

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

خدیجه حیدری، محسن نصرآبادی*؛

دانشگاه بین‌المللی امام خمینی^(۵)، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی،

رضا نوزعیم؛ دانشگاه تهران، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی

پذیرش ۹۹/۰۵/۲۵

دریافت ۹۸/۱۰/۰۴

چکیده

ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر بخشی از نوار افیولیتی ناین-یافت است. همراه با توالی پوسته‌ای و گوشته‌ای افیولیت‌های جنوب دهشیر، بلوک‌هایی از سنگ‌های دگرگونی متشکل از آمفیبولیت، پیروکسن-اپیدوت-آمفیبولیت لایه‌بندی‌دار، گارنت-پیروکسن آمفیبولیت، گارنت-آمفیبول-گنیس و گارنت-اپیدوت-هورنبلندیت برونزد دارند. نتایج دما-فشارسنجی سه نمونه گارنت-پیروکسن آمفیبولیت، گارنت-آمفیبول-گنیس و گارنت-اپیدوت-هورنبلندیت با یکدیگر هم‌خوانی داشته و نشان‌دهنده میانگین دما و فشار ۶۶۴ درجه سانتی‌گراد و ۸/۸ کیلو بار است. شرایط دما و فشار سنگ‌های دگرگونی ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر با شرایط پهنه‌های دگرگونی قاعده‌ای دمای بالای سایر زمین‌درزهای افیولیتی دنیا مطابقت نشان می‌دهد. رابطه مکانی نزدیک بین سنگ‌های دگرگونی بررسی شده با افیولیت‌های هم‌جوار، شرایط دما-فشار دگرگونی و شیمی سنگ کل بیان‌گر آن است که این سنگ‌ها معرف لیتوسفر اقیانوسی بالای پهنه فرورانش هستند که از رویداد دگرگونی قاعده‌ای در جای‌گاه شروع فرورانش، نشأت گرفته‌اند.

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

مقدمه

سنگ‌های دگرگونی مناطق افیولیتی اهمیت ویژه‌ای در شناخت فرایندهای حاکم طی کوهزایی و جای‌گیری افیولیت‌ها دارند. در مناطق افیولیتی مکانیسم و عوامل مؤثر در ایجاد سنگ‌های دگرگونی تنوع زیادی دارند. علاوه بر سنگ‌های رخساره شیبست آبی و اکلوزیت، در بسیاری از پهنه‌های افیولیتی، ورقه‌هایی باریک با گرادیان دگرگونی معکوس و ضخامت کم‌تر از ۵۰۰ متر از نوع شیبست سبز، آمفیبولیت و گرانولیت برونزد دارند که از نظر ساختاری با همبری گسله در زیر توالی گوشته‌ای قرار گرفته‌اند. به این‌گونه پهنه‌های دگرگونی هاله دیناموترمال یا دگرگونی قاعده‌ای می‌گویند [۱].

فهم و تفسیر رویدادهایی که به‌موجب آن، جای‌گزینی توده‌های رورانده عظیم از ورقه اقیانوسی چگال بر لبه قاره‌ای صورت گرفته هنوز هم از مسائل پیچیده زمین‌شناسی محسوب می‌شوند [۲]. بیش‌تر شواهد زمین‌شناسی مرتبط با جای‌گزینی افیولیت‌ها، از بررسی ساختار، شرایط دما-فشار و شیمی سنگ کل پهنه‌های دگرگونی قاعده‌ای به‌دست می‌آید [۳]، [۴]. در سال‌های اخیر با استفاده از تعیین سن دقیق افیولیت‌ها و پهنه‌های دگرگونی قاعده‌ای وابسته و فهم میزان اختلاف زمانی آنها، به شرایط ژئودینامیک زایش افیولیت و خودبه‌خودی یا القایی بودن شروع فرورانش پی برده‌اند [۵]، [۶]. با وجود آن که بررسی سنگ‌های دگرگونی مرتبط با افیولیت‌ها از ارکان اساسی در ارائه مدل

*نویسنده مسئول nasrabady@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 ملائز 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 تحقیق

