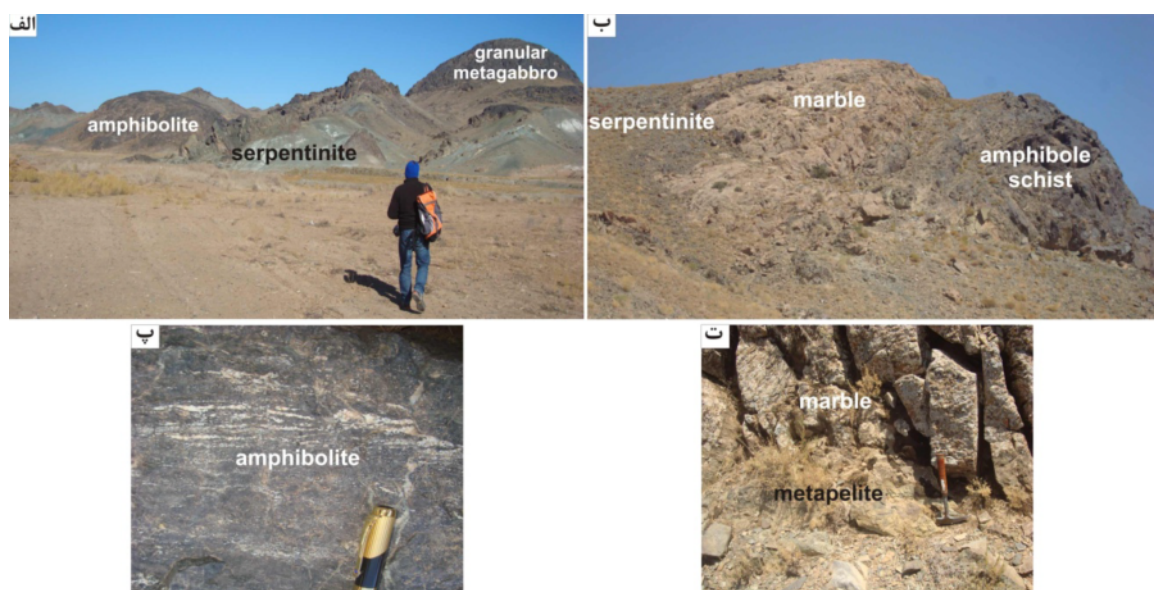
در شمال شرق ایران علاوه بر افیولیت‌های مزوزوئیک اطراف مشهد، مجموعه‌های افیولیتی تربت حیدریه و سبزوار به طول تقریبی ۴۰۰ کیلومتر بین بلوک لوت و پهنه‌ی بینالود نیز دیده می‌شوند. به منظور دسترسی به مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه می‌توان از جاده‌های ارتباطی مشهد-رباط سنگ، تربت حیدریه- رباط سنگ و نیشابور-کدکن استفاده کرد. (شکل ۱ الف).

مشابه مناطق افیولیتی دیگر ایران، سرپانتینیت و پریدوتیت‌های سرپانتینیتی بخش اصلی مجموعه افیولیتی شمال تربت حیدریه را تشکیل می‌دهند (شکل ۱ ب).

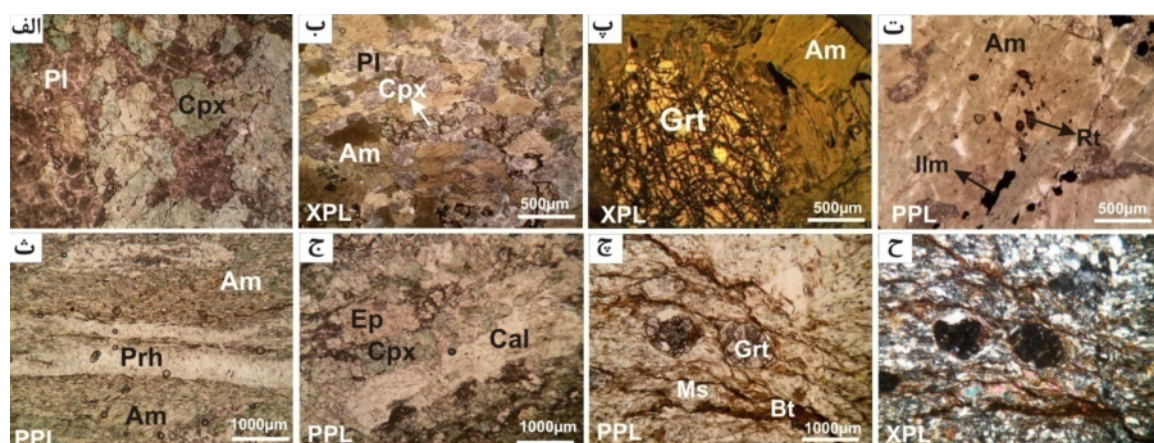
برونزدهای محدودی از بازالت‌های بالشی و اسپیلیتی شده، مجموعه دایک‌های صفحه‌ای و به ندرت پلاژیوگرانیت نیز وجود دارند. لیستونیتی شدن فرایندی فراگیر در این مجموعه افیولیتی است. در بخش جنوبی توالی گوشته‌ای شمال روستای پنگی، که به نهشته‌های کواترن ختم می‌شود برونزدهایی از



شکل ۱ الف- نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده‌ی شمال شرق ایران که در آن پراکندگی افیولیت‌های مزوزوئیک و پالئوزوئیک نیز دیده می‌شوند (با تغییرات از [۱۷، ۱۶]). ب- نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده از بخش غربی مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه (با تغییرات از [۱۸]).



شکل ۲ الف- دورنمایی از برونزد آمفیبولیت‌های فولیاسیون دار شمال پنگی (نگاه به سمت شمال غرب). ب- برونزد آمفیبول‌شیت شمال غرب پنگی همراه با مرمر که در زمینه‌ی سربانتینیته قرار دارند (نگاه به سمت شرق). پ- انباشت فلسیک متشکل از پلاژیوکلاز در آمفیبولیت. ت- برونزد متاپلیت در محل تماس مرمر و آمفیبول‌شیت.



شکل ۳ الف- کلینوپیروکسن و پلاژیوکلازهای تجزیه شده کانی‌های سنگ‌ساز متاگابروهای گرانولار. ب- در آمفیبولیت‌های فولیاسیون‌دار بلورهای معدودی از کلینوپیروکسن، با آمفیبول‌های اطراف حالت غیرتعادلی نشان می‌دهند. پ- پورفایروبلاست گارنت در نمونه‌ی گارنت-هورنبلندیت. ت- ادخال‌های روتیل موجود در آمفیبول نمونه گارنت‌هورنبلندیت که به‌طور بخشی در حال تبدیل شدن به ایلمنیت هستند. ث- تصویر میکروسکوپی نمونه‌ی آمفیبول‌شیت با رگه‌ی پره‌نیت. ج- پاراژنز اپیدوت، کلینوپیروکسن، آمفیبول و کلسیت در نمونه‌های آمفیبول‌شیت کلسیت‌دار. چ و ح- گارنت، کوارتز، فلدسپار، بیوتیت و موسکویت کانی‌های سنگ‌ساز گارنت‌شیت هستند (آمفیبول: Am، کلینوپیروکسن: Cpx، پلاژیوکلاز: Pl، بیوتیت: Bt، کلسیت: Cal، اپیدوت: Ep، گارنت: Grt، پره‌نیت: Prh، روتیل: Rt). علائم اختصاری از [۱۹] اقتباس شده‌اند.

متابازیت‌ها

آمفیبول

بنابر رده‌بندی آمفیبول‌ها [۲۰] آمفیبول نمونه‌های مورد بررسی، از نوع کلسیک ($Ca/(Ca + Na) \geq 0.75$) هستند. انواع موجود در نمونه‌های آمفیبولیت و آمفیبول‌شیت

پارگازیت و منیزیوهورنبلند و آمفیبول نمونه‌ی گارنت-هورنبلندیت چرم‌اکیت نام دارند (شکل ۴ الف). در نمودار جداکننده‌ی متمایز کننده آمفیبول‌ها [۲۱]، آمفیبول‌های نمونه‌های آمفیبولیت در گستره‌ی ماگمایی یا منطقه‌ی هم-پوشی گستره‌های ماگمایی و دگرگونی قرار گرفته‌اند. اما انواع

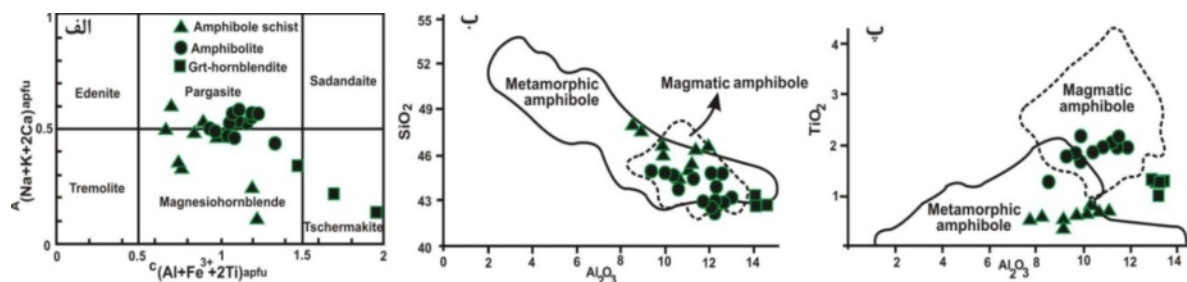
دگرشکلی فراگیر نفوذ بیشتر سیالات و دگرسانی شدیدتر را به دنبال خواهد داشت. در نتیجه بر خلاف گابروهای توده‌ای که حاوی مقادیر زیادی پیروکسن ماگمایی هستند بیشتر پیروکسن موجود در نمونه‌های گابروی فولیاسیون‌دار به آمفیبول تبدیل شده و در حال حاضر به صورت آمفیبولیت دیده می‌شوند.

