دما-فشارسنجی و جایگاه تکتونیکی سنگهای دگرگونی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر (جنوبباختری یزد)

خدیجه حیدری، محسن نصرآبادی^{*}؛ دانشگاه بینالمللی امام خمینی^(ر،)، دانشکده علوم پایه، گروه زمینشناسی، رضا نوزعیم؛ دانشگاه تهران، پردیس علوم، دانشکدهٔ زمینشناسی _{دریافت ۹۸}/۱۰/۰۴ پذیرش ۹۹/۰۵/۲۵

چکیدہ

ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر بخشی از نوار افیولیتی نائین-بافت است. همراه با توالی پوستهای و گوشتهای افیولیتهای جنوب دهشیر، بلوکهایی از سنگهای دگرگونی متشکل از آمفیبولیت، پیروکسن-پیدوت آمفیبولیت لایهبندیدار، گارنت-پیروکسن آمفیبولیت، گارنت-آمفیبولگنیس و گارنت-پیدوت هورنبلندیت برونزد دارند. نتایج دما-فشارسنجی سه نمونه گارنت-پیروکسن آمفیبولیت، گارنت-آمفیبولگنیس و گارنت-پیدوت هورنبلندیت با یکدیگر همخوانی داشته و نشاندهندهٔ میانگین دما و فشار ۶۶۴ درجهٔ سانتی گراد و ۸/۸ کیلوبار است. شرایط دما و فشار سنگهای دگرگونی ملانژ افیولیتی جنوب مکانی نزدیک بین سنگهای دگرگونی قاعدهای دمای بالای سایر زمیندرزهای افیولیتی دنیا مطابقت نشان میدهد. رابطهٔ مکانی نزدیک بین سنگهای دگرگونی قاعدهای دمای بالای سایر زمیندرزهای افیولیتی دنیا مطابقت نشان میدهد. رابطهٔ مکانی نزدیک بین سنگهای دگرگونی قاعدهای دمای بالای سایر زمیندرزهای افیولیتی دنیا مطابقت نشان میدهد. رابطهٔ

واژههای کلیدی: دگرگونی قاعدهای، دما- فشارسنجی، شروع فرورانش، دهشیر.

مقدمه

سنگهای دگرگونی مناطق افیولیتی اهمیت ویژهای در شناخت فرایندهای حاکم طی کوهزایی و جای گیری افیولیتها دارند. در مناطق افیولیتی مکانیسم و عوامل مؤثر در ایجاد سنگهای دگرگونی تنوع زیادی دارند. علاوه بر سنگهای رخساره شیست آبی و اکلوژیت، در بسیاری از پهنههای افیولیتی، ورقههایی باریک با گرادیان دگرگونی معکوس و ضخامت کمتر از ۵۰۰ متر از نوع شیست سبز، آمفیبولیت و گرانولیت برونزد دارند که از نظر ساختاری با همبری گسله در زیر توالی گوشته ای قرار گرفته اند. به این گونه پهنههای دگرگونی هاله دیناموترمال یا دگرگونی قاعده ای می گویند [۱].

فهم و تفسیر رویدادهایی که بهموجب آن، جای گزینی تودههای رورانده عظیم از ورقه اقیانوسی چگال بر لبه قارهای صورت گرفته هنوز هم از مسائل پیچیده زمینشناسی محسوب می شوند [۲]. بیش تر شواهد زمین شناسی مر تبط با جای گزینی افیولیت ها، از بررسی ساختار، شرایط دما-فشار و شیمی سنگ کل پهنه های دگر گونی قاعده ای به دست می آید [۳]، [۴]. در سال های اخیر با استفاده از تعیین سن دقیق افیولیت ها و پهنه های دگر گونی قاعده ای وابسته و فهم میزان اختلاف زمانی آنها، به شرایط ژئودینامیک زایش افیولیت و خودبه خودی یا القایی بودن شروع فرورانش پی برده اند [۵]، [۶]. با وجود آن که بررسی سنگ های دگر گونی مر تبط با افیولیت ها از ارکان اساسی در ارائه مدل

^{*}نویسنده مسئول sci.ikiu.ac.ir

ژئودینامیکی تشکیل و جایگزینی افیولیتی محسوب میشوند، اما در بسیاری از مدلهایی که به بررسی اقیانوسزایی و بستهشدن حوضه اقیانوسی اطراف خرده قاره ایران مرکزی پرداختهاند از اهمیت و نقش سنگهای دگرگونی قاعدهای غفلت شده است.

همراه با توالی پوستهای و گوشتهای ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر، بلوکهایی از سنگهای دگرگونی با پروتولیت مافیک، رسوبی-آتشفشانی و رسوبی نیز برونزد دارند. در این مقاله سعی شده است که با ارزیابی دما-فشار سنگهای دگرگونی مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر و بررسی شیمی سنگ کل آنها، شرایط ژئودینامیک شروع فرورانش و جایگزینی افیولیتهای جنوب دهشیر بررسی شود.

روش تحقيق

پس از نمونهبرداری و بررسیهای میکروسکوپی مقاطع صیقلی یک نمونه گنیس و دو نمونه متابازیت برونزد یافته در ملائژ افیولیتی جنوب دهشیر و شمال کامرود انتخاب و برای انجام تجزیه ریزپردازش نقطهای به کمک دستگاه مایکروپروب مدل Cameca SX100 به مرکز فرآوری مواد معدنی کرج ارسال شد. در طول انجام تجزیه، ولتاژ ts kv شدت جریان تأبیده شده An ۱۵ ما، قطر پرتو استفاده شده ۱ تا ۵ میکرون و حد تشخیص اندازه گیری تمرکز عناصر ۱۰/۰ بوده است. برای محاسبهٔ فرمول ساختاری کانیها نرمافزار Min [۷] به کار گرفته شده و به منظور ارزیابی دما و فشار دگرگونی از روش تعادلی چندگانه (نرمافزار ترموکالک)، دما-فشارسنجهای قراردادی و شبکههای پتروژنتیک است. برای محاسبهٔ فرمول ساختاری کانیها نرمافزار ترموکالک)، دما-فشارسنجهای قراردادی و شبکههای پتروژنتیک است است. برای محاسبهٔ فرمول ساختاری کانیها نرمافزار ترموکالک)، دما-فشارسنجهای قراردادی و شبکههای پتروژنتیک است. بوده است. برای محاسبهٔ فرمول ساختاری کانیها نرموکالک)، دما-فشارسنجهای قراردادی و شبکههای پتروژنتیک است فرا و فشار دگرگونی از روش تعادلی چندگانه (نرمافزار ترموکالک)، دما-فشارسنجهای قراردادی و شبکههای پتروژنتیک ساطنه ار توآمفیبولیت با شواهد دگرسانی کمتر، تجزیه شیمیایی سنگ کل بهروش ICP انجام شده است. اکسیدهای املی است. یوس از ذوب به کمک لیتیم متابورات، در اسید نیتریک رقیق حل شده و سپس محلول نهایی با استفاده از دستگاه -ICP مورد تجزیه شیمیایی قرار می گیرد. در مورد عناصر کمیاب، پس از انحلال نمونهٔ بررسی شده، در اسیدهای هیدرولوئوریک، پرکلریک، نیتریک و هیدروکلریک، غلظت هر عنصر بهوسیلهٔ دستگاه ICP سنجیده میشود. حد آشکار سازی عناصر اصلی ۱/۰ درصد و عناصر کمیاب ۱ قست در میلیون است. برای عناصر کمیاب که ترزی این انترا به می می دو آندی برسی شره، در آسیدهای هدرولوئوریک، پرکلریک، نیتریک و هیدروکلریک، غلظت هر عنصر بهوسیلهٔ دستگاه ICP سنجیده میشود. حد آشکار حازی عناصر اصلی ۱/۰ درصد و عناصر کمیاب ۱۰/۰ تا ۱ قسمت در میلیون است. برای عناصر کمیاب کی ترزی ترکار کریا کریار کری تی تریک و میرون است.

زمینشناسی ناحیهای

منطقهٔ بررسی شده در استان یزد واقع است و بخشی از پهنه افیولیتی غرب خرده قاره ایران مرکزی در نوار افیولیتی نائین-بافت محسوب میشود (شکل ۱ آ، ب). پهنهٔ سنندج-سیرجان جداکننده این نوار افیولیتی از افیولیتهای زاگرس چینخورده و رورانده است. هر چند که به باور بسیاری از محققان، افیولیتهای کمربند نائین-بافت معرف زمیندرز ناشی از بسته شدن حوضهٔ اقیانوسی نائین-بافت است [۱۰]-[۱۶] اما بهعقیده [۸] و [۱۷]، افیولیتهای غرب خرده قاره ایران مرکزی، متعلق به زمیندرز زاگرس است. افیولیتهای زاگرس معرف لیتوسفر جایگاه جلو قوس^۱ هستند که در واقعه شروع فرورانش نئوتتیس در کرتاسه بالایی تشکیل شدهاند. بر این اساس، مجموعههای افیولیتی زاگرس به دو بخش زاگرس داخلی و زاگرس خارجی تقسیم شده که بهوسیلهٔ پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان از هم

1. Forearc

آنها از شمال غربی به جنوب شرقی در راستای راندگی اصلی زاگرس جای دارند. نوار افیولیتی زاگرس داخلی در حاشیه جنوب غربی بلوک ایران مرکزی واقع است و شامل پهنههای افیولیتی نائین، دهشیر، شهر بابک و بافت است (شکل ۱ آ). این افیولیتها بهوسیلهٔ نهشتههای پیروکلاستیک و ماگماتیسم مافیک به سن تورونین تا ماستریشتین پوشیده شدهاند.