پس از نمونه‌برداری و بررسی‌های میکروسکوپی مقاطع صیقلی یک نمونه گنیس و دو نمونه متابازیت برونزد یافته در ملائز 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 15 kv، شدت جریان تأبیده شده 15 nA، قطر پرتو استفاده شده ۱ تا ۵ میکرون و حد تشخیص اندازه‌گیری تمرکز عناصر ۰/۰۱ بوده است. برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها نرم‌افزار Calc 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 استفاده شده است. به منظور شناخت ترکیب شیمیایی سنگ کل و ارزیابی جایگاه تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده، از ۳ نمونه آرتوآمفیبولیت با شواهد دگرسانی کم‌تر، تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش ICP در شرکت زرآزما به عمل آمده است. تجزیه عناصر اصلی به روش ذوب قلیایی و عناصر کمیاب به روش ICP-MS انجام شده است. اکسیدهای اصلی پس از ذوب به کمک لیتیم‌متابورات، در اسید نیتریک رقیق حل شده و سپس محلول نهایی با استفاده از دستگاه ICP-OES مورد تجزیه شیمیایی قرار می‌گیرد. در مورد عناصر کمیاب، پس از انحلال نمونه بررسی شده، در اسیدهای هیدروفلوئوریک، پرکلریک، نیتریک و هیدروکلریک، غلظت هر عنصر به وسیله دستگاه ICP سنجیده می‌شود. حد آشکار سازی عناصر اصلی ۰/۱ درصد و عناصر کمیاب ۰/۰۱ تا ۱ قسمت در میلیون است. برای عناصر کمیاب Ti, Sb, Cs نیز حد آشکار سازی بالاتر از ۰/۵ قسمت در میلیون است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

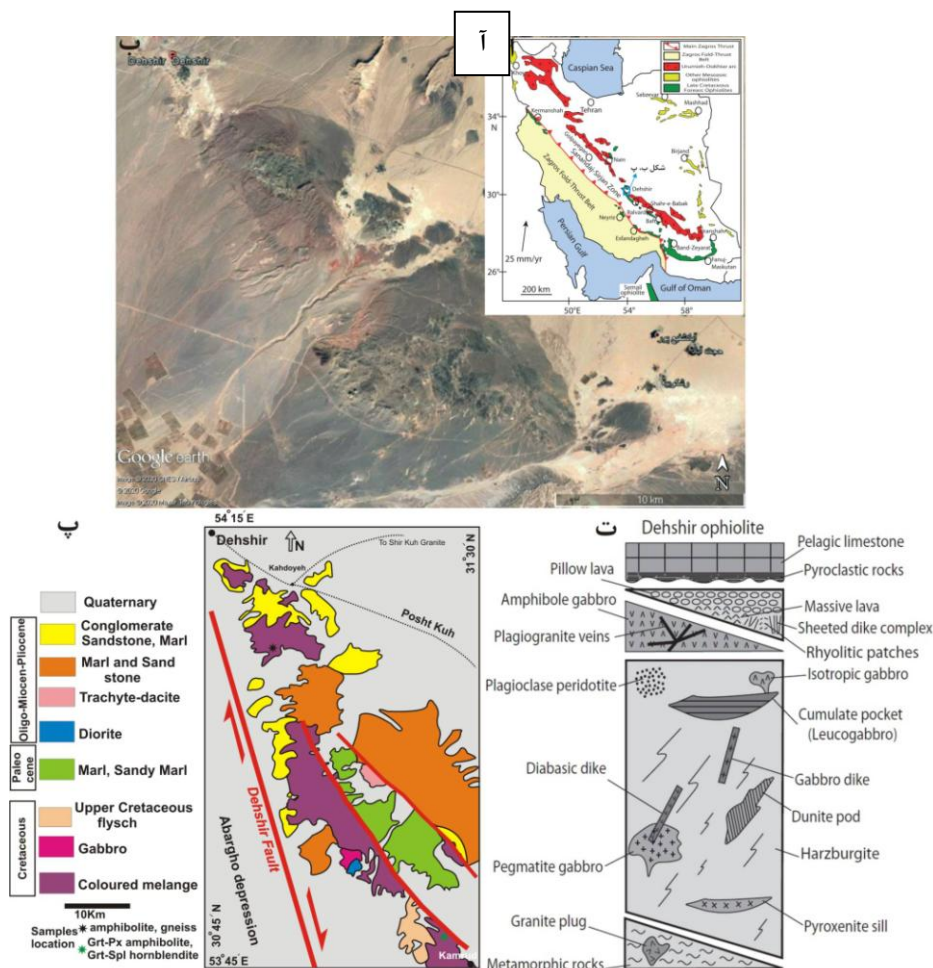
منطقه بررسی شده در استان یزد واقع است و بخشی از پهنه افیولیتی غرب خرده قاره ایران مرکزی در نوار افیولیتی نائین-بافت محسوب می‌شود (شکل ۱ آ، ب). پهنه سنندج-سیرجان جداکننده این نوار افیولیتی از افیولیت‌های زاگرس چین‌خورده و رورانده است. هر چند که به باور بسیاری از محققان، افیولیت‌های کمر بند نائین-بافت معرف زمین‌درز ناشی از بسته شدن حوضه اقیانوسی نائین-بافت است [۱۰]-[۱۶] اما به عقیده [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 به وسیله پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان از هم متمایز شده‌اند. کمر بند افیولیتی زاگرس خارجی شامل افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه است که برونزد اصلی