نظر به هم‌زیستی آمفیبول و گارنت در نمونه‌های گارنت‌هورنبلندیت، خاستگاه دگرگونی آنها محرز است. در نمونه‌های آمفیبول‌شیت نیز وجود منشورهای ریز آمفیبول با خط‌وارگی ترجیحی شدید که هم‌زیست با پارائز اسکارن مانند کلینوپیروکسن، اپیدوت و کلسیت هستند بیان‌گر خاستگاه دگرگونی آنهاست.

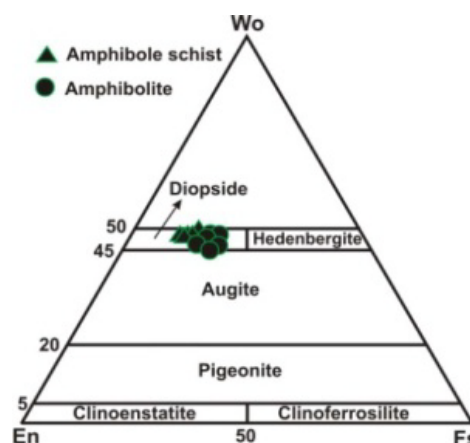
کلینوپیروکسن

بنابر نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها [۲۲] پیروکسن نمونه‌های آنالیز شده از نوع دیوپسید هستند (شکل ۵).

موجود در نمونه‌های آمفیبول‌شیت و گارنت‌هورنبلندیت اساساً دارای خاستگاه دگرگونی هستند (شکل‌های ۴ ب و پ). این امر بیان‌گر شرایط متفاوت تبلور آمفیبول در این نمونه‌هاست. احتمالاً آمفیبول نمونه‌های آمفیبولیت ناشی از تقابل پیروکسن با گدازه یا سیال غنی از آب در پشته‌ی میان اقیانوسی هستند. وجود سطوح تماس غیرمستقیم بین بلورهای کلینوپیروکسن و آمفیبول و رشد نامنظم آمفیبول در اطراف بلورهای کلینوپیروکسن نمونه‌های آمفیبولیت، بیان‌گر شرایط غیرتعادلی و به عبارتی خاستگاه دگرگونی آمفیبول‌هاست. نشست آب دریا به مجموعه گابرویی، از طریق شکستگی‌های پوسته اقیانوسی صورت می‌گیرد. تاثیر نیروهای برشی محل گسیختگی‌های پشته نیز موجب شکستگی در گابرو و به دنبال آن تسهیل نفوذ سیالات و دگرگونی گرمابی می‌شود. احتمالاً نمونه‌های آمفیبولیت مورد بررسی در نتیجه‌ی دگرشکلی و دگرگونی گرمابی با دمای بالا در چنین جایگاهی تشکیل شده‌اند.



شکل ۴ الف- بنابر نمودار رده‌بندی آمفیبول [۲۰]، آمفیبول نمونه‌های آمفیبول‌شیت و آمفیبولیت مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه از نوع کلسیک بوده و غالباً پارگازیت و منیزیوهورنبلند نام دارند. آمفیبول نمونه‌ی گارنت‌هورنبلندیت نیز از نوع چرمایت است. با توجه به نمودار متمایزکننده منشأ آمفیبول [۲۱]، آمفیبول نمونه‌های گارنت‌هورنبلندیت و آمفیبول‌شیت از نوع دگرگونی و آمفیبول نمونه‌های آمفیبولیت بیشتر از نوع آذرین هستند.



شکل ۵ با توجه به نمودار رده‌بندی پیروکسن [۲۲]، پیروکسن نمونه‌های آمفیبول‌شیت و آمفیبولیت مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه یکسان بوده و از نوع دیوپسید است.

دهنده‌ی وجود سازندهای زیرند: آلماندن (۵۴ تا ۵۸ درصد)، گروسولار (۱۶ تا ۱۹ درصد)، پیروپ (۱۴ تا ۲۴ درصد) و اسپسارتین (۴ تا ۹ درصد) هستند. حاشیه‌ی گارنت‌های آنالیز شده نسبت به مرکز آنها از مقادیر منیزیم بالاتر و منگنز کمتری برخوردارند که نشان‌دهنده‌ی رشد آنها طی دگرگونی پیش-رونده است.

فلدسپار

مطابق داده‌های موجود در جدول ۱ فلدسپار موجود در نمونه-های آمفیبولیت از نوع آلبیت بوده و سازندهای آن عبارتند از آلبیت (۹۲ تا ۹۴ درصد)، آنورتیت (۴ تا ۶ درصد) و ارتوز (۰/۲ تا ۰/۷ درصد). این ویژگی ژئوشیمیایی با ظاهر دگرسان شده فلدسپارها هم‌خوانی دارد. نمونه‌ی آمفیبول‌شیت نیز حاوی فلدسپار غنی از آلبیت (آلبیت: ۹۱/۸ درصد، آنورتیت: ۷/۸ درصد و ارتوز: ۰/۳ درصد) است.

بر خلاف تشابه ترکیب کلینوپیروکسن موجود در نمونه‌های آمفیبول‌شیت و آمفیبولیت، شکل-گیری و شرایط تشکیل آنها متفاوت است. پیروکسن نمونه‌های آمفیبول‌شیت، به‌صورت پارائنز اسکارن مانند، تنها در محل انباشت اپیدوت و کلسیت یافت می‌شود، لذا در شرایط دگرگونی به‌وجود آمده است. در نمونه‌های آمفیبولیت شواهد بافتی به عنوان مثال وجود اذخال آمفیبول اولیه در پیروکسن که موید خاستگاه دگرگونی پیروکسن باشد وجود ندارد. از طرفی واکنش آبزدایی آمفیبول و تشکیل پیروکسن دگرگونی با ایجاد مذاب ترونجمیتی نیز همراه است. لازم به یادآوری است که انباشت-های فلسیک نمونه‌های آمفیبولیت شامل پلاژیوکلاز، عاری از کوارتز است.

گارنت

داده‌های گارنت نمونه‌ی گارنت‌هورنبلندیت (جدول ۱)، نشان

جدول ۱ نتایج تعدادی از داده‌های تجزیه‌ی ریزپردازشی نقطه‌ای کانی‌های آمفیبول، کلینوپیروکسن، گارنت، فلدسپار، بیوتیت و موسکویت ۵ نمونه متابازی و یک نمونه از متاپلایت را نشان می‌دهد. فرمول شیمیایی این کانی‌ها به‌ترتیب بر اساس ۲۳، ۶، ۱۲، ۸، ۱۱ و ۱۲ اکسیژن محاسبه شده است. جدایش آهن دو و سه ظرفیتی به روش تعادل بار صورت گرفته و آهن کل به‌صورت FeO^{I} محاسبه شده است.