مجموعه افیولیتی بررسی شده که در جنوب مهریز استان یزد واقع است بخشی از کمربند افیولیتی نائین بافت محسوب می شود و در دو منطقه جنوب دهشیر و شمال کامرود برونزد دارد. مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر با وسعت تقریبی ۱۵۰ کیلومتر مربع در بخش باختری به وسیلهٔ گسل دهشیر از فروافتادگی ابر کوه جدا می شود و در بخش خاوری آن واحدهای سنگی عمدتاً رسوبی به سن پالئوسن تا پلیوسن برونزد دارند (شکل ۱ پ). این مجموعه متشکل از یک توالی افیولیتی با ماهیت درهم آمیخته است بهطوری که می توان در آن هارزبورژیت تکتونایتی، گابرو، مجموعه دایک مفحهای، بازالتهای بالشی و رسوبات پلاژیک دارای فسیل گلوبوترونکا به سن ۶۵ تا ۹۳ میلیون سال را مشاهده کرد. [۱۷]. در زیر توالی گوشتهای افیولیت متابازیتهای با رخساره دگرگونی شیست سبز و آمفیبولیت نیز گزارش شدهاند [۸]. شاخصههای ژئوشیمیایی آنها، نشاندهندهٔ ژنز مرتبط با فرایند ذوببخشی است [۱۸]. بررسیهای کانیشناسی و ژئوشیمیایی بیان گر آن است که افیولیتهای جنوب دهشیر در جایگاه بالای پهنه فرورانش (جلو قوس) تشکیل شدهاند زیرین) واقع است [۹]. در ترسیم توالی افیولیتی جنوب دهشیر در جایگاه بالای پهنه فرورانش (جلو قوس) تشکیل شدهاند زیرین) واقع است [۹]. در ترسیم توالی افیولیتی جنوب دهشیر بهوجود سنگهای دگرگونی متشکل از آمفیبولیت و ر شیست سبز در بخش زیرین پهنه افیولیتی (شکل ۱ پ) اشاره شده است [۱۷]. مولاس میوسن (سازند قرمز شیست سبز در بخش زیرین پهنه افیولیتی (شکل ۱ پ) اشاره شده است [۱۷]. مطابق بررسیهای صحرایی انجام شده شیست سبز در بخش زیرین پهنه افیولیتی (شکل ۱ پ) اشاره شده است [۱۷]. مطابق بررسیهای صحرایی انجام شده در این تحقیق، برونزد واحد دگرگونی یاد شده محدود به دو منطقهٔ جنوب دهشیر و شمال کامرود بود که با نشان

ملائژ افیولیتی جنوب دهشیر با توپوگرافی نسبتاً مرتفع سازنده ارتفاعات منطقه است (شکل ۲ آ) و در بخش قاعده آن بلوکهایی از آمفیبولیت چینخورده (شکل ۲ ب) و گنیس (شکل ۲ پ) دیده میشوند. با توجه به اینکه افیولیتهای جنوب دهشیر همانند بیشتر مجموعههای افیولیتی ایران به صورت آمیزه زمین ساختی هستند تمایز مرز همبری اولیه بین سنگهای دگرگونی و پهنه گوشته ای وابسته در صحرا میسر نشده و میتوان گفت که سنگهای دگرگونی به صورت بلوکهای نابرجا در زمینه سرپانتینیتی یافت میشوند. بعضی از نمونههای آمفیبولیت دارای باندهای تیره و روشن متوالی و منظم متشکل از فلدسپار و آمفیبول هستند (شکل ۲ ب) که احتمالاً بیان گر ناهمگنی ترکیبی اولیه ماگمایی است (گابروی آن ایزوتروپ). اما در نمونههایی از آمفیبولیت (شکل ۲ ب) ناهمگنی ترکیبی وجود دارند که شواهد کانی شناسی بیان گر لایه بندی رسوبی آنها است و به عبارتی از نوع پاراآمفیبولیت هستند. در بخش انتهایی کمربند ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر، واقع در شمال کامرود نیز میتوان متابازیتهایی از نوع گارنت-اسپینل-هورنبلندیت و گارنت-پیروکسن آمفیبولیت را در مجاورت تودههای پلاژیوگرانیتی مشاهده کرد که دارای توپوگرافی پست و تپه ماهوری هستند (شکل ۲ ث). مرز واحدهای توالی افیولیتی در این منطقه نیز به واسطه حاکم بودن پوشش



شکل ۱. آ) نقشهٔ پراکندگی افیولیتهای ایران [۸]، ب) تصویر ماهوارهای ملانژ افیولیتی دهشیر، پ) نقشهٔ زمینشناسی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر (با تغییرات از [۹]). موقعیت نمونههای بررسی شده با ستاره سبز و سیاه مشخص شده است، ت) ستون چینهشناسی توالی سنگی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر [۱۷]



شکل ۲. آ) دورنمایی از ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر همراه با آمفیبولیتهای وابسته به آن، ب) نمایی نزدیک از آمفیبولیت چینخورده دارای باندهای تیره و روشن متوالی متشکل از فلدسپار و آمفیبول در ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر، پ) نمایی نزدیک از برونزد گنیس و پاراآمفیبولیت دارای ناهمگنی ترکیبی در ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر، ث) برونزد تپه ماهوری گارنت-اسپینلهورنبلندیت و گارنت-پیروکسن آمفیبولیت در بخش انتهایی ملانژ افیولیت جنوب دهشیر (شمال کامرود)

پتروگرافی

بر اساس وجود یا نبود ناهمگنی ترکیبی آمفیبولیتهای منطقه به دو گروه همگن (ارتوآمفیبولیت) و ناهمگن دارای لایهبندی ترکیبی (پاراآمفیبولیت) تقسیم میشوند. در آمفیبولیتهای همگن آمفیبول جهتیافته (۶۰ تا ۷۰ درصد) و پلاژیوکلازهای دگرسان شده (۳۰ تا ۴۰ درصد) کانیهای سنگساز است. بافت سنگ نماتوگرانوبلاستیک است. پرهنیت منشأ ثانوی دارد و پرکننده شکستگیهای سنگ است (شکل ۳ آ). وجود پرهنیت بیانگر رویداد دگرگونی پسرونده در شرایط دمایی کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی گراد است [۲۰]. در انواع ناهمگن، شاهد لایهبندی ترکیبی بهصورت باندهای متوالی سرشار از کوارتز-فلدسپار، آمفیبول و اپیدوت-پیروکسن-کلسیت هستیم (۳ ب). با حضور کلسیت اولیه، احتمالاً چنین لایهبندی ترکیبی نشاندهنده منشأ رسوبی یا رسوبی-آتشفشانی آنها است [۲۱]. کوارتز (۲۰ تا ۳۰ درصد)، فلدسپار (۳۰ تا ۴۰ درصد)، آمفیبول قهوهای (۵ تا ۱۰ درصد)، گارنت (۱۰ تا ۱۵ درصد) و بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد) کانیهای سنگساز نمونههای گنیسی است (۳ پ). بهندرت میتوان منشورهای سیلیمانیت را به صورت ادخال در فلدسپار مشاهده کرد. پورفیروبلاستهای گارنت ادخالهایی از کوارتز و فلدسپار دارد. انحراف و قطعشدگی فولیاسیون ضعیف زمینه سنگ در اطراف بلورهای گارنت، بیان گر رشد و تبلور همزمان با تکتونیک آنها است. فراوانی کانیهای کوارتز و فلدسپار و تمرکز کم کانیهای سرشار از آلومینیم، با پروتولیت رسوبی کوارتزفلدسپاتیک کف اقیانوس یا حاشیه قارهای برای این نمونه همخوانی دارد (پاراگنیس). آمفیبول (۲۰ تا ۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۳۰ درصد)، پیروکسن (۱۵ تا ۲۰ درصد)، گارنت (۱۰ تا ۱۵) و اییدوت (۵ تا ۱۰ درصد) کانیهای سنگساز نمونههای گارنت-پیروکسنآمفیبولیت محسوب میشوند (شکل ۳ ت). بافت سنگ نماتوگرانوبلاستیک تا پورفیروبلاستیک است. بلورهای گارنت ادخالهای آمفیبول و پلاژیوکلاز دارند. بعضی از پورفیروبلاستهای پیروکسن واجد ادخالهایی از جنس اًمفیبول و پیروکسن هستند. در نمونههای گارنتاسپینل-هورنبلندیت، آمفیبول جهتیافته (۵۰ تا ۷۰ درصد)، اسپینل سبز تیره (۱۵ تا ۳۰ درصد)، گارنت (۱۰ تا ۱۵ درصد)، کلریت (کمتر از ۱۰ درصد) و اپیدوت (کمتر از ۱۰ درصد) کانیهای اصلی هستند (شکل ۳ ث). بافت سنگ نماتوگرانوبلاستیک است. در بیشتر موارد اسپینلهای سبز در مجموعهای از کانی ایک محصور شدهاند. بنابراین دارای منشأ ثانوی بوده است و از دگرسانی اسپینل حاصل شدهاند. هر چند که مگنتیت، محصول متداول دگرسانی اسپینل است [۲۲] اما با توجه به نتایج تجزیهٔ شیمیایی نقطهای ایلمنیت نیز در بخش کانیهای ایک حضور دارد. همزیستی اسپینل و ایلمنیت به صورت تیغه های جدایشی در بسیاری از سنگ های دگرگونی و آذرین گزارش شده است [۲۲].

شیمی کانیها

از کانیهای نمونههایی از گارنت-پیروکسنآمفیبولیت، گارنت-آمفیبولگنیس و گارنت-اسپینلهورنبلندیت آنالیز ریزپردازنده نقطهای بهعمل آمده است. نتایج تجزیهٔ شیمی کانیهای آمفیبول، اسپینل، ایلمنیت، فلدسپار، گارنت، کلینوپیروکسن، کلریت، بیوتیت، پرهنیت و اپیدوت این نمونهها در جدول ۱ ارائه شدهاند. در ادامه به تفصیل ترکیب شیمیایی کانیها بحث خواهند شد.

آمفيبول

با توجه به معیار طبقهبندی آمفیبولها [۲۴]، پارامتر ^BCa/^BCa + ^BNa در آمفیبولهای آنالیز شده بیشتر از ۰/۷۵ است و بنابراین از نوع کلسیک است. مطابق پارامترهای نامگذاری آمفیبولهای کلسیک، آمفیبول نمونه گارنت-

آمفیبول گنیس از نوع منیزیوهورنبلند و آمفیبول نمونههای گارنت-اسپینلهورنبلندیت و گارنت-پیروکسنآمفیبولیت از نوع پارگازیت هستند (شکل ۴ آ).



شکل ۳. مقاطع میکروسکوپی سنگهای دگرگونی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر، آ) آمفیبول و پلاژیوکلاز دگرسان شده کانیهای سنگساز آمفیبولیت است، ب) لایهبندی ترکیبی در نمونه پیروکسن آمفیبولیت که متشکل از باندهای متناوب سرشار از پیروکسن، فلدسپار، اپیدوت و آمفیبول است، پ) آمفیبول قهوهای، کوارتز، فلدسپار، گارنت و بیوتیت کانیهای سنگساز گارنت-آمفیبولگنیس هستند، ت) در نمونههای گارنت-پیروکسن آمفیبولیت، پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن، گارنت و اپیدوت است، ث) کانیهای سنگساز آمفیبول، گارنت، اسپینل سبز و اپیدوت در نمونه گارنت-اسپینلهورنبلندیت. علائم اختصاری کانیها از [۳]، اقتباس شده است.