1. Forearc

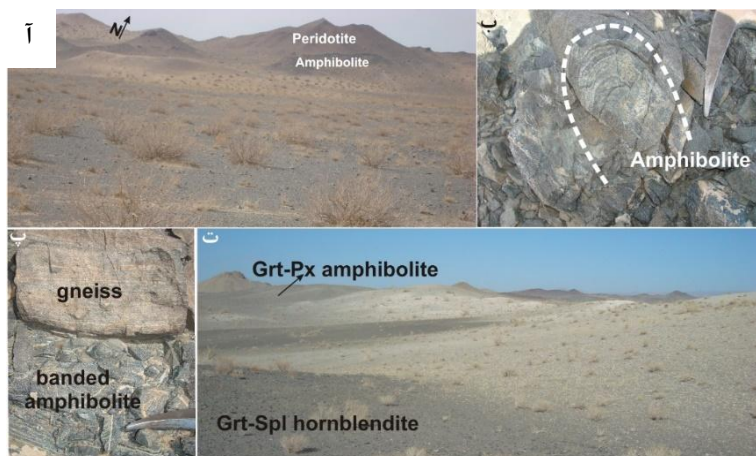
آنها از شمال غربی به جنوب شرقی در راستای راندگی اصلی زاگرس جای دارند. نوار افیولیتی زاگرس داخلی در حاشیه جنوب غربی بلوک ایران مرکزی واقع است و شامل پهنه‌های افیولیتی نائین، دهشیر، شهر بابک و بافت است (شکل ۱ آ). این افیولیت‌ها به وسیله نهشته‌های پیروکلاستیک و ماگماتیسیم مافیک به سن تورونین تا ماستریشتین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

مجموعه افیولیتی بررسی شده که در جنوب مهریز استان یزد واقع است بخشی از کمربند افیولیتی نائین-بافت محسوب می‌شود 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 وسیله گسل دهشیر از فروافتادگی ابرکوه جدا می‌شود 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 به طوری که می‌توان در آن هارزبورژیت تکتونایتی، گابرو، مجموعه دایک صفحه‌ای، بازالت‌های بالشی و رسوبات پلاژیک دارای فسیل گلوبوترونکا به سن ۶۵ تا ۹۳ میلیون سال را مشاهده کرد. در زیر توالی گوشته‌ای افیولیت متابازیت‌های با رخساره دگرگونی شیست سبز و آمفیبولیت نیز گزارش شده‌اند [۸]، [۱۷]. در زیر علاوه بر این، توده‌های کوچک پلاژیوگرانیته نیز در مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر برونزد دارند که شاخصه‌های ژئوشیمیایی آنها، نشان‌دهنده ژنز مرتبط با فرایند ذوب بخشی است [۱۸]. بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی بیانگر آن است که افیولیت‌های جنوب دهشیر در جایگاه بالای پهنه فرورانش (جلو قوس) تشکیل شده‌اند [۱۷]، [۱۹]. پهنه افیولیتی دهشیر به صورت ناپیوسته در زیر فلیش ائوسن (سازند قم) مولاس میوسن (سازند قرمز زیرین) واقع است [۹]. در ترسیم توالی افیولیتی جنوب دهشیر به وجود سنگ‌های دگرگونی متشکل از آمفیبولیت و 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 منطقه جنوب دهشیر و شمال کامرود بود که با نشان ستاره در نقشه زمین‌شناسی مشخص شده‌اند.