Sample	NP23 آمفیبول‌شیت کلسیت‌دار						NP1 گارنت‌هورنبلندیت									
	Am			Cpx			Am			Grt						
										rim		core				
Analysis	۱#	۲#	۱۰#	۸#	۹#	۶#	۱۶#	۱۷#	۱۸#	۱۴#	۱۵#	۱۲#	۱۳#			
SiO ₂	۴۶.۲۵	۴۶	۴۷.۵۸	۵۳.۱۵	۵۳.۱۱	۵۲.۲۸	۴۲.۶۹	۴۳.۱۱	۴۲.۷۹	۳۷.۹۴	۳۸.۰۴	۳۷.۴۲	۳۷.۵			
TiO ₂	۰.۶۴	۰.۷۴	۰.۵۲	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۱۶	۱.۲۸	۱.۲۹	۱.۳۲	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۴			
Al ₂ O ₃	۱۱.۰۶	۱۰.۵۵	۷.۹	۰.۶۹	۰.۷۷	۱.۷۶	۱۳.۰۸	۱۳	۱۳.۳۹	۲۰.۲۵	۲۰.۶۹	۲۰.۲۲	۱۲.۱۴			
FeO ^I	۱۲.۲۵	۱۲.۵۷	۱۳.۲۳	۷.۸۱	۷.۷۵	۷.۹۹	۱۵.۳۵	۱۵.۴۸	۱۵.۵۴	۲۹	۲۷.۷۶	۲۸.۱۴	۲۸.۵۷			
MnO	۰.۲۲	۰.۲۵	۰.۳	۰.۴۵	۰.۳۷	۰.۴۱	۰.۵۱	۰.۵۱	۰.۵۶	۲.۹۵	۲.۲۱	۴.۴	۴.۰۱			
MgO	۱۳.۲۸	۱۳.۶۴	۱۴.۰۱	۱۳.۷۴	۱۳.۸۴	۱۳.۴۴	۱۱.۸۱	۱۲.۴۷	۱۱.۹۹	۴.۲۸	۶.۲۶	۳.۵۲	۳.۷			
CaO	۱۲.۱۶	۱۲.۵۶	۱۲.۵۵	۲۳.۶۸	۲۴.۵۹	۲۴.۴	۹.۶	۹.۵۸	۹.۲	۶.۲۹	۵.۷۸	۶.۶۷	۶.۴۹			
Na ₂ O	۱.۰۳	۰.۰۴	۰.۹۹	۰.۲۲	۰.۲۹	۰.۰	۲.۳۱	۱.۴۷	۲.۱۱	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰۲			
K ₂ O	۰.۴۲	۰.۵۶	۰.۳۹	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰	۰.۱	۰.۱	۰.۰۹	۰.۰۱	۰.۰	۰.۰۱	۰.۰۱			
Total	۹۷.۴۱	۹۶.۹۱	۹۷.۴۷	۹۹.۷۶	۱۰۰.۷۹	۱۰۰.۴۴	۹۶.۷۳	۹۷.۰۱	۹۶.۹۹	۱۰۰.۷۹	۱۰۰.۸۶	۱۰۰.۴۶	۱۰۰.۴۸			
Si	۶.۶۷۴	۶.۶۴	۶.۹۱۲	۱.۹۸۳	۱.۹۵۹	۱.۹۴۲	۶.۱۷	۶.۱۳۳	۶.۱۱۹	۲.۹۸۳	۲.۹۵	۲.۹۶۵	۲.۹۶۸			
Ti	۰.۰۶۹	۰.۰۸	۰.۰۵۶	۰.۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۴	۰.۱۳۹	۰.۱۳۸	۰.۱۴۲	۰.۰۰۶	۰.۰۰۴	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲			
Al ^{IV}	۱.۳۲۵	۱.۳۵۹	۱.۰۸۷	۰.۰۱۶	۰.۰	۰.۰۵۸	۱.۸۲۹	۱.۸۶۶	۱.۸۸۱	۰.۰۱۶	۰.۰۴۹	۰.۰۳۵	۰.۰۳۱			
Al ^{VI}	۰.۵۵۶	۰.۴۳۵	۰.۲۶۴	۰.۰۱۴	۰.۰۳۳	۰.۰۱۹	۰.۳۹۸	۰.۳۱۳	۰.۳۷۵	۱.۸۶	۱.۸۴۱	۱.۸۵۳	۱.۸۴۷			
Fe ³⁺	۰.۹۸۶	۰.۷۵۵	۱.۱۵۶	۰.۲۲۵	۰.۱۷۱	۰.۲۱۸	۰.۳۴۱	۰.۰	۰.۰۵۷	۱.۷۶۴	۱.۶۰۲	۱.۶۹۲	۱.۷۰۸			
Fe ³⁺	۰.۵۰۴	۰.۷۶۲	۰.۴۵۱	۰.۰۱۸	۰.۰۶۷	۰.۰۳	۱.۵۱۴	۱.۸۴۱	۱.۸	۰.۱۴۲	۰.۱۹۸	۰.۱۷۲	۰.۱۸۲			
Mn	۰.۰۲۶	۰.۰۳	۰.۰۳۶	۰.۰۱۴	۰.۰۱۱	۰.۰۱۲	۰.۰۶۲	۰.۰۶۱	۰.۰۶۷	۰.۱۹۶	۰.۱۴۵	۰.۲۹۵	۰.۲۶۸			
Mg	۲.۸۵۷	۲.۹۳۵	۳.۰۳۴	۰.۷۶۴	۰.۷۶۱	۰.۷۴۴	۲.۵۴۴	۲.۶۴۵	۲.۵۵۶	۰.۵۰۱	۰.۷۲۷	۰.۴۱۵	۰.۴۳۶			
Ca	۱.۸۸	۱.۹۴۲	۱.۹۵۳	۰.۹۴۶	۰.۹۷۲	۰.۹۷۱	۱.۴۸۶	۱.۴۶	۱.۴۰۹	۰.۵۲۷	۰.۴۸	۰.۵۶۶	۰.۵۵			
Na	۱.۲۸۸	۰.۰۱۱	۰.۲۷۸	۰.۰۱۵	۰.۰۲	۰.۰	۰.۶۴۷	۰.۴۰۵	۰.۵۸۵	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰۰۳			
K	۰.۰۷۷	۰.۱۰۳	۰.۰۷۲	۰.۰	۰.۰۰۱	۰.۰	۰.۰۱۸	۰.۰۱۸	۰.۰۱۶	۰.۰	۰.۰	۰.۰	۰.۰			
sum	۱۶.۲۴۲	۱۵.۰۵	۱۵.۲۹۸	۳.۹۹۵	۳.۹۹۶	۳.۹۹۸	۱۵.۱۴۸	۱۴.۸۸	۱۵.۱۴۸	۷.۹۹۵	۷.۹۹۶	۷.۹۹۷	۷.۹۹۵			
Mg#	۷۴	۷۴	۷۲	۷۷	۸۱	۷۷	۸۸	۱۰۰	۹۷	۲۲	۳۱	۱۹	۲۰			
^B Ca ^B (Ca+)	۰.۹۴	۰.۹۹۶	۰.۹۸۸				۰.۷۵۳	۰.۸۷۹	۰.۸۸							
Wo				۴۷.۸۷	۴۸.۷۵	۴۸.۹۸										
En				۳۸.۹۷	۳۸.۳	۳۷.۶۲										
Fs				۱۳.۱۶	۱۲.۹۵	۱۳.۴										
Grs										۱۷.۶	۱۶.۲	۱۹	۱۸.۵			
Pyp										۱۶.۷	۲۴.۶	۱۴	۱۴.۷			
Alm										۵۸.۷	۵۴	۵۶.۸	۵۷.۵			
Sps										۶.۵	۴.۹	۹.۹	۹			