گارنت

ترکیب گارنتهای تجزیه شده، متعلق به سری محلول جامد آلماندن-اسپسارتین-گروسولار-پیروپ است (شکل ۴ ب). مطابق نتایج تجزیه، گارنت نمونه گنیسی نسبت به دو نمونه دیگر تهی از سازنده گروسولار و سرشار از سازنده پیروپ است. همچنین میزان سازنده اسپسارتین نمونه هورنبلندیتی در مقایسه با دو نمونه دیگر بیشتر است. استنتاج تحولات دگرگونی بهوسیلهٔ بررسی منطقهبندی ترکیبی گارنت مستلزم در اختیار داشتن تعداد زیادی تجزیه نقطهای از مقطع عرضی این کانی است. در هر سه نمونه میزان متشکل اسپسارتین در مرکز بلور نسبت به حاشیه بلور بیش تر است که احتمالاً با الگوی زنگولهای سازنده اسپسارتین گارنتهای رشد یافته در طی مرحله دگرگونی پیشرونده مطابقت دارد.

جدول۱. تعدادی از نتایج تجزیهٔ شیمیایی کانیهای نمونههای گارنت-آمفیبولگنیس، گارنت-اسپینلهورنبلندیت و گارنت-پیروکسنآمفیبولیت

Rock type		Grt-Am gneiss					Grt-Spl hornblendite								
mineral	A	Amp		Grt		Fsp		Amp		Grt		Spl	Opq	En	Chl
minerai	Mg	-Hb	core	rim	5.	K-Fsp	Ab	Р	rg	core	rim	Pls	Ilm	Pchl	
SiO ₂	44/78	42/9	۳۷/۹۴	۳γ/۴۸	30/61	۶۵/۵۹	88/88	۳۸/۷۷	۳۸/۳۸	٣۶/٨١	۳۷/۸۴	۰/۰۴	•/•٢	366/40	۲۸/۱۹
TiO ₂	١/٣٩	۲/۰۶	• / • Y	b. d.	۴/۵۸	b. d.	b. d.	• /۶Y	• /YA	•/•۴	۰/۱۲	۰/۰۳	۵۰/۸	•/17	• / • Y
Al ₂ O ₃	۱۰/۱۹	17/01	۲۱/۸۵	۲١/٩٩	10/87	۱۹/۳۷	۱۹/۷۲	۱۷/۸۳	۱۸/۳۱	۲۰/۶	۲۱/۷	۵۸/۳۶	•/•٢	۲۷/۹۲	22/99
FeOt	۱۵/۸۸	14/84	۲۷/۲۱	۲۶/۵۹	۱۹/۵۵	۰/۱۲	•/•٨	17/57	۱۲/۶۵	18/44	۱۸/۲۲	۳۲/۰۶	44/97	۶/۵۲	۱۷/۶۱
MnO	٠/١٩	٠/١٧	۱/۵۴	۱/۰۶	۰/۳	b. d.	b. d.	•/1	٠/١٢	۱۱/۸۴	١/٠٩	۰/۳۲	٠/٩٨	•/• A	۰/۱۵
MgO	11/19	۱۰/۸γ	۵/۹۸	۵/۰۸	۹/۸۱	• /٣٢	۰/۰۱	۱۱/۵۳	11/40	۰/۶	۲/۸۹	۸/۰۳	۳./۱	٠/٠٩	۱۹
CaO	11/54	11/18	۵/۳۹	۷/۷۳	٠/١	•/٣٣	۰/۲۱	14/39	14/20	11/40	۱۷/۷۷	• / • ٢	۰/۰۲	۲۵/۷۹	۰/۰۵
Na ₂ O	۱/۲۵	1/47	۰/۰۲	•/•)	۰/۲۳	۱۰/۷۳	17/54	١/٣٢	۱/۴۹	b. d.	b. d.	•/•٢	b. d.	b. d.	•/•۴
K ₂ O	•/87	1/11	b. d.	•/• ١	۹/۵۱	٣/٣٩	•/٢۶	۱/۱۸	۰/۸۸	• / • ٢	•/• \	b. d.	b. d.	b. d.	•/•٢
H ₂ O	۲/۳۵	۲/۱	•/••	•/••	۴/۳	•/••	•/••	۱/۴	١/٩	•/••	•/••	•/••	•/••	۲/۹	۱۲/۲۸
Total	٩٩/۶	۲/ ۰۰۱	١٠٠	۹۹/۹۵	۹۹/۶۵	99/76	१९/•٨	۹۹/۷۱	1/1	۹۸/۱	99/84	٩٨/٨٨	۹۷/۵۱	۹۹/۹۱	۱۰۰/۴
oxygens	۲۳	۲۳	17	17	77	٨	٨	۲۳	۲۳	١٢	17	۴	٣	۱۲/۵	۲۸
Si	۶/۶۵	9/44	۲/۹۶	۲/۹۲	۲/۷۳	۲/λγ	۲/۹	۵/۷۳	۵/۶۶	۲/۹۹	۲/۹۳	•/••١	•/••١	۲/۸۷	۵/۶۲
Ti	٠/١۵	•/٣٢	•/••۴	•/••	۰/۲۶	•/••	•/••	•/•¥	•/•A	•/••٢	•/••Y	•/•• ١	٠/٩٨	•/••٧	•/• ١
Al ^{IV}	۲/۳۴	۱۳۱	•/••	•/••	۱/۲۶	. /9.9	N/- N	۲/۲۳	۲/۲۹	•/••	•/•۶	1/A1		7/09	۲/۳۷
Al ^{VI}	•/44	•/97	۲/۰۱	۲/۰۲	•/14	•/((1/* 1	٠/٨٩	۰/۹۱	١/٩٧	1/98	1/ 11	.,,	1/61	٣/•٣
Fe ²⁺	۱/۶۸	۱/۶	١/٧١	1/88	١/٢۵	•/••۴	•/••٣	1/41	۱/۴۳	1/11	۱/۰۶	۰/۶۵	۰/۹۶	•/••	۲/۹
Fe ³⁺	۰/۲۸	•/٣٢	۰/۰۶	•/١١	•/١٢	•/••	•/••	• / • Y	۰/۱۲	• / • ٢	٠/١٢	•/•A	•/••	•/47	•/••
Mn	•/•٢	•/•٢	٠/١	• / • Y	•/• ١	•/••	•/••	•/• ١	•/• ١	۰/۸۱	• / • Y	• / • Y	۰/۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۲
Mg	۲/۴۹	۲/۳۸	• /Y	۰/۵۹	1/17	•/•٢	۰/۰۰۱	۲/۵۴	۲۵۲	• / • Y	۰/۳۳	•/٣۴	•/•۴	•/• ١	۵/۶۵
Ca	۱/۸۳	۱/۷۶	۰/۴۵	• /84	•/• ١	•/• \	۰/۰۱	۲/۲۸	۲/۲۵	٠/٩٩	١/۴٧	•/••١	•/••١	۲/۱۷	•/• ١١
Na	•/٣۶	٠/۴	•/••٣	•/••٢	۰/۰۳	۰/۹۱	۱/۰۶	• /۳۷	•/47	•/••	•/••	•/••)	•/••	•/••	۰/۰۱۵
K	•/١١	٠/٢	•/••	۰/۰۰۱	۰/۹۳	٠/١٨	۰/۰۱	•/٣٣	۰/۱۶	۰/۰۰۲	•/••١	•/••	•/••	•/••	۵./۰۰
Sum	۱۵/۳۵	۱۵/۴۷	٧/٩٩	۷/۹۷	۷/۸۵	4/98	4/99	۱۵/۸۸	۱۵/۸۵	۷/۹۶	٧/٩۶	۳/۰۵	۲/۰۲	٨/•۶	۱۹/۶
Mg#	۶.	۶.	۲۹	۲۷	41			۶۳	۶۳	۵	۲۱	74			۵١
Grs			۱۵							۳۲/۷۹	41/12				
Sps			٣							۲۷/۲۲	۲/۴۳				
Prp			۳۳							۲/۴۳	۱۱/۳۶				
Alm			۵۸							۳۷/۰۵	۳۶/۰۱				
Xps														14	
Ab						٨٢	٩٧/٧								
An						١	٠/٩								
Or						١٧	۳/۱								
z	٠/٩۵	٠/٩				1		١	١						
х	۳./۱	١/٣٣						۱/۰۶	۱/۱۵						
у	۰/۳۹۶	•/۴۶						۰/۶۰۲	۰/۵۹۳						