ملانژ 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 این که افیولیت‌های جنوب دهشیر همانند بیش تر مجموعه‌های افیولیتی ایران به صورت آمیزه زمین‌ساختی هستند تمایز مرز همبری اولیه بین سنگ‌های دگرگونی و پهنه گوشته‌ای 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 بیانگر ناهمگنی ترکیبی اولیه ماگمایی است (گابروی آن‌ایزوتروپ). اما در نمونه‌هایی از آمفیبولیت (شکل ۲ پ) ناهمگنی ترکیبی وجود دارند که شواهد کانی‌شناسی بیانگر لایه‌بندی رسوبی آنها است و به عبارتی از نوع پارآمفیبولیت 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 پلاژیوگرانیته 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 رسوبات عهد حاضر، از نظر پنهان مانده است.



شکل ۱. (آ) نقشه پراکندگی افیولیت‌های ایران [۸]، (ب) تصویر ماهواره‌ای ملانژ افیولیتی دهشیر، (پ) نقشه 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) نمای نزدیک از آمفیبولیت چین‌خورده دارای باندهای تیره و روشن متوالی متشکل از فلدسپار و آمفیبول در ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر، (پ) نمای نزدیک از برونزد گنیس و پاراآمفیبولیت دارای ناهمگنی ترکیبی در ملانژ افیولیتی جنوب دهشیر، (ت) برونزد تپه ماهوری گارنت-اسپینل هورنبلندیت 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 سانتی‌گراد 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 به‌صورت ادخال در فلدسپار مشاهده کرد. پورفیروبلاست‌های گارنت ادخال‌هایی از کوارتز و فلدسپار دارد. انحراف و قطع‌شدگی فولیاسیون ضعیف زمینه سنگ در اطراف بلورهای گارنت، بیان‌گر 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 اپیدوت (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 آمفیبول 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 اپیک 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 تجزیه شیمیایی نقطه‌ای ایلمنیت نیز در بخش کانی‌های اپیک حضور دارد. هم‌زیستی اسپینل و ایلمنیت به‌صورت تیغه‌های جدایشی در بسیاری از سنگ‌های دگرگونی و آذرین گزارش شده است [۲۲].