ادامه جدول ۱

Sample	NP3 آمفیبولیت					NP6 آمفیبولیت							
Mineral	Am			Cpx		Am		Cpx		Fsp		Prh	
Analysis	۵#	۶#	۱۲#	۷#	۱#	۱۳#	۲۶#	۲۰#	۳۴#	۲۸#	۳۶#	۱۶#	#17
SiO ₂	۴۲٫۵۸	۴۲٫۷۷	۴۳٫۱۸	۵۰٫۸۶	۵۱٫۶۸	۴۴٫۵۱	۴۲٫۲۲	۵۲٫۵	۵۱٫۹	۶۸٫۶۵	۶۹٫۸	۴۵٫۸۹	۴۵٫۷۹
TiO ₂	۲٫۰	۲٫۱۶	۲٫۰	۰٫۳۴	۰٫۲۵	۱٫۸۷	۱٫۹۶	۰٫۱۷	۰٫۰۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۲۳	۰٫۰
Al ₂ O ₃	۱۱٫۲۴	۱۱٫۴۴	۱۱٫۹۳	۳٫۷۹	۳٫۲	۱۰٫۳۹	۱۱٫۳۸	۱٫۲	۰٫۴۴	۱۹٫۶۲	۱۸٫۶۷	۲۴٫۷	۲۴٫۷
FeO ^t	۱۵٫۹۸	۱۶٫۳۳	۱۳٫۷۶	۱۰	۹٫۳۴	۱۵٫۸۱	۱۷٫۲۵	۱۱٫۴۶	۱۱٫۵۵	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۲۳	۰٫۲۶
MnO	۰٫۲۸	۰٫۳۳	۰٫۲۵	۰٫۲۹	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۳۹	۰٫۴۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۲
MgO	۱۱٫۵۴	۱۱٫۲۷	۱۱٫۹۵	۱۱٫۹۵	۱۲٫۳۷	۱۱٫۸۵	۱۰٫۲۹	۱۲٫۵۷	۱۲٫۲۶	۰٫۰۲	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
CaO	۱۰٫۷۴	۰٫۵۴	۱۱٫۸	۲۲٫۴۴	۲۲٫۶۶	۱۱٫۵۹	۱۱٫۴۵	۲۱٫۹۶	۲۴٫۱۳	۱٫۲۲	۰٫۸۹	۲۷٫۷	۲۷٫۶۹
Na ₂ O	۲٫۱۱	۲٫۱۶	۱٫۸۵	۰٫۵۷	۰٫۵۹	۱٫۸	۱٫۷۴	۰٫۱۹	۰٫۰۸	۹٫۱۵	۹٫۷۸	۰٫۰۶	۰٫۱
K ₂ O	۰٫۲۸	۰٫۲۹	۰٫۳۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۵۲	۰٫۷۱	۰٫۰	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۰	۰٫۰۳
Total	۹۶٫۴۱	۹۷٫۲۹	۹۷٫۰۳	۱۰۰٫۲۴	۱۰۰٫۳	۹۸٫۶	۹۷٫۲۶	۱۰۰٫۴۴	۱۰۰٫۸۳	۹۸٫۸۲	۹۹٫۲۷	۹۸٫۸۱	۹۸٫۵۱
Si	۶٫۲۸	۶٫۲۷۴	۶٫۳۵۸	۱۸٫۹۸	۱۹٫۲۳	۶٫۴۸۱	۶٫۳۰۲	۱٫۹۷	۱٫۹۴۴	۳٫۰۱۲	۳٫۰۴۸	۶٫۰۹	۶٫۰۹۵
Ti	۰٫۲۲۱	۰٫۲۳۸	۰٫۲۲۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷	۰٫۲۰۴	۰٫۲۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۲۳	۰٫۰
Al ^{IV}	۱٫۷۱۹	۱٫۷۲۵	۱٫۶۴۱	۰٫۱۰۱	۰٫۰۷۶	۱٫۵۱۸	۱٫۶۹۸	۰٫۰۲۹	۰٫۰	۱٫۰۱۴	۰٫۹۶۱	۳٫۸۶۴	۳٫۸۷۵
Al ^{VI}	۰٫۲۳۴	۰٫۲۵۲	۰٫۴۲۹	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۳	۰٫۲۶۵	۰٫۳۰۴	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۹				
Fe ²⁺	۰٫۸۷۳	۰٫۹۸۹	۱٫۲۳۵	۰٫۲۵۳	۰٫۲۴۸	۱٫۳۰۳	۱٫۵	۰٫۳۴۸	۰٫۲۶۶	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۹
Fe ³⁺	۱٫۰۹۷	۱٫۰۱۴	۰٫۴۵۸	۰٫۰۵۸	۰٫۰۴۲	۰٫۶۲۱	۰٫۶۵۲	۰٫۰۱	۰٫۰۹۵	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰	۰٫۰
Mn	۰٫۰۳۵	۰٫۰۴۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۶	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۲	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۲
Mg	۲٫۵۳۷	۲٫۴۶۴	۲٫۶۲۳	۰٫۶۶۵	۰٫۶۸۶	۲٫۵۷۲	۲٫۲۸۹	۰٫۷۰۳	۰٫۶۸۴	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Ca	۱٫۶۴۳	۱٫۶۵۶	۱٫۸۶۱	۰٫۸۹۷	۰٫۹۰۳	۱٫۸۰۸	۱٫۸۳۱	۰٫۸۸۳	۰٫۹۶۸	۰٫۰۵۷	۰٫۰۴۱	۳٫۹۳۹	۳٫۹۴۹
Na	۰٫۶۰۳	۰٫۶۱۴	۰٫۵۲۸	۰٫۰۴۱	۰٫۰۴۲	۰٫۵۰۸	۰٫۵۰۳	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۵	۰٫۷۷۸	۰٫۸۲۸	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۶
K	۰٫۰۵۲	۰٫۰۵۴	۰٫۰۵۸	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۹۶	۰٫۱۳۵	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۲	۰٫۰	۰٫۰۰۵
sum	۱۵٫۲۵۸	۱۵٫۳۲۱	۱۵٫۴۴۳	۳٫۹۹۶	۳٫۹۹۶	۱۵٫۴۰۸	۱۵٫۴۶۶	۳٫۹۹۵	۳٫۹۹۵	۴٫۸۶۸	۴٫۸۸۳	۱۳٫۹۵۷	۱۳٫۹۸۴
Mg#	۷۴	۷۱	۶۷	۷۲	۷۳	۶۶	۶۰	۶۶	۷۱				
^B Ca _B (Ca+Na)	۰٫۹۳۳	۰٫۹۳۱	۰٫۹۶۴			۰٫۹۴۹	۰٫۹۵۵						
Wo				۴۷٫۱۵	۴۷٫۶			۴۴٫۹۷	۴۷٫۷۲				
En				۳۵٫۱۲	۳۶٫۷			۳۵٫۸۹	۳۳٫۷۵				
Fs				۱۷٫۷۳	۱۵٫۷			۱۹٫۱۴	۱۸٫۵۳				
Ab										۹۲٫۴	۹۴٫۹		
Or										۰٫۷	۰٫۲		
An										۶٫۸	۴٫۷		

ادامه جدول ۱

Sample	NWP1 آمفیبول‌شیت					گارنت‌شیت NP8							
Mineral	Am		Cpx		Fsp	Bt		Ms		Fsp		Grt	
Analysis	۲۴#	۲۸#	۲۵#	۲۶#	۳۱#	۷#	۱۷#	۵#	۲۰#	۱۰#	۱۱#	۲#	۱۵#
SiO ₂	۴۵٫۱۸	۴۵٫۶۵	۵۲٫۴۶	۵۲٫۴۱	۶۸٫۵۵	۳۶٫۶۳	۳۴٫۹۷	۴۸٫۱	۴۹٫۹۵	۶۷٫۱۶	۶۷٫۲۷	۳۷٫۷۱	۳۷٫۶۹
TiO ₂	۰٫۷۶	۰٫۵۵	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰	۱٫۷۴	۲٫۱۲	۰٫۷۳	۰٫۸۹	۰٫۰۵	۰٫۰	۰٫۱۵	۰٫۱۳
Al ₂ O ₃	۱۰٫۳۸	۹٫۱۸	۱٫۲۹	۱٫۴۶	۱۹٫۶	۱۹٫۸۲	۱۹٫۰۵	۳۵٫۶۹	۳۶٫۱	۲۱٫۲۷	۲۲٫۲۷	۲۰٫۲۸	۲۰٫۵۵
FeO ^I	۱۳٫۵۶	۱۲٫۹۸	۷٫۰۳	۶٫۸۴	۰٫۱	۲۱٫۶۱	۲۳٫۵۱	۱٫۳۷	۱٫۲۵	۰٫۶۹	۰٫۱۷	۲۶٫۸۵	۲۹٫۳۴
MnO	۰٫۱۹	۰٫۲	۰٫۲۲	۰٫۲	۰٫۰۱	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۰۳	۰٫۰	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۱۰٫۷۳	۷٫۰۷
MgO	۱۲٫۲۷	۱۴٫۰۳	۱۴٫۳۹	۱۴٫۱۶	۰٫۰۲	۸٫۷۳	۹٫۴۸	۰٫۶۶	۰٫۶۶	۰٫۰۴	۰٫۲۸	۱٫۵۶	۲٫۵۵
CaO	۱۲٫۵۳	۱۲٫۳۳	۲۴٫۴۳	۲۴٫۳۲	۱٫۴۸	۰٫۳۹	۰٫۱۲	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۲٫۲۲	۲٫۳۶	۳٫۳۸	۳٫۰۷
Na ₂ O	۱٫۷	۱٫۵۵	۰٫۶۳	۰٫۶	۹٫۶۳	۰٫۲	۰٫۱۴	۰٫۴۶	۰٫۳۸	۷٫۰۶	۷٫۰۶	۰٫۰	۰٫۰
K ₂ O	۰٫۶۳	۰٫۴۳	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۵	۶٫۲۲	۶٫۶۵	۷٫۵۷	۶٫۹۹	۰٫۵۵	۱٫۱۷	۰٫۰۱	۰٫۰۳
Total	۹۷٫۲	۹۶٫۹	۱۰۰٫۷۱	۱۰۰٫۰۸	۹۹٫۴۴	۹۵٫۵۹	۹۶٫۲۸	۹۴٫۶۹	۹۶٫۲۷	۱۰۰٫۴۷	۱۰۰٫۷۲	۱۰۰٫۶۷	۱۰۰٫۴۳
Si	۶٫۶۹۱	۶٫۶۸۱	۱۹٫۲۹	۱۹٫۳۳	۲٫۹۹	۲٫۷۴۴	۲٫۶۴۷	۶٫۲۱۴	۶٫۲۷۷	۲٫۹۲۱	۲٫۹۱۱	۳٫۰۴	۳٫۰۲۶
Ti	۰٫۰۸۴	۰٫۰۶	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰	۰٫۰۹۸	۰٫۱۲	۰٫۰۷	۰٫۰۸۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۷
Al ^{IV}	۱٫۳۰۸	۱٫۳۱۸	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۱	۱٫۲۵۵	۱٫۳۵۲	۱٫۷۸۵	۱٫۷۲۲	۱٫۰۹	۱٫۱۳۶	۰٫۰	۰٫۰
Al ^{VI}	۰٫۵۰۳	۰٫۲۶۴	۰٫۰۵۵	۰٫۰۶۳		۰٫۴۹۵	۰٫۳۴۶	۳٫۶۴۸	۳٫۶۲۵			۱٫۹۲۷	۱٫۹۴۴
Fe ²⁺	۱٫۶۲۶	۱٫۰۴۳	۰٫۰۸۹	۰٫۱۰۳	۰٫۰	۱٫۳۵۴	۱٫۴۸۸	۰٫۱۴۸	۰٫۱۳۱	۰٫۰	۰٫۰	۱٫۸۱	۱٫۹۷
Fe ³⁺	۰٫۰۵۲	۰٫۵۴۵	۰٫۱۲۵	۰٫۱۰۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۲۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰	۰٫۰
Mn	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۷۳۲	۰٫۴۸
Mg	۲٫۷۰۹	۳٫۰۶۱	۰٫۷۸۶	۰٫۷۷۸	۰٫۰	۰٫۹۷۵	۱٫۰۶۹	۰٫۱۲۷	۰٫۱۲۳	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱۸۷	۰٫۳۰۵
Ca	۱٫۹۸۸	۱٫۹۳۳	۰٫۹۵۹	۰٫۹۶۱	۰٫۰۶۹	۰٫۰۳۱	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۶	۰٫۱۰۳	۰٫۱۰۹	۰٫۲۹۲	۰٫۲۶۴
Na	۰٫۴۸۸	۰٫۴۳۹	۰٫۰۴۴	۰٫۰۴۲	۰٫۸۱۶	۰٫۰۲۹	۰٫۰۲	۰٫۱۱۵	۰٫۰۹۲	۰٫۷۰۶	۰٫۵۹۱	۰٫۰	۰٫۰
K	۰٫۱۱۹	۰٫۰۸	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰۰۲	۰٫۵۹۴	۰٫۶۴۲	۱٫۲۴۷	۱٫۱۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶۴	۰٫۰	۰٫۰
Sum	۱۵٫۵۹۱	۱۵٫۴۴۸	۳٫۹۹۵	۳٫۹۹۵	۳٫۸۹	۷٫۵۹	۷٫۷۰۸	۱۳٫۳۶۸	۱۳٫۱۸	۴٫۸۸	۴٫۸۲۲	۷٫۹۹۷	۷٫۹۹۶
Mg#	۶۲	۷۴	۸۹	۸۸		۴۱	۴۲					۹	۱۳
^B Ca/ ^B (Ca+Na)	۱٫۰۱۲	۱٫۰۳۳											
Wo			۴۷٫۷۵	۴۸٫۸									
En			۳۹٫۷۷	۳۹٫۶									
Fs			۱۱٫۸	۱۱٫۵۵									
Grs												۹٫۶	۸٫۷
Pyp												۶٫۲	۱۰
Alm												۵۹٫۶	۶۵
Sps												۲۴٫۲	۱۶
Ms								۷۵٫۸	۷۴٫۹				
Cel								۱۱٫۴	۱۴٫۴				
Pg								۸٫۳	۷٫۶				
Ab					۹۱٫۸					۸۴	۷۷٫۲		
An					۷٫۸					۱۲٫۳	۱۴٫۳		
Or					۰٫۳					۳٫۶	۸٫۴		