$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Rock type	Grt-Px amphibolite								
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$		Amp		Grt		Pl		E.	Срх	D.1
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	mineral	Prg		core	e rim Olg		And	Ер	Di	Prh
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	SiO ₂	41/08	41/88	۳۸/۳۷	۳۸/۰۹	۶۵/۴	۵۵/۶۷	37/92	49/94	41/08
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	TiO ₂	۱/۰۱	۰/۸۵	٠/٢٢	۰/۰۹	•/•1	•/•1	•/•۶	۰/۰۴	•/•٢
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Al ₂ O ₃	۱۲/۸۲	18/18	۱۹/۸۵	۱٩/٧٩	22/20	26/60	20/20	• /AY	۲۱/۵۹
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	FeO ^t	۱۸/۲۲	۱۸/۶۲	۲۰/۱۱	۲۱/۳۶	۰/۱۵	•/•۴	٨/۵	۱۳/۰۳	۰/۳۶
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	MnO	٠/٢	٠/٢٩	١/٨۴	٠/٨٢	• / • ٢	• / • ٢	٠/٢	٠/٢	b. d.
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	MgO	۵/۹	٧/٢١	٠/٩۴	٠/٩	b. d.	b. d.	۰/۰۱	۱۰/۵۴	•/• \
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	CaO	17/77	۱۲/۳۷	۱۷/۵۳	۱۷/۸۷	۲/۶۷	۱۰/۶۳	۲۴/۷	26/4	78/88
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Na ₂ O	١/٢٧	۱/۱۵	•/•٢	•/••	٧/١	۵/۸۵	۰/۰۳	٠/٢٧	٠/١۵
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	K ₂ O	٠/٩٣	۰/۹۶	٠/٠١	٠/٠١	• 99	٠/١٣	b. d.	b. d.	۰/۱۴
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	H_2O	۴/۷	۴/۲	•/••	•/••	•/••	•/••	۳/۴۵	•/••	۳/۷
$\begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Total	٩٨/٨٨	۱۰۰/۵۲	۹ አ/አ۶	۹۸/۹۳	٩٨/۶۴	۹۸/۹۱	۹۹/۸۵	99/79	۱۰۰/۸۵
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	oxygens	۲۳	۲۳	١٢	١٢	٨	٨	77	۶	77
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Si	۶/۵۷	8/41	۳/۰۵	٣/•٣	۲/۹۸	۲/۵۳	۱/۹۸	١/٩١	۶/۵۳
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Ti	٠/١٢	۰/۰۹	٠/٠١	۰/۰۰۵	•/••	•/••	•/••۴	•/•• ١	•/••٢
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Al ^{IV}	1/14	۱/۴	•/••	•/••		1/64	~ 1~ 1	. . .	*
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Al ^{VI}	١/٢١	۱/۰۴	۱/۸۶	۱/۸۵	1/11	1/11	1/14	•/•1	1/13
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Fe ²⁺	۲/۷۳	۲/۴۱	١/٣٣	۱/۳۵	•/••۶	•/••٢	•/••	•/7۶	•/•۴
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Fe ³⁺	•/••	•/••	•/••٢	• / • Y	•/••	•/••	۰/۵۶	۰/۱۵	•/••
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Mn	۰/۰۲	٠/٠٣	٠/١٢	۰/۰۵	۰/۰۰۱	•/•• ١	۰/۰۱	۰/۰۰۷	•/••
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Mg	۱/۴	۱/۶۵	•/11	٠/١	•/••	•/••	۰/۰۰۱	•/۶	•/•٢
Na \cdot/rq \cdot/rr \cdot/r \cdot/sr \cdot/Δ \cdot/λ $\cdot/.rq$ K \cdot/λ \cdot/lq \cdot/λ <	Ca	۲/۰۷	۲/۰۴	1/49	1/78	٠/١٣	۰/۵۱	۲/۱	١	٣/٧۶
K \cdot/Λ \cdot	Na	۰/۳۹	۰/۳۴	•/••٣	•/••	۰/۶۲	۰/۵۱	۰/۰۰۵	۰/۰۱	٠/٠٣٩
Sum $\lambda \Delta / 9 \Upsilon$ $V / 9 \Upsilon$ $V / V 1$ $F / 9 \chi$ $F / 9 \chi$ $F / 9 \chi$ $Y / 9 \chi$ $V / V 2$ Mg# ΥF $F \cdot$ Λ Y $V \cdot$ $V \cdot$ Grs $\Gamma / \Lambda / \Gamma \Delta$ $F \Lambda / \Gamma \Delta$ $F \Lambda / \Gamma \Delta$ $F \Lambda / \Gamma \Delta$ $V \cdot$ Sps $\Gamma / \Lambda / \Gamma \Delta$ $F \Lambda / \Gamma \Delta$ $F \Lambda / \Gamma \Delta$ $V \cdot$ $I = 0$ Prp $\Gamma / \Lambda / \Gamma \Delta$ $F / \Gamma / \Lambda / \Gamma$ $I = 0$ $I = 0$ $I = 0$ Alm $F \Gamma / \Delta \Lambda$ $F F / F \Lambda$ $I = 0$ $I = 0$ $I = 0$ $I = 0$ Ab $I = 0$ $\Gamma / S F$ $\Gamma / \Delta \Gamma$ $I = 0$ $I = 0$ $I = 0$ An $I = 0$ Wo $I = 0$ K $I / 0$ $I = 0$ Mo $I = 0$ $I = 0$ $I = 0$	K	٠/١٨	٠/١٩	•/•• ١	•/•• ١	•/•۴	•/••٨	•/••	•/••	•/•٢
Mg# Υ FF.AYVV.Grs $FA/Y\Delta$ $FA/Y\Delta$ $FA/Y\Delta$ $FA/Y\Delta$ V.Sps $F/-F$ $1/AY$ Prp Y/FF Y/AY Alm $FY/\Delta A$ FF/FA Ab YA/A FA/QY An YA/A FA/QY Or YA/A YA/A YA/A FA/QY Wo FY/A YA/A YA/A YA/A Fs YA/A YA/A YA/A YA/A X $1/AY$ YA/A YA/A YA/A X $1/AY$ YA/A YA/A YA/A Y YA/A YA/A YA/A YA/A An YA/A YA/A YA/A YA/A An YA/A YA/A YA/A YA/A YP/Y YA/A YA/A YA/A YA/A <td>Sum</td> <td>۱۵/۹۳</td> <td>۱۵/۶</td> <td>٧/٩٧</td> <td>٧/٧١</td> <td>۴/۹۸</td> <td>۴/۹۷</td> <td>۶/۹۲</td> <td>٣/٩٧</td> <td>۱۳/۷۶</td>	Sum	۱۵/۹۳	۱۵/۶	٧/٩٧	٧/٧١	۴/۹۸	۴/۹۷	۶/۹۲	٣/٩٧	۱۳/۷۶
Grs $\mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \wedge$ $\mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \wedge$ $\mathbf{f} \wedge$ $\mathbf{f} \wedge$ Sps $\mathbf{f} / \cdot \mathbf{f}$ $\mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ Prp $\mathbf{f} \vee \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ Alm $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ Ab $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ An $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ Or $\mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \vee$ Wo $\mathbf{f} \wedge \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \vee$ Fs $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \vee$ X $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \nabla \mathbf{f} \vee$ Y $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ Y $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ Y $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ Y $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ Y $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$ $\mathbf{f} \vee$	Mg#	۳۴	۴.	٨	γ				γ۰	
Sps $f/\cdot f$ $1/\Lambda T$ I I Prp $T'/F f$ $T'/\Delta T$ I I Alm $FT/\Delta \Lambda$ $FT/F h$ I I Ab $TT'/\Delta \Lambda$ $FT/F h$ I I An I $IF/T Y$ $Fh/\Delta T$ I Or $FT'/\Delta \Lambda$ FT/A $IF/T Y$ $Fh/\Delta T$ Wo I F/A I I Fs I I $T H/T F$ I X $I/\Lambda \Lambda$ I I I X $I/\Lambda \Lambda$ I I I Y $I/\Lambda \Lambda$ I I I Y $I/\Lambda \Lambda$ I I I	Grs			۴۸/۳۵	۴۸/۲۰					
Prp $r / \beta f$ $r / \beta f$ $r / \Delta r$ $r / \Delta r$ Alm $f r / \Delta \Lambda$ $f r / \Delta \Lambda$ $f r / \Delta r$ $r / \Delta \Lambda$ Ab $r / r / \Delta \Lambda$ $r / r / \Delta r$ $r / r / \Delta r$ $r / r / \Delta r$ An $r / r / \Delta r$ $r / r / r / r / r$ $r / r / r / r / r$ $r / r / r / r / r$ Or $r / r / r / r / r / r / r$ $r / r / r / r / r / r / r / r / r / r /$	Sps			4/•4	۱/۸۲					
Alm $\mathbf{F} \mathbf{Y} / \Delta \mathbf{A}$ $\mathbf{F} \mathbf{Y} / \mathbf{F} \mathbf{Y}$ \mathbf{A} \mathbf{A} Ab $\mathbf{Y} \mathbf{A} / \mathbf{A}$ $\mathbf{Y} \mathbf{A} / \mathbf{A}$ $\mathbf{F} \mathbf{Y} / \mathbf{A} \mathbf{Y}$ \mathbf{A} An $\mathbf{Y} \mathbf{A} / \mathbf{Y}$ $\mathbf{F} \mathbf{Y} / \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{F} \mathbf{Y} / \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{A} / \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ Or $\mathbf{Y} \mathbf{A} / \mathbf{Y}$ $\mathbf{F} \mathbf{Y} / \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{X} \mathbf{ps}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{W} \mathbf{O}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{F} \mathbf{n}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{F} \mathbf{S}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ \mathbf{X} $\mathbf{Y} \mathbf{A} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ \mathbf{Y} $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$ $\mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y} \mathbf{Y}$	Prp			۳/۶۴	۳/۵۲					
AbYA/A $\mathfrak{F}\mathfrak{q}/\Delta r$ Image: constraint of the state o	Alm			۴۳/۵۸	44/49					
An \\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\\	Ab					Υλ/λ	49/57			
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	An					۱۶/۳۷	41/14			
Xps Image: Constraint of the state of th	Or					۴/۸	۰/۲۲			
Wo FA/DY En Y9/19 Fs Y1/YF Z 1 X 1/10 Y -/9Y	Xps									
En Υ٩/١۶ Fs Υ٩/١۶ Z ١ X ١/١Δ y ·/ΔΥ	Wo								47/21	
Fs γι/γ۴ z ι γι/γ۴ x ι/ιΔ ·/۹٧ y ·/Δ۴	En								۲٩/١۶	
Z 1 1 X $1/1\Delta$ $./9Y$ y $./\Delta Y$ $./\Delta F$	Fs								۲۱/۳۴	
X 1/1Δ -/٩V y -/ΔY -/ΔΨ	Z	١	١							
γ -/Δγ -/Δ۴	Х	1/10	٠/٩٧							
	у	۰/۵Y	۰/۵۴							

فلدسيار

ترکیب شیمیایی فلدسپارهای نمونه گارنت-آمفیبول گنیس فقیر از سازنده آنورتیت و مطابق نمودار تقسیم بندی فلدسپارها [۲۵] از نوع آلبیت و آنورتوکلاز هستند. اما ترکیب فلدسپارهای نمونه گارنت-پیروکسن آمفیبولیت از الیگوکلاز تا لابرادوریت متغیر است (شکل ۴ پ).

پيروكسن

با توجه به نتایج تجزیه و مطابق نمودار تقسیم،بندی [۲۶]، پیروکسن نمونه گارنت-پیروکسن آمفیبولیت، از نوع دیوپسید است (شکل ۴ ت). بافت پورفیروبلاستی پیروکسن و وجود ادخالهای آمفیبول و پلاژیوکلاز در آن، بیشتر با منشأ دگرگونی همخوانی دارد.

اپيدوت

دادههای آنالیز نقطهای بیانگر آن است که اپیدوت نمونههای گارنت-پیروکسنآمفیبولیت در مقایسه با نمونه گارنت-اسپینل هورنبلندیت از مقادیر سازنده پیستاسیت (XPs= Fe³⁺/Al³⁺+Fe³⁺) بیشری دارد.

اسپينل

اسپینلهای سبز بررسی شده از نوع منیزیم و آلومینیمدار بوده و با توجه به نمودار نام گذاری [۲۵]، پلئوناست نام دارند (شکل ۴ ث).

كلريت

کلریتهای بررسی شده غنی از آهن بوده است و عدد منیزیم آنها از ۵۱ تا ۵۳ متغیر است و بر اساس نمودار طبقهبندی کلریت [۲۵] پیکنوکلریت نام دارند (شکل ۴ ج).

ارزیابی شرایط دما و فشار دگرگونی

در این بخش با استفاده از نرمافزار ترموکالک نسخه ۲۶-۳ [۳۱]، شبکههای پتروژنتیک و دما-فشارسنجهای قراردادی، شرایط دما-فشار دگرگونی برای هر یک از سه نمونه بررسی شده محاسبه شده که در ادامه تشریح می شوند. دما-فشار سنجی به روش تعادل فازی چند گانه: نرمافزار ترموکالک

اکتیویته اعضای نهایی کانیها بهوسیلهٔ برنامه AX موجود در این نسخه محاسبه شده است. سپس شرایط دما و فشار دگرگونی بهوسیلهٔ نرم افزار ترموکالک، صورت گرفته است.