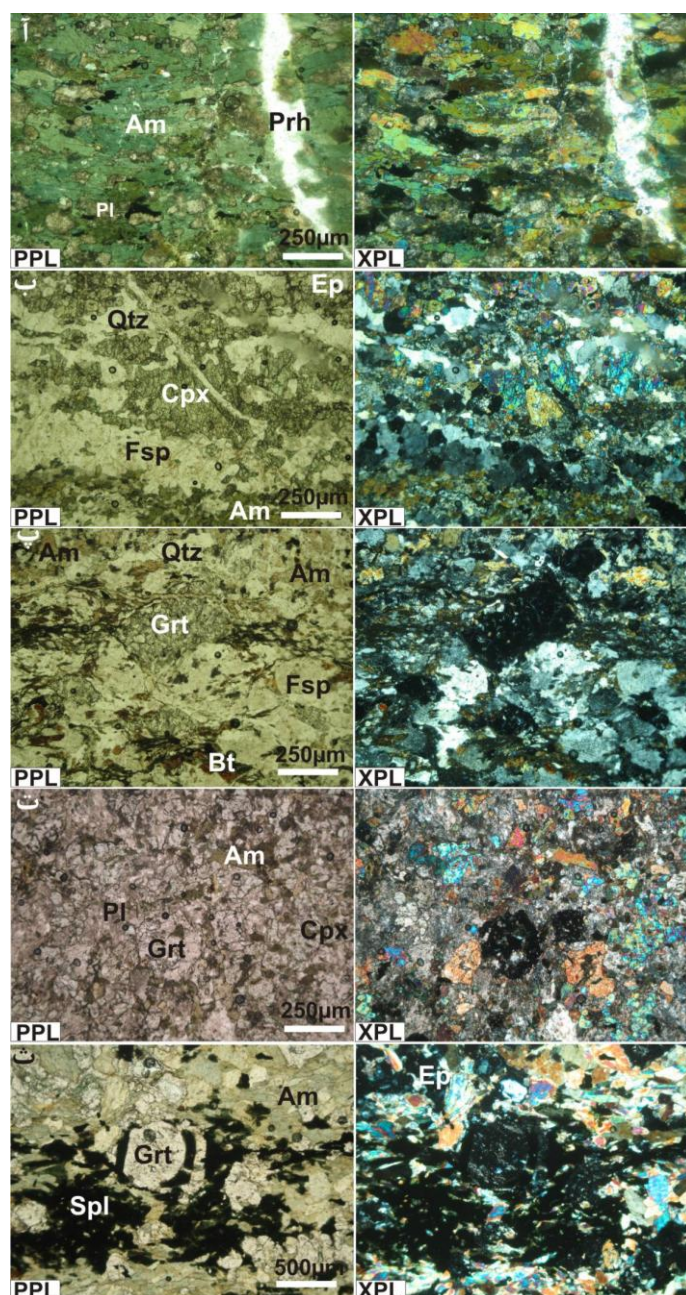
شیمی کانی‌ها

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

آمفیبول

با توجه به معیار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها [۲۴]، پارامتر ${}^B\text{Ca}/{}^B\text{Ca} + {}^B\text{Na}$ 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-اسپینل هورنبلندیت و گارنت-پروکسن آمفیبولیت 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 پروکسن آمفیبولیت که متشکل از باندهای متناوب سرشار از پروکسن، فلدسپار، اپیدوت و آمفیبول است، پ) آمفیبول قهوه‌ای، کوارتز، فلدسپار، گارنت و بیوتیت کانی‌های سنگ‌ساز گارنت-آمفیبول گنیس هستند، ت) در نمونه‌های گارنت-پروکسن آمفیبولیت، پلاژیوکلاز، آمفیبول، پروکسن، گارنت و اپیدوت است، ث) کانی‌های سنگ‌ساز آمفیبول، گارنت، اسپینل سبز و اپیدوت در نمونه گارنت-اسپینل هورنبلندیت. علائم اختصاری کانی‌ها از [۲۳]، اقتباس شده است.

گارت

ترکیب گارت‌های تجزیه شده، متعلق به سری محلول جامد آلماندن-اسپسارتین-گروسولار-پیروپ است (شکل ۴ ب). مطابق نتایج تجزیه، گارت 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 به‌وسیله بررسی منطقه‌بندی ترکیبی گارت 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 بیش‌تر است که احتمالاً با الگوی زنگوله‌ای سازنده اسپسارتین گارت‌های رشد یافته در طی مرحله دگرگونی پیش‌رونده مطابقت دارد.

جدول ۱. تعدادی از نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های نمونه‌های گارت-آمفیبول گنیس، گارت-اسپینل هورنبلندیت و گارت-پیروکسن آمفیبولیت