متاپلیت

گارنت

با توجه به نتایج بررسی‌ها، گارنت نمونه متاپلیتی نسبت به نمونه‌ی متابازیتی غنی از آلماندن و اسپسارتین و فقیر از

گروسولار و پیروپ است. شاخص‌های ترکیبی این گارنت‌ها (تمرکز بالاتر منگنز و مقادیر کمتر منیزیم و آلماندن در مرکز نسبت به حاشیه) نیز بیان‌گر رشد آنها طی دگرگونی پیش‌رونده است.

فلدسپار

فلدسپار موجود در نمونه‌ی متاپلیتی از نوع الیگوکلاز است و سازنده‌های آن به قرار زیرند: آلبیت (۷۷ تا ۸۴ درصد)، آنورتیت (۱۲ تا ۱۴ درصد) و ارتوز (۳ تا ۸ درصد).

دما- فشارسنجی

با توجه به محدود بودن تعداد فازهای موجود در نمونه‌های گارنت‌شیست و گارنت‌هورنبلندیت، ارزیابی شرایط دما و فشار دگرگونی با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک امکان‌پذیر نیست. اما در نمونه گارنت‌شیست، دما- فشارسنجی و ارزیابی جامع‌تر از شرایط دگرگونی مجموعه‌ی مورد بررسی با استفاده از روش تعادل چندگانه (نرم‌افزار ترموکالک) و دما- فشارسنج‌های قراردادی میسر شده است. در این بخش با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک نسخه‌ی ۲۶-۳، شبکه‌های پتروژنتیک و دما- فشارسنج‌های قراردادی، شرایط دما- فشار سنگ‌های دگرگونی مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه تعیین شده‌اند که در ادامه به تشریح آنها می‌پردازیم.

متابازیت‌ها**دما- فشارسنجی به کمک ترکیب شیمیایی آمفیبول**

با استفاده از غلظت تیتانیم و آلومینیم آمفیبول کلسیک موجود در ترکیبات بازالت پشته میان اقیانوسی، در دامنه‌ی دمای ۶۵۰ تا ۹۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۸ تا ۲۲ کیلوبار، [۲۳] نمودار دما - فشارسنجی آمفیبول به‌صورت نیمه‌کمی را ابداع کرده‌اند. نتایج حاصل از نمودار دما- فشارسنجی آمفیبول بیان‌گر آن است که آمفیبول نمونه‌ی گارنت‌هورنبلندیت در دمای ۷۵۰ تا ۷۷۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار ۱۳ کیلوبار متبلور شده‌اند. در حالی‌که نمونه‌های آمفیبول‌شیست نشان‌دهنده فشار ۷/۵ تا ۱۲ کیلوبار و در دمای ۵۷۰ تا ۶۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد هستند (شکل ۶). شرایط دما و فشاری که آمفیبول نمونه‌های آمفیبولیت نشان می‌دهند به‌خوبی از نمونه‌های گارنت-هورنبلندیت و آمفیبول‌شیست متمایز بوده و غالباً شامل دمای بالاتر از ۸۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۵ کیلوبار است.

چنانکه پیش از این نیز گفته شد ترکیب آمفیبول نمونه‌های آمفیبولیت با انواع موجود در نمونه‌های آمفیبول-شیست و گارنت هورنبلندیت متفاوت است و بیان‌گر تشکیل آمفیبولیت در محل پشته‌ی میان اقیانوسی است. شرایط دما و فشار محاسبه شده برای این نمونه‌ها نیز با شرایط دگرگونی

گرمایی حاکم بر بخش قاعده‌ای توالی گابرویی پشته‌ی میان اقیانوسی همخوانی دارد.

فشارسنجی با استفاده از گستره‌ی پایداری فازهای تیتانیم‌دار
در شکل ۶ علاوه بر ایزوپلت‌های تیتانیم و آلومینیم آمفیبول، منحنی‌های گستره‌ی پایداری فازهای تیتانیم‌دار در سیستم مورب (MORB) آبدار بر اساس بررسی‌های [۲۴] نمایش داده شده‌اند. بنابراین منحنی‌ها، روتیل، فاز فشار بالاست و حضور آن در نمونه گارنت‌هورنبلندیت نشان‌دهنده‌ی فشار ۱۳ کیلوبار است.

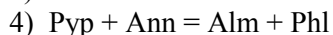
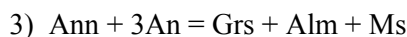
دما- فشارسنجی به کمک شبکه‌ی سنگ‌زایی شبه‌بازی

بررسی‌های آزمایشگاهی [۲۴] بیان‌گر آن است که در سیستم مورب آبدار، حداقل فشار لازم برای تبلور گارنت در دمای ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد، در حدود ۸ کیلوبار می‌باشد. لذا با در نظر گرفتن ترکیب مورب برای نمونه‌های آمفیبول شیست و گارنت‌هورنبلندیت، نبود گارنت در نمونه‌های آمفیبول شیست بیان‌گر بیشینه فشار ۸ کیلوبار است در حالی که وجود گارنت در نمونه‌ی گارنت‌هورنبلندیت نشان‌دهنده‌ی کمینه فشار ۸ کیلوبار است. با توجه به منحنی انجماد بازالت‌آبدار و نبود شواهد ذوب‌بخشی در این نمونه‌ها، دمای دگرگونی کمتر از ۷۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد بوده است. اخیراً [۲۵] با آزمایش‌های تجربی ضمن بررسی ذوب‌بخشی، موفق به ترسیم شبکه‌ی سنگ‌زایی متابازیت‌ها شده‌اند. بنابر شبکه‌ی پتروژنتیک، این پژوهشگران، حداقل فشار تبلور گارنت را در حدود ۹/۵ کیلوبار برآورد کرده و در دامنه‌ی دمایی که آمفیبول گارنت-هورنبلندیت‌ها متبلور شده‌اند حداقل فشار تبلور روتیل ۱۰ کیلوبار است. بنابراین وجود روتیل و گارنت در نمونه‌ی گارنت-هورنبلندیت بیان‌گر حداقل فشار ۱۰ کیلوبار است و نبود گارنت در نمونه‌ی آمفیبول‌شیست حداکثر فشار ۹/۵ کیلوبار را نشان می‌دهد.