با در نظر گرفتن کانیهای آمفیبول+گارنت+پیروکسن+اپیدوت+پلاژیوکلاز بهعنوان پاراژنز پایدار در مرحلهٔ اوج دگرگونی، دما و فشار محاسبه شده برای نمونه گارنت-پیروکسنآمفیبولیت بدینقرار است:

P=8.6±1.4 kb, T= 651±45°C

حاسبه شده بدینشرح هستند:	دما و فشار دگرگونی م	حل تقاطع آنها شرايط د	واکنشهایی که از م
--------------------------	----------------------	-----------------------	-------------------

- 1) Ca-Ts+Qz=An 2) 3Di+3Ca-Ts=Prp+2Grs
- 3) 3Hd+3Ca-Ts=2Grs+Alm 4) 3Ts+12Di=2Prp+4Grs+3Tr
- 5) 4Grs+15Ts+12An=10Prp+3Tr+24Czo 6) 19Ts=14Prp+3Tr+16Czo+8H₂O
- 8) 5Alm+3Ts+12Di=7Prp+4Grs+3Fac 7) Grs+39Ts+6Ab=16Prp+9Tr+6Prg+48Czo
- با در نظر گرفتن کانیهای آمفیبول+گارنت+ اپیدوت+کلریت بهعنوان پاراژنز پایدار در مرحلهٔ اوج دگرگونی، دما و فشار محاسبه شده برای نمونه گارنت-اسپینلهورنبلندیت بدینقرار است: P=8.2±2.6 kb, T= 579±54°C



شکل ۴. آ) مطابق نمودار نامگذاری آمفیبولهای کلسیک [۲۴]، آمفیبول نمونه گارنتآمفیبولگنیس از نوع منیزیوهورنبلند و آمفیبول نمونههای گارنتاسپینلهورنبلندیت و پیروکسن-گارنتآمفیبولیت، پارگازیت هستند. ب) ترکیب شیمیایی گارنت نمونههای مورد مطالعه در نمودار تقسیم،بندی گارنت. مطابق این نمودار گارنت نمونه گنیسی در مقایسه با سایر نمونهها فقیر از سازنده گروسولار و سرشار از سازنده پیروپ است، پ) بر اساس نمودار طبقه،بندی فلدسپار [۲۵]، فلدسپار نمونه پیروکسن-گارنتآمفیبولیت از الیگوکلاز تا لابرادوریت متغیر است اما فلدسپار نمونه گارنت-آمفیبولگنیس فقیر از سازنده آنورتیت و از نوع آلبیت و آنورتوکلاز است، ت) با توجه به نمودار تقسیم،بندی پیروکسن [۲۶]، پیروکسنهای بررسی شده از نمونه دیوپسید است، ث) در نمودار طبقه،بندی اسپینل [۲۵]، اسپینل نمونه هورنبلندیتی از نوع پلئوناست است، ج) مطابق نمودار نامگذاری کلریت [۲۵]، کلریت نمونه هورنبلندیتی پیکنوکلریت نام دارد.

واکنشهایی که از محل تقاطع آنها شرایط دما و فشار دگرگونی محاسبه شده بدینشرح هستند: 1) 82 Prp+27Tr+144Czo+12Clc=16Grs+147Ts 2) 82Prp+33Tr+144Czo+12Ames=16Grs+153Ts 3) 4Grs+9Ts+6Qz=4Prp+3Tr+12Czo 4) 19Ts=14Prp+3Tr+16Czo+8H₂O 5) 3Prp+7Clc+16Ab=8Gln+5Ames+4Qz 6) 44Prp+21Dph+48Ab=35Alm+24Gln+15Ames+12Qz در مورد نمونه گارنت–آمفیبول گنیس با در نظر گرفتن کانیهای آمفیبول، بیوتیت و گارنت بهعنوان پاراژنز پایدار در مرحلة اوج دگرگونی، دما و فشار محاسبه شده بدین شرح است: P=8.1±3.4 kb, T= 624±73°C واکنشهایی که از محل تقاطع آنها شرایط دما و فشار دگرگونی محاسبه شده بدین شرح هستند: 1) Grs+Qz+2Sil=3An 2) 3Tr+12An=2Prp+4Grs+3Ts+12Qz 3) 6Tr+21An=10Prp+11Grs+27Qz+6H₂O 4) 6Fac+21An=11Grs+10Alm+27Qz+6H₂O 5) 3Phl+6An=Prp+2Grs+3Eas+6Qz 6) 2Prp+3Ann+6An=2Grs+3Alm+3Eas+6Qz 7) 3Tr+6Prg+24An=4Prp+8Grs+9Ts+6Ab

دما-فشارسنجهای قراردادی

دماسنجي گارنت-آمفيبول

[۳۲] رابطهای را بهعنوان تابعی از دما و ترکیب گارنت و آمفیبول همزیست در ترکیبات بازالتی تا حدواسط معرفی کرده است. بر اساس این رابطه، دمای محاسبه شده برای نمونه گارنت-پیروکسنآمفیبولیت، گارنت-اسپینلهورنبلندیت و گارنت-آمفیبولگنیس ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر بهترتیب ۵۲۵ تا ۶۸۸، ۷۰۴ تا ۷۱۹ و ۶۲۶ تا ۶۵۸ درجه سانتیگراد متغیر است.

دماسنجي گارنت-پيروكسن

با توجه به واکنشهای تبادل یونی بین فازهای همزیست گارنت و کلینوپیروکسن محققان مختلف [۳۳]-[۳۷] موفق به ارزیابی دمای شرایط دگرگونی شدهاند. دمای محاسبه شده بهوسیلهٔ کالیبراسیونهای متفاوت که در جدول ۲ نمایش داده شده نشاندهندهٔ دمای ۵۷۹ تا ۷۴۷ درجه سانتی گراد برای نمونه گارنت-پیروکسن آمفیبولیت است.

دماسنجي پلاژيوكلاز –آمفيبول

یکی از مهمترین دماسنجها در سیستمهای آذرین و دگرگونی روش آمفیبول-پلاژیوکلاز است. [۳۸] با توجه به حضور یا نبود کوارتز در سنگ، دو واکنش جداگانه را برای سنگهای کوارتزدار و بدون کوارتز ارائه کردهاند: آلبیت+ترمولیت=کوارتز+ادنیت و آنورتیت+ریشتریت=آلبیت+ادنیت. از آنجا که در نمونههای بررسی شده، کوارتز وجود دارد، برای محاسبه دماسنجی از واکنش اول استفاده شده است. دمای محاسبه شده بهوسیلهٔ این روش برای نمونه گارنت-پیروکسنآمفیبولیت و گارنت-آمفیبولگنیس در فشار ۸ کیلوبار بهترتیب ۷۲۰ تا ۷۳۹ و ۶۰۹ تا ۶۱۹ درجه سانتیگراد است.

فشارسنجى گارنت-آمفيبول-پلاژيوكلاز

[۳۹] با استفاده از واکنشهای اعضای آهن و منیزیمدار مجموعه کانیهای آمفیبول+گارنت+ پلاژیوکلاز+کوارتز موجود در متابازیتها و بر اساس واکنش پلاژیوکلاز+ترمولیت-اکتینولیت=گارنت+پارگازیت+کوارتز، موفق به تعیین فشار

مجموعه دگرگونی رخساره گارنتآمفیبولیت شدهاند. در این روش که در دمای ۶۵۰ درجه سانتیگراد برای نمونه گارنت-پیروکسنآمفیبولیتی محاسبه شده، فشار بهدست آمده بهوسیلهٔ متشکلهآهندار فازها معادل ۷/۴۸ تا ۸/۵ و سازنده منیزیمدار فازها معادل ۷/۷۸ تا ۸/۰۶ کیلوبار است. با توجه به ترکیب آلبیتی پلاژیوکلاز انجام فشارسنجی برای نمونه گارنتآمفیبولگنیس، با این روش میسر نشد.

دما-فشارسنجی نیمه کمی آمفیبول

[۴۰] با استفاده از تمرکز تیتانیم و آلومینیم آمفیبول کلسیک موجود در ترکیبات مورب آبدار، در دامنه دمایی ۶۵۰ تا ۹۵۰ درجهٔ سانتی گراد، فشار ۸ تا ۲۲ کیلوبار و شرایط فوگاسیته اکسیژن بافر شده سیستم کوارتز- مگنتیت-فایالیت، روش دما-فشارسنجی آمفیبول به صورت نیمه کمی ابداع کردهاند. با استفاده از این روش شرایط دگرگونی نمونه گارنت-پیروکسن آمفیبولیت به طور تقریبی شامل دمای ۶۸۰ تا ۲۰۰ درجهٔ سانتی گراد و فشار ۸ تا ۱۵ کیلوبار است.

فشارسنجى گارنت

در بیش تر سنگهای متاپلیتی، پلاژیوکلاز دارای ترکیب آلبیتی است بنابراین تعیین فشار دگرگونی به کمک بسیاری از دما-فشارسنجهای قراردادی که بر مبنای پلاژیوکلازهای با محتوای آنورتیت بیش تر از ۱۰ درصد تعریف شدهاند میسر نیست. از اینرو [۴1]، بارومتر مستقل از ترکیب پلاژیوکلاز را معرفی کرد که بر اساس ترکیب گارنت بنا شده است. مطابق این روش، فشار دگرگونی نمونه گارنت-آمفیبول گنیس ۹/۵ تا ۱۰/۲ کیلوبار است.

دماسنجی گارنت-بیوتیت

این روشن دماسنجی بر مبنای تبادل کاتیونی آهن و منیزیم بین کانیهای همزیست گارنت و بیوتیت و با توجه به این واکنش انجام میگیرد: Mg₃Al₂Si₃O₁₂+KFe₃AlSi₃O₁₀(OH)₂=Fe₃Al₂Si₃O₁₂+KMg₃KAlSi₃O₁₀(OH)₂ نتایج دماسنجی گارنت-بیوتیت کالیبراسیونهای متفاوت [۴۲]-[۴۵] که نشاندهندهٔ دمای ۷۱۴ تا ۷۸۷ درجهٔ سانتیگراد برای نمونه گنیسی است در جدول ۲ ارائه شدهاند.

دماسنجي بيوتيت

کانی بیوتیت حاوی مقادیر چشم گیری تیتانیم است و جای گزینی آن در شبکه بلوری ارتباط مستقیمی با دما دارد. [۴۶] با بررسی ۳۰۰ نمونه متاپلیتی و اندازه گیری تمرکز عناصر تیتانیم، منیزیم، آهن و آلومینیم بیوتیت، فرمولی را بهمنظور محاسبه دما معرفی کردهاند. با توجه به این فرمول دمای تشکیل نمونه گارنت-آمفیبول گنیس ۶۹۰ تا ۶۹۴ درجهٔ سانتی گراد متغیر است.