Rock type	Grt-Am gneiss							Grt-Spl hornblende							
	Amp		Grt		Bt	Fsp		Amp		Grt		Spl	Opq	Ep	Chl
	Mg-Hb		core	rim		K-Fsp	Ab	Prg	core	rim	Pls				
SiO ₂	۴۴/۸۶	۴۲/۹	۳۷/۹۴	۳۷/۴۸	۳۵/۶۱	۶۵/۵۹	۶۶/۲۶	۳۸/۷۷	۳۸/۳۸	۳۶/۸۱	۳۷/۸۴	۰/۰۴	۰/۰۲	۳۶/۴۹	۲۸/۱۹
TiO ₂	۱/۳۹	۲/۰۶	۰/۰۷	b. d.	۴/۵۸	b. d.	b. d.	۰/۶۷	۰/۷۸	۰/۰۴	۰/۱۲	۰/۰۳	۵/۰۸	۰/۱۲	۰/۰۷
Al ₂ O ₃	۱۰/۱۹	۱۲/۵۱	۲۱/۸۵	۲۱/۹۹	۱۵/۶۲	۱۹/۳۷	۱۹/۷۲	۱۷/۸۳	۱۸/۳۱	۲۰/۶	۲۱/۷	۵۸/۳۶	۰/۰۲	۲۷/۹۲	۲۲/۹۹
FeO ^I	۱۵/۸۸	۱۴/۸۴	۲۷/۲۱	۲۶/۵۹	۱۹/۵۵	۰/۱۲	۰/۰۸	۱۲/۵۲	۱۲/۶۵	۱۶/۷۴	۱۸/۲۲	۲۲/۰۶	۴۴/۶۷	۶/۵۲	۱۷/۶۱
MnO	۰/۱۹	۰/۱۷	۱/۵۴	۱/۰۶	۰/۳	b. d.	b. d.	۰/۱	۰/۱۲	۱۱/۸۴	۱/۰۹	۰/۳۲	۰/۹۸	۰/۰۸	۰/۱۵
MgO	۱۱/۲۶	۱۰/۸۷	۵/۹۸	۵/۰۸	۹/۸۱	۰/۳۲	۰/۰۱	۱۱/۵۳	۱۱/۴۵	۰/۶	۲/۸۹	۸/۰۳	۱/۰۳	۰/۰۹	۱۹
CaO	۱۱/۵۴	۱۱/۱۸	۵/۳۹	۷/۷۳	۰/۱	۰/۲۲	۰/۲۱	۱۴/۳۹	۱۴/۲۷	۱۱/۴۵	۱۷/۷۷	۰/۰۲	۰/۰۲	۲۵/۷۹	۰/۰۵
Na ₂ O	۱/۲۵	۱/۴۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۲۳	۱۰/۷۳	۱۲/۵۴	۱/۳۲	۱/۴۹	b. d.	b. d.	۰/۰۲	b. d.	b. d.	۰/۰۴
K ₂ O	۰/۶۲	۱/۱۱	b. d.	۰/۰۱	۹/۵۱	۳/۳۹	۰/۲۶	۱/۱۸	۰/۸۸	۰/۰۲	۰/۰۱	b. d.	b. d.	b. d.	۰/۰۲
H ₂ O	۲/۳۵	۲/۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۴/۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۴	۱/۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۹	۱۲/۲۸
Total	۹۹/۶	۱۰۰/۲	۱۰۰	۹۹/۹۵	۹۹/۶۵	۹۹/۷۴	۹۹/۰۸	۹۹/۷۱	۱۰۰/۱	۹۸/۱	۹۹/۶۴	۹۸/۸۸	۹۷/۵۱	۹۹/۹۱	۱۰۰/۴
oxygen	۲۳	۲۳	۱۲	۱۲	۲۲	۸	۸	۲۳	۲۳	۱۲	۱۲	۴	۳	۱۲/۵	۲۸
Si	۶/۶۵	۶/۴۴	۲/۹۶	۲/۹۲	۲/۷۳	۲/۸۷	۲/۹	۵/۷۳	۵/۶۶	۲/۹۹	۲/۹۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۲/۸۷	۵/۶۲
Ti	۰/۱۵	۰/۲۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰	۰/۲۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۰۱	۰/۰۹۸	۰/۰۰۷	۰/۰۱
Al ^{IV}	۱/۳۴	۱/۳۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۲۶			۲/۲۳	۲/۲۹	۰/۰۰	۰/۰۶				۲/۳۷
Al ^{VI}	۰/۴۴	۰/۹۲	۲/۰۱	۲/۰۲	۰/۱۴			۰/۸۹	۰/۹۱	۱/۹۷	۱/۹۲			۲/۵۹	۳/۰۳
Fe ²⁺	۱/۶۸	۱/۶	۱/۷۱	۱/۶۲	۱/۲۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۱/۴۷	۱/۴۳	۱/۱۱	۱/۰۶	۰/۶۵	۰/۹۶	۰/۰۰	۲/۹
Fe ³⁺	۰/۲۸	۰/۲۲	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۴۲	۰/۰۰
Mn	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۸۱	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۲
Mg	۲/۴۹	۲/۳۸	۰/۷	۰/۵۹	۱/۱۲	۰/۰۲	۰/۰۰۱	۲/۵۴	۲/۵۲	۰/۰۷	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۰۴	۰/۰۱	۵/۶۵
Ca	۱/۸۳	۱/۷۶	۰/۴۵	۰/۶۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۲/۲۸	۲/۲۵	۰/۹۹	۱/۴۷	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۲/۱۷	۰/۰۱۱
Na	۰/۳۶	۰/۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۳	۰/۹۱	۱/۰۶	۰/۳۷	۰/۴۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱۵
K	۰/۱۱	۰/۲	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۹۳	۰/۱۸	۰/۰۱	۰/۲۲	۰/۱۶	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۵
Sum	۱۵/۳۵	۱۵/۴۷	۷/۹۹	۷/۹۷	۷/۸۵	۴/۹۶	۴/۹۹	۱۵/۸۸	۱۵/۸۵	۷/۹۶	۷/۹۶	۳/۰۵	۲/۰۲	۸/۰۶	۱۹/۶
Mg#	۶۰	۶۰	۲۹	۲۷	۴۷			۶۳	۶۳	۵	۲۱	۳۴			۵۱
Grs			۱۵							۳۲/۷۹	۴۷/۱۲				
Sps			۳							۲۷/۲۲	۲/۴۳				
Prp			۲۳							۲/۴۳	۱۱/۳۶				
Alm			۵۸							۳۷/۰۵	۲۶/۰۱				
Xps														۱۴	
Ab						۸۲	۹۷/۷								
An						۱	۰/۹								
Or						۱۷	۱/۳								
Z	۰/۹۵	۰/۹						۱	۱						
x	۱/۰۳	۱/۲۳						۱/۰۶	۱/۱۵						
y	۰/۳۹۶	۰/۴۶						۰/۶۰۲	۰/۵۹۳						