متاپلیت

دما و فشار محاسبه شده با نرم‌افزار ترموکالک [۲۶] برای پاراژنز دگرگون شامل گارنت، بیوتیت، موسکویت و فلدسپار موجود در نمونه‌ی گارنت‌شیست به ترتیب عبارتند از $107 \pm 567^\circ\text{C}$ و $2.3 \pm 0.7 \text{ Kbar}$.

مدل فعال اعضای نهایی استفاده شده در محاسبه میانگین دما و فشار به شرح زیرند:



دماسنجی گارنت-بیوتیت

این روش دماسنجی بر مبنای تبادل کاتیونی آهن و منیزیم بین

کانی‌های همزیست گارنت و بیوتیت و با توجه به واکنش



صورت می‌گیرد. نتایج دماسنجی گارنت-بیوتیت با

کالیبراسیون‌های مختلف [۲۹-۳۸] که بیان‌گر دمای ۵۸۱ تا

۷۲۵ درجه‌ی سانتیگراد است در جدول ۲ ارائه شده‌اند.

Fsp: model 1 [۲۷].

Mu: Nonideal mu-cel-fcel-pa [۲۸].

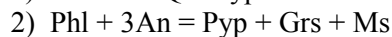
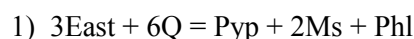
Grt: 2-site mixing + Regular solution gammas, Ferric from: Cation Sum = 8 for 12 oxygens.

Bt: Al-M1 ordered, site-mixing model + macroscopic RS gammas: (ann, phl, east, obi).

واکنش‌های دگرگونی محاسبه شده با نرم‌افزار ترموکالک که به

کمک آنها میانگین دما و فشار دگرگونی تعیین شده، به قرار

زیرند:

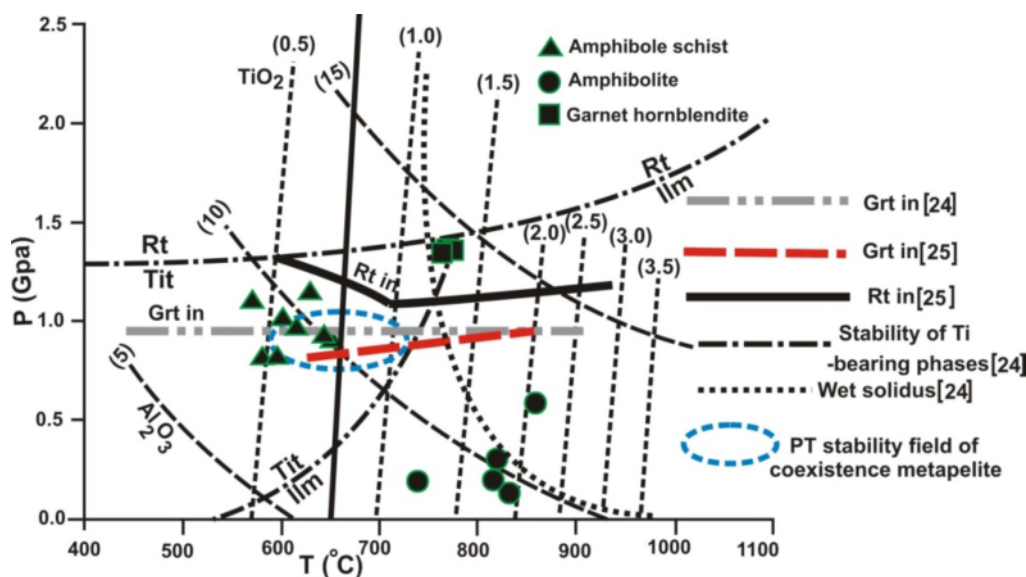


جدول ۲. نتایج دما-فشارسنجی نمونه متاپلیتی.

Temperature (°C)							Pressure (Kb)	
Thermocalc	۱۰.۷±۵.۶۷						۲.۳±۰.۷	
Conventional Thermobarometers	Grt-Bt	B92HW	B92GS	Dasg91	WG90	IM85a	IM85b	H91
		۶۰۶-۶۱۸	۵۸۱-۵۹۵	۶۴۱-۶۰۰	۷۲۵-۷۴۰	۶۱۰-۶۱۹	۶۸۷-۷۰۵	P _{Mg} ۹.۶-۱۰.۱۷
		GS84	PL83	HS82	FS78	HL77	T76	P _{Fe} ۷.۶۸-۸.۱۸
	GPBMQ	۶۸۵-۶۷۶	۶۳۴-۶۴۴	۶۸۹-۶۷۲	۶۵۴-۶۳۶	۶۴۳-۶۵۵	۶۸۷-۷۰۱	H90
								R1 P ۹.۲۱-۱۰.۲۱
								R2 P ۸.۳۲-۹.۲۳
								R3 P ۸.۴۳-۹.۱۴
								R4 P ۷.۷۴-۸.۶۶
								R5 P ۸.۸۲-۹.۲۵
								R6 P ۷.۲۵-۷.۵۴

B92: [۲۹]; Dasg91: [۳۰]; WG90: [۳۱]; IM85a,b: [۳۲]; GS84: [۳۳]; PL83: [۳۴]; HS82: [۳۵]; FS78: [۳۶]; HL77: [۳۷]; T76: [۳۸].

H91: [۳۹]; H90: [۴۰].



شکل ۶. دما-فشارسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول و شبکه‌ی پتروژنتیک متابازیت‌ها. توضیحات تکمیلی در متن ارائه گردیده است.

محدوده دما و فشار متاپلیت همزیست با متابازیت‌های مورد بررسی که با نرم‌افزار ترموکالک و دما-فشارسنج‌های قراردادی محاسبه شدند نیز در

شکل به صورت بیضی خط چین نمایش داده شده‌اند.

فشارسنجی گارنت- پلاژیوکلاز- بیوتیت- موسکویت- کوارتز (GPBMQ)

پاراژنز کانی‌شناسی گارنت + پلاژیوکلاز + بیوتیت + موسکویت + کوارتز در طیف گسترده‌ای از ترکیبات متاپلیتی در شرایط دامنه‌ی فشار و دمای قابل توجهی پایدار است. ارزیابی فشار با استفاده از واکنش‌های انتقالی محض $Grs + Prp + Ms = 3An + Alm + Ms = 3An + Ann$ و $Grs + Alm + Ms = 3An + Ann$ که در پاراژنز کانی‌شناسی امکان‌پذیر است صورت می‌گیرد [۴۰، ۳۹]. فشار محاسبه شده برای نمونه متاپلیتی با استفاده از اعضای آهن‌دار فازهای موجود در واکنش $7/68$ تا $8/18$ کیلو بار و به یاری عضو منیزیم‌دار واکنش، $9/6$ تا $10/17$ کیلو بار است. خلاصه نتایج دما- فشارسنجی متاپلیت مورد بررسی در جدول ۲ ارائه شده است.

بحث و بررسی

در مناطق افیولیتی، سازوکار و عوامل موثر در ایجاد سنگ‌های دگرگونی از تنوع زیادی برخوردارند. جدایش انواع مختلف دگرگونی و فاکتورهای موثر در آن، دارای پیچیدگی زیادی بوده و آگاهی از تاریخچه تکتونومورفوسم منطقه مستلزم بررسی‌های دقیق پترولوژیکی است. علاوه بر سنگ‌های دگرگونی حاصل از سیستم هیدروترمال حاکم بر محل پشته میان اقیانوسی، واحدهای دگرگونی درجه بالا نیز وجود دارند که در هاله‌های دگرگونی تعدادی از بلوک‌های افیولیتی به‌صورت دگرگونی قاعده‌ای یافت می‌شوند [۴۱]. این نوع سنگ‌های دگرگونی با جایگزینی افیولیت‌ها روی پوسته‌ی قاره‌ای و یا حواشی غیرفعال وابسته‌اند (افیولیت‌های تتیسی).

چنانکه در مباحث قبل بیان شد با توجه به شواهد بافتی، ترکیب شیمیایی آمفیبول و محاسبات دما- فشار، تبلور آمفیبول نمونه‌های آمفیبولیت در شرایط گرمایی حاکم بر محور پشته‌ی میان‌اقیانوسی صورت گرفته است. اما شواهد بافتی، ژئوشیمیایی و پاراژنهای کانی‌شناسی هم‌زیست بیان‌گر آن است که شکل‌گیری آمفیبول نمونه‌های آمفیبول‌شیست و

گارنت‌هورنبلندیت مستقل از دگرگونی کف اقیانوس است. از طرفی هم‌زیستی رسوب‌های تخریبی دگرگون شده با نمونه‌های آمفیبول‌شیست، نشان‌دهنده‌ی آن است که جایگاه فرایند دگرگونی این نمونه‌ها دور از محل پشته‌ی میان اقیانوسی و سیستم گرمایی همراهی کننده‌ی آن بوده است.