دما-فشارسنجی به کمک شبکه پتروژنتیک متابازیتها

شبکه پتروژنتیک تبدیل آمفیبولیت به اکلوژیت برای ترکیبات مورب آبدار [۴۷] در شکل ۵ نشان داده شده است. مطابق این شبکه پتروژنتیک و نظر بهوجود گارنت در نمونههای ارتوآمفیبولیت بررسی شده، فشار دگرگونی بیش تر از ۸ کیلوبار بوده است. با توجه به حضور پلاژیوکلاز در ارتوآمفیبولیتهای بررسی شده و مطابق منحنی پایداری پلاژیوکلاز، در دامنهٔ حرارتی ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد، میزان فشار کمتر از ۱۰ تا ۱۲ کیلوبار است. وجود اپیدوت در نمونههای متابازیتی بررسی شده بیانگر دمای کمتر از ۱۰ درجهٔ سانتیگراد است. [۴۸] نیز با انجام آزمایشهای تجربی ضمن بررسی ذوببخشی، موفق به ترسیم شبکه پتروژنتیک متابازیتها شدهاند. بر اساس این شبکه پتروژنتیک و نظر به وجود گارنت و نبود روتیل در پاراژنز اوج دگرگونی ارتوآمفیبولیتهای بررسی شده ، فشار دگرگونی بین ۸ تا ۱۰ کیلوبار ارزیابی میشود.



شکل ۵. شبکه پتروژنتیک گذر از رخساره آمفیبولیت به اکلوژیت همراه با قلمرو پایداری فازهای تیتانیمدار در ترکیبات مورب آبدار [۴۷]. قلمرو دما-فشار ظهور گارنت و روتیل [۴۸]، نیز نشان داده شده است. جدول ۲. نتایج دما-فشارسنجی نمونههای بررسی شده

نمونه			دما (C°)	فشار (Kb)		
	'J	ترموكالك	PH08	407801	$\lambda/ ho\pm 1/ het$	
			(KR00a) Amp-	۶۸۸-۵۲۵		
				N09	۶۱۵-۵۷۹	
C.	*î)		Grt-Cpx thermometry (At 8 Kb)	KR00b	۶۴۲-۵۸۹	
يبوليد	وترمو			G96	۶۸۳-۶۵۲	
<u>.</u> م	بارومن			B95	۶۸۹-۶۴۶	
وكسر	برهای			EG79	۷۴۷-۷۱۵	
نت –پير رنت	، قرارداد:		Amp-Pl thermometry (At 8 Kb)	HB94	V۳۹-V۲۰	
ଜ	S		Am-Plg-Grt	KS90	P_{Mg}	Y/λ-Yλ/•۶
			(At 650°C)		\mathbf{P}_{Fe}	۷/۸–۴۸/۵
			EL98		۶۸۰ -۲۰۰	۸–۵
	ئتیک	شبكه پتروژن	L96, N12	< γ	۱۲-۸	
c	'J	ترموكالك	HP08	۵۴±۵۷۹	$\lambda/\Upsilon\pm\Upsilon/ m{P}$	
ىپينل ديت	.1.1.3	1	Amp – Grt (KR	00b)	۲۱۹-۲۰۴	
نت ⊣د نت اور	ن قراردادی	ژنوىرموبارومترهای	EL98		۶۸۰-۵۹۰	۱۸–۱۵
» رّم ۲	نتيک	شبكه پتروژن	L96, N12		< \	۸–۲۲
	'	ترموكالك	HP08		77\$±77	$\lambda/1 \pm 7/6$
		Grt Barometry	W19			۹/۱۰-۵/۲
	10	Amp-Grt thermometry	KR00b		80N-828	
ببول گنیس	. ئوتر موباروم	Amp-Pl thermometry	Hb94		१ १९- १ •९	
ني: اً مفترً	ترهای		GA77		۷۳۰-۷۱۴	
گارند	قرارد	Grt-Bt	LP81	Υλγ-γγ۵		
	ادى	thermometry	PL83	YA1-Y&A		
			B92	۲۲۸–۲۶ ۹		
		Bt thermometry	WC15		۶ ۹۴-۶۹۰	

PH08: [31], KR00a: [32], N09: [33], KR00b: [34], G96: [35], B95: [36], EG77: [37], HB94: [38], KS90: [39], EL98: [40], W19 [41], L96: [47], N12: [48], GA77: [42], LP81: [43], PL83: [44], B92: [45], WC15: [46].

شیمی سنگ کل

به منظور ارزیابی پروتولیت و تمایز جایگاه تکتونیکی آن از سه نمونه آمفیبولیت همگن (ارتوآمفیبولیت)، تجزیه شیمی سنگ کل به روش ICP-MS در شرکت زرآزما به عمل آمده و نتایج تجزیه در جدول ۳ ارائه شده است. نظر به تحرک پذیری اکسیدهای سیلیس و آلکالن در طی دگرگونی، از نمودار دوتایی [۴۹] که بر اساس عناصر نامتحرک نسبت به دگرگونی بنا شده برای شناسایی پروتولیت آذرین استفاده گردیده است. مطابق این نمودار پروتولیت اسبت به دگرگونی بنا شده برای شناسایی پروتولیت آذرین استفاده گردیده است. مطابق این نمودار پروتولیت اسبت به دگرگونی بنا شده برای شناسایی پروتولیت آذرین استفاده گردیده است. مطابق این نمودار پروتولیت ارتوآمفیبولیتهای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر بازالت است (شکل ۶ آ). در نمودار دوتایی متمایزکننده سری ماگمایی آلکالن از توله ایتی [۵۰].

از دادههای ژئوشیمیایی، مخصوصاً عناصر نادر کمتر متحرک و غیرمتحرک (REE, HSFE) میتوان در ارزیابی ماهیت پروتولیت و جایگاه ژئودینامیک سنگهای دگرگونی استفاده کرد. در نمودارهای متمایزکننده جایگاه تکتونوماگمایی پروتولیت، ارتوآمفیبولیتهای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر، غالباً جایگاه قوس آتشفشانی (VAB) تا پشته میاناقیانوسی (MORB) (شکل ۷).

نمونههای بررسی شده، در نمودار عناصر نادر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت [۵۵]، الگوی عناصر نادر خاکی سبک تقریباً صاف و بدون شیب است به طوری که نسبت La/Yb در آنها از ۱/۶ تا ۲/۰۹ متغیر است (شکل ۸ آ). در نمودار عنکبوتی سنجیده شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۸ ب)، عناصر بزرگ یون لیتوفیل سزیم، سرب، توریم و روبیدیوم غنی شدگی نشان میدهند. عناصر نیوبیم، تیتانیم، زیرکنیم و فسفر نیز دارای آنومالی منفی است. چنین شاخصهای ژئوشیمیایی از ویژگیهای ماگماهای مناطق فرورانش هستند. آنومالی مثبت عناصری مانند سرب، اورانیم و توریم، شاخص آلایش مذاب گوشتهای با پوسته قارهای نیز هستند.



شکل ۶. آ) مطابق نمودارهای طبقهبندی سنگهای آذرین [۴۹] ارتوآمفیبولیتهای بررسی شده از نوع بازالت است، ب) در نمودار متمایز کننده سری ماگمایی [۵۰] دو نمونه تولهایتی و یک نمونه آلکالن است.



شکل ۷. مطابق نمودارهای متمایزکننده جایگاه تکتونیکی، ارتوآمفیبولیتهای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر جایگاه تکتونیکی جزایر قوسی تا پشته میان اقیانوسی را نشان میدهند، آ) با توجه به نمودار دوتایی [۵۱]، ژنز ماگمای سازنده نمونههای بررسی شده مرتبط با حاشیه ورقهای است، ب) مطابق نمودار دوتایی [۵۲]، نمونههای مافیک بررسی شده، ویژگیهای ژئوشیمیایی مورب و تولهایت جزایر قوسی را نشان میدهند، پ) بر اساس نمودار دوتایی Cr در برابر Ce/Sr [۵۵]، جایگاه تکتونیکی نمونههای بررسی شده کمان آتشفشانی تا پشته میان اقیانوسی است، ت) با توجه به نمودار مثلثی Mb/2 - 16/16 ما [۵۴]، نمونههای بررسی شده در محدوده بازالت-های کمان آتشفشانی واقع شدهاند.



شکل ۸. آ) در نمودار سنجیده شده نسبت به کندریت [۵۵]، عناصر نادر خاکی الگویی یکنواخت و بدون شیب را نشان میدهند، ب) در نمودار عنکبوتی سنجیده شده نسبت به گوشته اولیه [۵۵]، نمونهها در مقایسه با ترکیب گوشته اولیه، غنیشدگی از عناصر بزرگ یون لیتوفیل (Rb, Th, U, Pb) و آنومالی منفی از عناصر با میدان پایداری بالا مانند Ti, Nb,P,Zr دیده میشود. چنین ویژگیهای ژئوشیمیایی شاخص جایگاه فرورانش یا آلایش با پوسته قارهای است.

جدول ۳. نتایج تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل سه نمونه ارتوآمفیبولیت مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر. تمرکز عناصر اصلی و فرعی بر اساس درصد وزنی (حد آشکارسازی ۰/۱) و عناصر کمیاب بر حسب قسمت در میلیون (حد آشکارسازی ۰/۰۱ تا ۱) است.

	HD31	HD26	HD51b
Rock type	Grt-Px Amphiboli	Amphibolit e	Amphibolite
SiO	te ۵۰/۳	۵۱/۶	۵۶/۷
TiO	\/•	•/٩	•/۵
A1.O.	18	14	116/0
FeO*	17/7	11) • /)
MnO	•/٢	•/٢	• /٢
MaQ	٣/٩	N/A	<u> </u>
MgO CoO	1.1	ω/ Λ	6/W
Na ₂ O	۲/۳	X/X X/X	۲/۸
K ₂ O	۱/۸	1/14	1/1
P ₂ O ₅	۰/٣	•/\	•/1
LOI	١/۵٢	٣/٧٣	١/۴٧
Total	۹۹/۸۲	٩٩/ ٧ ٣	٩٩/٨٧
Sc	۲۷/۶۹	۳١/٩	۲۸/۹۱
V	777	771	779
Cr	٣٧٧	174	۶۸/۰۳
	1.1/04	Ψ/٧٧	8/81
Ni	140	۵٩/١	۴۷/۳۱
Zn	۸۵/۳۲	88/10	۶۴/۸۹
Ga	۸۸/ ۹ ۲	۱۷/۶	10/27
Ge	• /Y	•//۴۵	•/۵۳
Rb	88/TA	49/4	156/62
Sr	۲۲۷	۱۵۴	۳۹۲
Y	۲١/٧٩	۱۸/۰۱	14/14
Zr	78/49	۲۲/۵۸	40/92
Nb	۶/۱	۵/۷	۲/٨
Sb	۰/۵۳	•/84	<•/۵
Cs	١/٧٣	<•/۵	١/٣۴
Ba	780	۲۱۸	۱۰۵۸
La	۶/۱۹	4/74	۳/۷۷
Ce	17/07	11/- 4	4/44
Pr	1/10	1/0	1/49
Nd	117/0	۱۰/۰ ۷ ۳/۳/	11/0
Sm	1/1	1/1A	1/+ 1
Eu	•/A	•/٦	•/\\
Gđ	170	1/1	1/4
Tb	۰۱۶	۰/۵۵	•/۵١
Dy	۴/۵	۴/۱	۳/۷۸
Ho	1/1	۰/۹۵	۱/۰۵
Er	۳/۱	۲/۵	۲/۸۵
Tm	٠/۴	۰/۳۵	۰/۲۵
Yb	۲/٩۶	۲/۵۳	۲/۲۶
Lu	٠/۴٨	۰/۴۵	•/۴۴
Hf	۳/۱۵	1/174	۲/۳۷
Та	• / A	• / Y A	•/97