وجود سنگ‌های دگرگونی با پروتولیت متفاوت در یک سرزمین دگرگونی، و محاسبه‌ی دما و فشار تشکیل آنها، امکان ارزیابی جامع‌تر از شرایط دگرگونی را می‌سازد. نتایج ارزیابی دما و فشار که به روش‌های مختلف برای هر یک از نمونه‌های متابازیتی (آمفیبول‌شیست و گارنت‌هورنبلندیت) و متاپلیتی مورد بررسی به دست آمده هم‌خوانی نسبتاً قابل-توجهی نشان می‌دهند و نشان‌دهنده‌ی فرایند دگرگونی در شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت و اپیدوت‌آمفیبولیت فشار بالاست. گرادیان زمین‌گرمایی حاصل از محاسبات دما و فشارسنجی این نمونه‌ها با شرایط دگرگونی گرمایی معمول در پشته‌ی میان اقیانوسی، مغایرت دارد و بیان‌گر ارتباط دگرگونی با فرایند بسته شدن حوضه‌ی اقیانوسی (فرورانش و فرارانش لیتوسفر اقیانوسی) است.

در گذشته‌ای نه چندان دور، سازوکار دگرگونی متابازیت-های موجود در مجموعه‌های افیولیتی مبهم بود و سنگ‌های دگرگونی این مناطق، قدیمی‌تر از افیولیت‌ها و به‌عنوان باقیمانده‌هایی از پی‌سنگ قاره‌ای در نظر گرفته شده‌اند. از این-رو در ایران نیز خاستگاه سنگ‌های دگرگونی مناطق افیولیتی نقاطی مانند نائین [۴۲] و سبزوار [۴۳] قطعات نابرجا با خاستگاه پی‌سنگ قاره‌ای قدیمی قلمداد شده‌اند. اما در سال-های اخیر با پیشرفت‌های تجزیه‌ی نقطه‌ای کانی‌ها و در نتیجه شناخت شرایط دگرگونی، تعیین ترکیب شیمیایی پروتولیت و بررسی‌های سال‌سنجی و ایزوتوپی، ارتباط سنگ‌شناسی و زمانی تنگاتنگ بین سنگ‌های دگرگونی و مجموعه‌های افیولیتی هم‌جوار روشن شده است. بنابراین امروزه سازوکار دگرگونی این‌چنین سنگ‌هایی همانند انواع موجود در

مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه را به فرایند بسته شدن حوضه‌ی اقیانوسی و جایگیری افیولیت‌ها طی فرارانش لیتوسفر اقیانوسی در نظر می‌گیرند.

علاوه بر شکل‌گیری و جایگاه زمین‌ساختی افیولیت‌ها، یکی از جنبه‌های سنگ‌شناسی، مسئله سازوکار جایگزینی آن‌ها در لبه‌ی حاشیه‌ی قاره‌ای است که توجه بسیاری از پژوهندگان را به خود مشغول ساخته است. در این رابطه بررسی سنگ‌های دگرگونی وابسته به مجموعه‌های افیولیتی بسیار اهمیت دارد [۴۵، ۴۴]. بر اساس چگونگی جایگزینی، افیولیت‌های تتیسی انواعی هستند که جایگیری آن‌ها روی حواشی قاره‌ای و یا جزایر قوسی صورت گرفته است. شاخص‌های سنگ‌شناسی بسیاری از افیولیت‌های تتیسی، بیان‌گر تشکیل آن‌ها در جایگاه بالای منطقه‌ی فرورانشی است [۴۶]. اخیراً [۱۴] ضمن ارائه مدل ژئودینامیک بالای منطقه‌ی فرورانش برای افیولیت‌های سبزووار، جایگاه پشت قوس یا بالای منطقه‌ی فرورانش را نیز برای تشکیل افیولیت‌های تربت حیدریه خاطر نشان کرده‌اند. این پژوهندگان ضمن تعیین سن افیولیت‌های تربت حیدریه (۹۸ میلیون سال قبل)، به وجود شاخص‌های ژئوشیمیایی فرورانشی در پلاژیوگرانیت‌های این مجموعه افیولیتی پی برده‌اند.

بلوک‌های متابازیتی با درجه بالا (آمفیبولیت و گارنت-آمفیبولیت) همانند انواع موجود در مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه، در بسیاری از افیولیت‌های تتیسی بالای منطقه‌ی فرورانش معمول بوده و به عنوان محصول دگرگونی قاعده‌ای ناشی از فرایند آغاز فرورانش در پوسته‌ی اقیانوسی جوان تفسیر شده‌اند [۴۹-۴۷]. دما و فشار سنگ‌های دگرگونی مجموعه افیولیتی شمال تربت حیدریه مشابه شرایط دگرگونی بسیاری از متابازیت‌های قاعده‌ای مناطق دیگر افیولیتی قلمرو تتیس [۴۶، ۵۰-۵۲] است. لذا با توجه به نتایج دما-فشارسنجی و هم‌زیستی مکانی نزدیک با مجموعه‌ی افیولیتی، سنگ‌های دگرگونی (آمفیبول‌شیست، گارنت‌هورنبلندیت و گارنت‌شیست)

مجموعه افیولیتی شمال تربت حیدریه نیز احتمالاً از نوع قاعده‌ای بوده و حاصل آغاز فرورانش در لیتوسفر اقیانوسی جوان هستند. هر چند اثبات فرایند دگرگونی تحت این شرایط، مستلزم وجود شواهد صحرایی مانند کاهش گرادیان گرمایی از محل همبری قاعده لیتوسفر اقیانوسی داغ به سمت واحدهای زیرین مجموعه دگرگونی قاعده‌ای است، ولی نظر به این‌که افیولیت‌های شمال تربت حیدریه همانند بیشتر مجموعه‌های افیولیتی ایران به‌صورت آمیزه‌ی زمین‌ساختی هستند مرز همبری اولیه بین سنگ‌های دگرگونی قاعده‌ای و لیتوسفر اقیانوسی موجود نیست و سنگ‌های دگرگونی به‌صورت بلوک-های نابرجا در داخل زمینه‌ی سرپانتینیتی یافت می‌شوند. از طرفی بنابر گرادیان دگرگونی و لیتولوژی حاکم بر این جایگاه، بخش سطحی توالی دگرگونی که در منطقه‌ی مورد بررسی شامل واحدهای مرمر، رسوب‌های تخریبی دگرگون شده، آمفیبول‌شیست و گارنت‌هورنبلندیت است، شرایط گرمایی بالاتری نسبت به واحدهای متابازیت‌های زیرین دارند. اگر آمفیبولیت‌های منطقه به‌عنوان بخش زیرین واحدهای فوق در نظر گرفته شوند بایستی دمای کمتر و فشار بالاتری را نشان دهند. اما نتایج دما-فشارسنجی با وجود این‌چنین گرادیان دگرگونی مغایرت دارد.

وجود رسوب‌های تخریبی دگرگون شده هم‌زیست با متابازیت‌های حاصل از دگرگونی قاعده‌ای در مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه، نشان‌دهنده آن است که در محل آغاز فرورانش رسوب‌های تخریبی حضور داشته و به‌عبارتی محل شروع فرورانش و جایگیری افیولیت، نزدیک حاشیه قاره بوده است. در حال حاضر تنها داده‌های آنالیز نقطه‌ای از سنگ-های دگرگونی مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه در دسترس است و با توجه به مباحث یاد شده، در راستای شناخت سنگ‌شناسی جامع‌تر این واحدهای دگرگونی و شناخت دقیق‌تر ارتباط بین شکل‌گیری، آغاز فرورانش و جایگیری افیولیت، بررسی ژئوشیمی سنگ کل و تعیین سن

from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in Central Iran", *Terra Nova* 22 (2010), 26-34.

[3] Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone", *Comptes Rendus Geoscience* 341 (2009) 1016-1028.

[4] Bagheri S., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", *Tectonophysics* 451 (2008), 123-155.

[5] Stampfli G. M., Borel G. D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons", *Earth and Planetary Science Letters* 196 (2002), 17-33.

[6] Besse J., Torcq F., Gallet Y., Ricou L. E., Krystian L., Saidi A., "Late Permian to late Triassic paleomagnetic data from Iran: constraints on migration of the Iranian block through the Tethyan ocean and initial destruction of Pangea", *Geophys. J. Int.* 135 (1998), 77-92.

[7] Berberian M., King G. C. P., "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Science* 18 (1981), 210-265.

[8] Fazlnia A.N., Schenk V., van der Straaten F., Mirmohammad M., "Petrology, geochemistry, and geochronology of trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran", *Lithos* 112 (2009), 413-433.

[9] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences", *Lithos* 106 (2008), 380-398.

[10] Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., "Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys

سنگ‌های دگرگونی مجموعه افیولیتی شمال تربت حیدریه ضروری است.