	HD31	HD26	HD51b
Tl	<•/۵	<•/۵	<•/۵
Pb	۵/۴۷	۶/۰۸	۲۵/۹۱
Th	۱۷/۸۹	۱۷/۶۸	۱۴/۸۹
U	۱/۵۴	•/٧٢	۱/• ۱

بحث

چنان که در بخش زمین شناسی ناحیه ای نیز بیان شد بر خلاف توالی افیولیتی جنوب دهشیر، دادههای پترولوژیکی اندکی در رابطه با سنگهای دگرگونی آن موجود است. در دهههای شصت و هفتاد قرن گذشته میلادی، چگونگی فرایند تشکیل و جای گزینی افیولیتها و سنگهای دگرگونی مرتبط با آنها ابهامات زیادی داشت به طوری که سنگهای دگرگونی واقع در زمین درزهای افیولیتی را قدیمی تر از افیولیتها و قطعاتی از پی سنگ قاره ای در نظر گرفته اند [۵۶]. از این و در ایران نیز منشأ سنگهای دگرگونی پهنههای افیولیتی مناطقی مانند نائین [۵۷] و سبزوار [۵۸] قطعات نابرجا با منشأ پی سنگ قاره ای قدیمی قلمداد شده اند. اما در سال های اخیر با توجه به پیشرفتهای مربوط به تجزیه نقطه ای کانی ها و متعاقب آن پیشرفت روشهای دما-فشار سنجی، تعیین ترکیب شیمیایی پروتولیت سنگهای دگرگونی و انجام بررسی های سن سنجی و ایزوتوپی، ارتباط پترولوژیکی و زمانی تنگاتنگ بین مجموعه های افیولیتی و سنگهای دگرگونی و انجام بررسی های سن سنجی و ایزوتوپی، ارتباط پترولوژیکی و زمانی تنگاتنگ بین مجموعه های افیولیتی و سنگهای دگرگونی و انه مراه آنها روشن شده است. از این و امروزه مکانیسم دگرگونی را مرتبط با فرایندهای فرورانش و فرارانش لیتوسفر اقیانوسی در نظر می گیرند.

میانگین دما و فشار سنگهای دگرگونی بررسی شده که بهوسیلهٔ دما-فشارسنجهای مختلف محاسبه شده نشاندهندهٔ دمای ۶۶۴ درجه سانتیگراد در فشار ۸/۸ کیلوبار است که معادل گرادیان زمینگرمایی نزدیک به ۲۳ درجهٔ سانتیگراد در کیلومتر برای جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای دگرگونی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر است. مطابق محاسبات دما-فشارسنجی، دما و فشار تشکیل سنگهای دگرگونی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر همانند سنگهای دگرگونی دیگر پهنههای افیولیتی ایران [۵۹]-[۶۹]، با محدوده شرایط دما-فشار دگرگونی قاعدهای زمین-درزهای افیولیتی دنیا [۶۲] همپوشانی داشته و از نوع دمای بالا است (شکل ۹).

بلوکهای متابازیتی با درجه دگرگونی بالا (آمفیبولیت، گارنت-آمفیبولیت تا گرانولیت) همانند انواع موجود در ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر، در بسیاری از افیولیتهای جایگاه بالای پهنه فرورانش معمول بوده و بهعنوان محصول دگرگونی قاعدهای ناشی از رویداد شروع فرورانش در پوسته اقیانوسی تفسیر شدهاند [۶۳]-[۶۵].



شکل ۹. محدوده شرایط دگرگونی قاعدهای در نمودار فشار –دما [۶۲]. دما و فشار سنگهای دگرگونی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر نیز همانند انواع موجود در افیولیتهای سبزوار [۵۹]، نائین [۶۰] تربت حیدریه [۶۱]، در محدوده شرایط دگرگونی قاعدهای سایر پهنههای افیولیتی دنیا واقع شده و از نوع دگرگونی قاعدهای دمای بالا است.

همراه با زایش افیولیتهای بالای پهنه فرورانش در بخش سطحی، تشکیل سنگهای دگرگونی قاعدهای در سطوح عمقی، از شواهد رویداد شروع فرورانش محسوب میشوند. شرایط دمایی بیش تر پهنههای دگرگونی قاعدهای بالاتر از آن است که در یک پهنه فرورانش عادی حاکم باشد. تشکیل پهنه دگرگونی قاعدهای مستلزم رژیم فرورانش با گرادیان دمایی بالاست که در شرایط شروع فرورانش متداول است. سنگهای دگرگونی قاعدهای ایجاد شده در شروع فرورانش به گوشته داغ لیتوسفر روئین چسبیده و ضمن گذر زمان و بالغ شدن سیستم فرورانش، از فرورانده شدن بیش تر به اعماق و متأثر شدن از دگرگونی فشار بالا-دمای پائین حاکم در رژیم حرارتی سیستم فرورانش تکامل یافته در امان میمانند. با این وجود پاراژنز کانیشناسی آمفیبولیت پهنههای دگرگونی قاعدهای بعضی از مناطق افیولیتی مانند ترکیه، حواری پهنههای آمفیبولیت دگرگونی قاعدهای با قطعات شیست آبی تشکیل شده در سیستم فرورانش تکامل یافته در امان جواری پهنههای آمفیبولیت دگرگونی قاعدهای با قطعات شیست آبی تشکیل شده در سیستم فرورانش تکامل یافته مواری پهنههای آمفیبولیت دگرگونی قاعدهای با قطعات شیست آبی تشکیل شده در سیستم فرورانش تکامل یافته در امان بالاآمدگی سریع آنهاست.

همانند بسیاری از پهنههای دگرگونی قاعدهای، میزان فشار تشکیل سنگهای دگرگونی جنوب دهشیر بسیار بیش تر از ضخامت توالی افیولیتی هم جوار است. این امر ممکن است ناشی از فرسایش پهنه افیولیتی روئین یا نازک-شدگی ناشی از کشش حاکم در جایگاه جلوقوس باشد. از طرفی این احتمال نیز وجود دارد که بعد از تشکیل پهنه دگرگونی قاعدهای در بخش عمقی جایگاه فرورانش جنینی، در ادامه با تکامل سیستم فرورانش بهبخشهای سطحی تر پهنه قاعدهای جابه جا شده باشد.

چون دگرگونی قاعدهای ناشی از جای گزینی قاعده داغ لیتوسفر بر پوسته اقیانوسی سرد است بنابراین پروتولیت سنگهای دگرگونی قاعدهای مبین شواهدی از ترکیب و جایگاه حوضه اقیانوسی قبلی است. شیمی سنگ کل ارتوآمفیبولیتهای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر نشاندهندهٔ ژنز مرتبط با فرورانش برای پروتولیت آنها است. در این رابطه [۱۷] نیز با بررسی شیمی سنگ کل توالی پوستهای افیولیت و نمونهای از آمفیبولیتها، جایگاه بالای پهنه فرورانش را برای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر پیشنهاد کردهاند. همزیستی ارتوآمفیبولیتهای دگرگونی قاعدهای ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر با سنگ کل توالی پوستهای افیولیت و نمونهای از آمفیبولیتها، جایگاه بالای پهنه ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر با سنگهای رسوبی و رسوبی-آتشفشانی دگرگون شده، نشاندهندهٔ آن است که جایگاه شروع فرورانش نزدیک به جایگاه جزایر قوسی بوده است. از طرفی مطابق مدل ارائه شده بهوسیلهٔ [۶۴]، چنانچه زایش افیولیت در یک پهنه فرورانش و جایگزینی آن در پهنه فرورانش مجزای جوان تر صورت گیرد پهنه دگرگونی قاعدهای تشکیل شده در شروع فرورانش کمی جوان تر از افیولیت بالای پهنه فرورانش است و همانند آمفیبولیتهای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر، پروتولیت آنها قرابت ژئوشیمیایی مرتبط با فرورانش را نشان میدهد.

با وجود فهم شرایط دما و فشار دگرگونی و شناسایی پروتولیت سنگهای دگرگونی مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر، اما ارزیابی دقیق شرایط ژئودینامیک شروع فرورانش و تشکیل پهنه دگرگونی قاعدهای، مستلزم در اختیار داشتن دادههای سنسنجی از زایش توالی افیولیتی دهشیر و زمان انجام دگرگونی قاعدهای است.

Downloaded from gnf.khu.ac.ir on 2024-04-28

نتيجهگيرى

با توجه به بررسیهای صحرایی، میکروسکوپی، محاسبات دما-فشارسنجی و شیمی سنگ کل، در رابطه با سازوکار تشکیل و جایگاه زمینساختی سنگهای دگرگونی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر این نتایج بهدست آمده است:

- ۱. شواهد مکانی نزدیک با افیولیتهای همجوار و محاسبات دما-فشارسنجی بیان گر آن است که سنگهای دگرگونی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر، معرف پهنه دگرگونی قاعدهای ایجاد شده در جایگاه شروع فرورانش هستند.
- ۲. حفظ پاراژنزهای دمای بالا و نبود شواهد رخساره دگرگونی شیست آبی در نمونههای دگرگونی قاعدهای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر، بیانگر عدم به زیرراندگی پهنه دگرگونی به اعماق کانال فرورانش تکامل یافته و بالاآمدگی سریع آنها است.
- ۳. وجود سنگهای دگرگونی قاعدهای با پروتولیت رسوبی و رسوبی-آتشفشانی، نشاندهندهٔ آن است که موقعیت شروع فرورانش نزدیک به جایگاه جزایر قوسی بوده است.
- ۴. شیمی سنگ کل ارتوآمفیبولیتهای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر نشاندهندهٔ ژنز مرتبط با فرورانش آنها است. از اینرو سیستم فرورانشی که منجر به جایگیری افیولیت و تشکیل ارتوآمفیبولیتها شده جوانتر و متمایز از پهنه فرورانشی بوده که زایش توالی افیولیتی جایگاه بالای فرورانش را در پی داشته است.

منابع

- 1. Jamieson R. A., "PT paths from high temperature shear zones beneath ophiolites", Journal of Metamorphic Geology 4 (1986) 3-22.
- Agard P., Searle M. P., Alsop G. I., Dubacq B., "Crustal stacking and expulsion tectonics during continental subduction: P–T deformation constraints from Oman", Tectonics 29 (2010) 1-19.
- Searle M. P., Cox J. S., "Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite", Geological Society of America Bulletin 111 (1999) 104-122.
- Cowan R. J., Searle M. P., Waters D. J., "Structure of the metamorphic sole to the Oman ophiolite, Sumeini Window and Wadi Tayyin: implications for ophiolite obduction processes", GSL Spec. Publ. 392 (2014) 155-175.
- Rioux M., Garber J., Bauer A., Bowring S., Searle M. P., Kelemen P., Hacker B., "Synchronous formation of the metamorphic sole and igneous crust of the Semail ophiolite: New constraints on the tectonic evolution during ophiolite formation from high-precision U– Pb zircon geochronology", Earth and Planetary Science Letters 451 (2016) 185-195.
- Guilmette C., Matthijs A., Smit M. A., Van Hinsbergen D. J. J., Gürer D., Corfu F., Charette B., Maffione M., Rabeau O., Savard D., "Forced subduction initiation recorded in the sole and crust of the Semail Ophiolite of Oman", Nature Geoscience (2018). https://doi.org/10.1038/s41561-018-0209-2.

- Brandelik A., "CALCMIN-an EXCEL (TM) Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses", Computers and Geosciences 35 (2009) 1540-1551.
- Shafahii Moghadam H., Stern R. J., "Late cretaceous forearc ophiolities of Iran", Island Arc 20 (2011) 1-4.
- Sabzehei M., "The Geological Map of Dehshir, 1:100000 Series: Tehran, Iran, Geological Survey of Iran", Sheet 6752, scale 1:100000 (1997).
- Berberian M., King, G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Science 18 (1981) 210-265.
- 11. Stampfli G. M., Borel G. D., "The TRANSMED transects in space and time: Constraints on the paleo tectonic evolution of the Mediterranean domain. In: Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G. M., Ziegler, P., (eds). The TRANSMED Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle", Springer Verlag, (2004) 53-80.
- Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Science 26 (2006) 683-693.
- 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.
- Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone", Comp. Rendus Geosci. 341 (2009) 1016-1028.
- Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geol. Mag.148 (2011) 692-725.
- 16. Hassanzadeh J., Wernicke B. P., "The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions", Tectonics 35 (2016) 586-621.
- Shafaii Moghadam H., Stern R.J., Rahgoshay M., "The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt", Geological Society of American Bulletin 122 (2010) 1516-1547.
- ۱۸. حیدری خ، نصرآبادی م،، نوزعیم ر،، قلیزاده ک،، "کانیشناسی، ژئوشیمی و پتروژنز تودههای پلاژیوگرانیتی موجود در متاگابروهای مجموعه افیولیتی جنوب مهریز (جنوب غرب یزد)" نشریهٔ علوم زمین خوارزمی ۱ (۱۳۹۵) ۳۲–۱۳. ۱۹. خلعتبری م،، سپهر ه،، "نقش ترکیبات مرتبط با فرورانش در منشأ ماگمای سازنده توالی پوستهای افیولیت جنوب دهشیر"
- Frey M., De Capitani C., Liou J. G., "A new petrogenetic grid for low-grade metabasites", Journal of Metamorphic Geology 9 (1991) 479-509.

مجلة علوم زمين ٨٨ (١٣٩١)، ٢٤٢-٢٤١.

- 21. Hollocher K., "A pictorial guid to metamorphic rocks in the field", Taylor & Francis Group (2014) London, UK.
- 22. Haggerty S. E., "Oxide textures: A mini-atlas", In Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy 25 (1991) 129-219.
- 23. Whitney D. L., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist 95 (2010) 185-187.
- Hawthorne F. C., Oberti R. E., Harlow G. V., Maresch W. F., Martin R. C., Schumacher J. D., Welch M., "Nomenclature of the amphibole supergroup", American Mineralogist 97 (2012) 2031-2048.
- 25. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J. "An introduction to the rock forming minerals", Longman, London, (1996) 528.
- 26. Morimoto N. "Nomenclature of pyroxenes", American Mineralogist 73 (1988) 1123-1133.
- Schumacher J. C., "Appendix 2. The estimation of the proportion of ferriciron in the electron-microprobe analysis of amphiboles", In: Leake, B. E., et al. (Eds. Nomenclature of Amphiboles, Canadian Mineralogist 35 (1997) 238-246.
- 28. Guidotti C. V., Dyar M. D., "Ferric iron in metamorphic biotite and its petrologic and crystallochemical implications", American Mineralogist 76 (1991) 161-175.
- Dyar M. D., Guidotti C. V., Harper G. D., McKibben M. A., Saccocia P. J., "Controls on ferric iron in chlorite", Geological of American Society, Abstr. Prog. 24 (1992) 130.
- Dyar M. D.; McGuire A. V., "Redox equilibria and crystal chemistry of coexisting minerals from spinel lherzolite mantle xenoliths", American Mineralogist 74 (1989) 969-980.
- 31. Powell R., Holland T. J. B., "On thermobarometry", Journal of Metamorphic Geology 26 (2008) 155-179.
- 32. Krogh Ravna E., "Distribution of Fe²⁺ and Mg between coexisting garnet and hornblende in synthetic and natural systems: an empirical calibration of the garnet–hornblende Fe-Mg geothermometer", Lithos 53 (2000a) 305-321.
- 33. Nakamura D., "A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set", Journal of Metamorphic Geology 27 (2009) 675-689.
- Krogh Ravna E., "The garnet-clinopyroxene Fe²⁺-Mg geothermometer: an update calibration", Journal of Metamorphic Geology 18 (2000b) 211-219.
- 35. Ganguly J., Cheng W., Tirone M., "Thermodynamics of aluminosilicate garnet solid solution: new experimental data, an optimized model, and thermometric applications", Contributions to Mineralogy and Petrology 126 (1996) 137-151.

- Berman R. G., Aranovich L. Y., Pattison D. R. M., "Reassessment of the garnetclinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis", Contributions to Mineralogy and Petrology 119 (1995) 30-42.
- Ellis D. J., Green D. H., "An experimental study of the effect of Ca upon garnetclinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria", Contributions to Mineralogy and Petrology 71 (1979) 13-22.
- Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calci amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 47-433.
- Kohen M. J., Spear F. S., "Two new geobarometers for garnet amphibolites with applications to southeastern Vermont", American Mineralogist 75 (1990) 89-96.
- 40. Ernst W. G., Liu J., "Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer", American Mineralogist 83 (1998) 952-969.
- Wu C. M., "Original calibration of a garnet geobarometer in metapelite", Minerals 9 (2019) 540; doi:10.3390 /min 9 090540.
- 42. Goldman D. S., Albee A. L., "Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with 18O/16O partitioning between quartz and magnetite", American Journal of Science 277 (1977) 750-767.
- 43. Lavrent'eva I. V., Perchuk L. L., "Experimental data on phase correspondence in the system biotite–garnet", Doklady Geoscience Section 260 (1981) 168-171.
- 44. Perchuk L. L., Lavrent'eva I. V., "Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite–garnet–biotite", In: Saxena, S. K. (Ed.), Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions. Springer-Verlag, New York, (1983) 199-239.
- 45. 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.
- 46. Wu C. M., Chen H. X., "Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite- or rutilebearing crustal metapelites", Science Bulletin 60 (2015) 116-121.
- 47. Liu J. Bohlen S. R., Ernest W. G., "Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust", Earth and Planetary Science Letters 143 (1996) 161-171.
- 48. Nagel T. J., Hoffmann E., Münker C., "Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemitegranodiorite series from thickened mafic arc crust", Geology 40 (2012) 375-378.

- 49. Pearce J. A., "A users guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (eds) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration", Geological Association of Canada, 12 (1996) 79-113.
- Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks", Earth and Planetary Science Letters 28 (1976) 459-469.
- Pearce J. A., Gale G. H., "Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of assocciated igneous host rocks", Geological Society, Special Publication 7 (1977) 14-24.
- 52. Shervais J. W., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 101-118.
- Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: Thorpe, R. S. (ed.) Andesites. Chichester", John Wiley, (1982) 525-547.
- 54. Wood D. A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province" Earth and Planetary Science Letters 50 (1980) 11-30.
- 55. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders A. D., Norry M. J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins", Special Publications, Geological Society, London 42 (1989) 312-345.
- 56. Kazmin V. G., Kulakov V., "The geological map of Syria, 1:500000 (sheet Al-Latheqiyeh), Explanatory note, Technoexport" Nedra, Moscow (1968).
- 57. DavoudZadeh M., "Geology and petrography of the area north of Nain, Central Iran", Geological Survey of Iran. Rep. (1972) No.: 39.
- 58. AlaviTehrani 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., No. 43 (1977).
- 59. Nasrabady 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.
- ۶۰. پرتوی م.، نصرآبادی م.، دلاوری م.، "کانیشناسی، دما- فشارسنجی و تفسیر جایگاه تکتونیکی گارنت-کلینوپیروکسن آمفیبولیتهای مجموعه افیولیتی نائین"، مجله پترولوژی ۲۳ (۱۳۹۴) ۱۸۱-۲۰۲.
- ۶۱. نصرآبادی م.، قلیزاده ک.، "دما-فشارسنجی و جایگاه زمینساختی سنگهای دگرگونی مجموعه افیولیتی شمال تربت حیدریه"، مجلهٔ بلورشناسی و کانیشناسی ۲ (۱۳۹۵) ۳۵۵–۳۷۰.

- 62. Agard P., Yamato P., Soret M., Prigent C., Guillot S., Plunder A., Dubacq B., Chauvet A., Monie P., "Plate interface rheological switches during subduction infancy: control on slab penetration and metamorphic sole formation", Earth and Planetary Science Letter 451 (2016) 208-220.
- 63. Wakabayashi J., Dilek Y., "What constitutes 'emplacement' of an ophiolite? Mechanisms and relationship to subduction initiation and formation of metamorphic soles, in Dilek, Y., Robinson, P. T., eds., Ophiolites in Earth History", Geological Society of London, Special Publications 218 (2010) 427-447.
- 64. 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 Bulletin 122 (2010) 1548-1568.
- 65. Van Hinsbergen D. J. J., Peters K., Maffione M., Spakman W., Guilmette C., Thieulot C., Plümper O., Gürer D., Brouwer F. M., Aldanmaz E., Kaymakcı N., "Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 2. Suprasubduction zone ophiolite formation and metamorphic sole exhumation in context of absolute plate motions", Geochemistry Geophysics and Geosystem 16 (2015) 1771-1785.
- 66. Plunder A., Agard P., Chopin C., Soret M., Okay A. I., Whitechurch H., "Metamorphic sole formation, emplacement and blueschist facies overprint: early subduction dynamics witnessed by western Turkey ophiolites", Terra Nova 28 (2016) 329-339.