برداشت

با توجه به شواهد میکروسکوپی و صحرایی، داده‌های ژئوشیمیایی، محاسبات دما- فشارسنجی و تغییرات گرادیان دگرگونی، در رابطه با شکل‌گیری و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه نتایج زیر حاصل شده‌اند:

۱- نمونه‌های آمفیبولیت محصول دگرشکلی و دگرگونی گرمایی در محور پشته‌ی میان اقیانوسی هستند.

۲- نتایج دما- فشارسنجی نمونه‌های متاپلیتی (گارت‌شیست) و متابازیتی (آمفیبول‌شیست و گارت‌هورنبلندیت) مجموعه‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه تقریباً مشابه بوده و بیان‌گر انجام فرایند دگرگونی شرایط آمفیبولیت و اپیدوت‌آمفیبولیت در فشار بالا است. این‌چنین شرایط دما و فشار با فرایند دگرگونی در شرایط گرمایی حاکم بر محور پشته‌ی میان اقیانوسی مغایرت دارد. این سنگ‌ها، همانند بسیاری از سنگ‌های دگرگونی موجود در افیولیت‌های تیتسی بالای منطقه‌ی فرورانش، شرایط دگرگونی دما و فشار نسبتاً بالا را نشان می‌دهند و به عنوان محصول دگرگونی قاعده‌ای تفسیر شده‌اند.

۳- وجود رسوب‌های تخریبی دگرگون شده در جایگاه دگرگونی قاعده‌ای، دنباله‌ی افیولیتی شمال تربت حیدریه، نشان‌دهنده‌ی آن است که محل آغاز فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان هم-جوار با یک حاشیه‌ی قاره‌ای بوده است.

مراجع

[1] Nasrabad M., Rossetti F., Theye T., Vignaroli G., "Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran), *Solid Earth* 3 (2011), 477-526.

[2] Rossetti F., Nasrabad M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S. M. H., Moin Vaziri H., "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites

- Welch M. D., "Nomenclature of the amphibole super group", *American Mineralogist* 97 (2012), 2031-2048.
- [21] Coogan L. A., Wilson R. N., Gillis K. M., MacLeod C. J., "Near solidus evolution of oceanic gabbros: insights from amphibole geochemistry", *Geochim Cosmochim Acta* 65 (2001), 4339-4357.
- [22] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", *American Mineralogist* 73 (1988), 1123-1133.
- [23] Ernst W. G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB; a semi-quantitative thermobarometer", *American Mineralogist* 83 (1998), 952-969.
- [24] Liu J., Bohlen S.R., Ernst W.G., "Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust", *Earth and Planetary Science Letters*, 143 (1996), 161-171.
- [25] Nagel T. J., Hoffmann E., Munker C., "Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite series from thickened mafic arc crust", *Geology* 40 (2012), 375-378.
- [26] Powell R., Holland T. J. B., "On thermobarometry", *Journal of Metamorphic Geology* 26 (2008), 155-179.
- [27] Holland T. B. J., Powell R., "Plagioclase feldspars: activity-composition relations based upon Darken's Quadratic Formalism and Landau theory", *American mineralogist* 77 (1992), 53-61.
- [28] Coggon R., Holland T. J. B., "Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers", *Journal of Metamorphic geology* 20 (2002) 683-696.
- [29] Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S. K., Raith M., "Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111 (1992), 87-93.
- [30] Dasgupta S., Sengupta P., Guha D., Fukuoka M., "A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109 (1991), 130-137.
- subduction", *Journal of Asian Earth Science* 27 (2007), 1-9.
- [11] Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirgan zone, Iran", *Journal of Asian Earth Science* 26 (2006), 683-693.
- [12] Sengör A. M. C., Altmer D., Cin A., Ustaömer T., Hsü K. J., "Origin and assembly of the Tethys side orogenic collage at the expense of Gondwana Land", *Geological Society of London Special Publication* 37 (1988), 119-181.
- [13] McCall G. J. H., "The geotectonic history of the Makran and adjacent area of Southern Iran", *Journal of Asian Earth Science* 15 (1997), 517-531.
- [14] Shafaii Moghadam H., Corfu F., Chiaradia M., Stern R. J., Ghorbani Gh., Rossetti F., "Sabzevar Ophiolite, NE Iran: progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new isotopic and geochemical data", *Lithos* (2015), doi: 10.1016/j.lithos.2014.10.004.
- [15] Khalatbari Jafari M., Babaie H. A., Gani M., "Geochemical evidence for Late Cretaceous marginal arc-to-back arc transition in the Sabzevar ophiolitic extrusive sequence, northeast Iran", *Journal of Asian Earth Science* 70 (2013), 209-230.
- [۱۶] سهندی م. ر.، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سبزوار- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰"، (۱۳۷۲) ورقه ۴-J.
- [۱۷] ناظر ن خ.، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش جاجرم - سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰"، (۱۳۷۱) ورقه ۱.
- [۱۸] خلقی خسرقی م. ح.، "نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تربت حیدریه"، (۱۳۷۵) شماره ۷۸۶۰.
- [19] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", *American Mineralogist* 68 (1983), 277-279.
- [20] Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., Schumacher J., C.,

- [40] Hoisch T. D., "Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet", Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990), 225–234.
- [41] Nicolas A., "Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere", Kluwer Acad. Publ., Dordrecht (Pays- Bus) (1989), 367P.
- [42] Davoudzadeh M., "Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran", Geological Survey of Iran. Rep. (1972) No.: 39.
- [43] Alavi - Tehrani N., "Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan/Iran with special regards to metamorphism and genetic relations in an ophiolite suite", Geological Survey of Iran, Rep (1977). No.: 43.
- [44] Wakabayashi J., Ghatak A., Basu A. R., "Suprasubduction-zone ophiolite generation, emplacement, and initiation of subduction: A perspective from geochemistry, metamorphism, geochronology, and regional geology", Geological Society of America 122 (2010), 1548-1568.
- [45] Wakabayashi J., Dilek Y., "What constitutes emplacement of an ophiolite? Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles, in Dilek, Y., and Robinson, P. T., eds., *Ophiolites in Earth History*", Geological Society of London Special Publication 218 (2003) 427– 447.
- [46] Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S., "Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in Kokelaar, B. P., and Howells, M. F., eds., *Marginal basin geology: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*", Geological Society of London Special Publication 16 (1984), 74–94.
- [47] Spray J.G., "Possible causes and consequences of upper mantle decoupling and ophiolite displacement, in Gass, I. G., Lippard, S. J., and Shelton, A. W., eds. *Ophiolites and oceanic lithosphere*", Geological Society of London Special Publication 13(1984), 255–268.
- [31] Williams M. L., Grambling J. A., "Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite", American Mineralogist 75 (1990), 886–908.
- [32] Indares A., Martignole J., "Biotite-garnet geothermometry in the granulite facies: The influence of Ti and Al in biotite", American Mineralogist 70 (1985), 272–278.
- [33] Ganguly J., Saxena S. K., "Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry", American Mineralogist 69 (1984), 88–97.
- [34] Perchuk L.L., Lavrent'eva, "Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. in Saxena, S.K., Ed., *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*", Advances in Physical Geochemistry 3 (1983), 199–239, Springer, New York.
- [35] Hodges K. V., Spear F. S., "Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire", American Mineralogist 67 (1982), 1118–1134.
- [36] Ferry J. M., Spear F. S., "Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet", Contributions to Mineralogy and Petrology 66 (1978), 113-117.
- [37] Holdaway M. J., Lee S. M., "Fe–Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977), 175–198.
- [38] Thompson A. B., "Mineral reaction in pelitic rocks: I Prediction in P–T–X (Fe–Mg) phase relations. II. Calculations of some P–T–X (Fe–Mg) phase relations", American Journal of Science 276 (1976), 401–454.
- [39] Hoisch T. D., "Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase, and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite", Contributions to Mineralogy and Petrology 108 (1991), 43-54.

- [51] Önen A. P., Hall R., "Sub-ophiolite metamorphic rocks from NW Anatolia, Turkey", *Journal of Metamorphic Geology* 18 (2000), 483–495.
- [52] Guilmette C., Hébert R., Dupuis C., Wang C., Li Z., "Metamorphic history and geodynamic significance of high-grade metabasites from the ophiolitic mélange beneath the Yarlung Zangbo ophiolites, Xigaze area, Tibet", *Journal of Asian Earth Sciences* 32 (2008), 423–437.
- [48] Jamieson R. A., "P-T paths from high temperature shear zones beneath ophiolites", *Journal of Metamorphic Geology* 4 (1986), 3–22.
- [49] Dilek Y., Thy P., Hacker B., Grundving S., "Structure and petrology of Tauride ophiolites and mafic dike intrusions (Turkey): implications for the Neo-Tethyan ocean", *Geological Society of America Bulletin* 111 (1999), 1192–1216.
- [50] Gnos E., "Peak metamorphic conditions of garnet amphibolites beneath the Semail ophiolite: Implications for an inverted pressure gradient", *International Geology Review* 40 (1998), 281–304.