Rock type	Grt-Px amphibolite								
	Amp		Grt		Pl		Ep	Cpx Di	Prh
	Prg		core	rim	Olg	And			
SiO ₂	۴۱/۵۶	۴۱/۶۶	۳۸/۳۷	۳۸/۰۹	۶۵/۴	۵۵/۶۷	۳۷/۶۵	۴۹/۹۴	۴۹/۰۳
TiO ₂	۱/۰۱	۰/۸۵	۰/۲۲	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۲
Al ₂ O ₃	۱۲/۸۲	۱۳/۱۶	۱۹/۸۵	۱۹/۷۹	۲۲/۶۵	۲۶/۶۵	۲۵/۲۵	۰/۸۷	۲۱/۵۹
FeO ^I	۱۸/۲۲	۱۸/۶۷	۲۰/۱۱	۲۱/۳۶	۰/۱۵	۰/۰۴	۸/۵	۱۳/۰۳	۰/۳۶
MnO	۰/۱۲	۰/۲۹	۱/۸۴	۰/۸۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۲	۰/۲	b. d.
MgO	۵/۹	۷/۲۱	۰/۹۴	۰/۹	b. d.	b. d.	۰/۰۱	۱۰/۵۴	۰/۰۱
CaO	۱۲/۲۷	۱۲/۳۷	۱۷/۵۳	۱۷/۸۷	۲/۶۷	۱۰/۶۳	۲۴/۷	۲۴/۴	۲۶/۳۶
Na ₂ O	۱/۲۷	۱/۱۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۷/۱	۵/۸۵	۰/۰۳	۰/۲۷	۰/۱۵
K ₂ O	۰/۹۳	۰/۹۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۶۶	۰/۱۳	b. d.	b. d.	۰/۱۴
H ₂ O	۴/۷	۴/۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۳/۴۵	۰/۰۰	۳/۷
Total	۹۸/۸۸	۱۰۰/۵۲	۹۸/۸۶	۹۸/۹۳	۹۸/۶۴	۹۸/۹۱	۹۹/۸۵	۹۹/۲۹	۱۰۰/۸۵
oxygens	۲۲	۲۳	۱۲	۱۲	۸	۸	۲۲	۶	۲۲
Si	۶/۵۷	۶/۴۱	۳/۰۵	۳/۰۳	۲/۹۸	۲/۵۳	۱/۹۸	۱/۹۱	۶/۵۳
Ti	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲
Al ^{IV}	۱/۲۴	۱/۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۲۱	۱/۴۲	۲/۲۷	۰/۰۴	۳/۳۹
Al ^{VI}	۱/۳۱	۱/۰۴	۱/۸۶	۱/۸۵					
Fe ²⁺	۲/۷۳	۲/۴۱	۱/۳۳	۱/۳۵	۰/۰۰۶	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۲۶	۰/۰۴
Fe ³⁺	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۵۶	۰/۱۵	۰/۰۰
Mn	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۰۵	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۷	۰/۰۰
Mg	۱/۴	۱/۶۵	۰/۱۱	۰/۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۶	۰/۰۲
Ca	۲/۰۷	۲/۰۴	۱/۴۹	۱/۲۶	۰/۱۳	۰/۵۱	۲/۱	۱	۳/۷۶
Na	۰/۳۹	۰/۳۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰	۰/۶۲	۰/۵۱	۰/۰۰۵	۰/۰۱	۰/۰۳۹
K	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۴	۰/۰۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲
Sum	۱۵/۹۳	۱۵/۶	۷/۹۷	۷/۷۱	۴/۹۸	۴/۹۷	۶/۹۲	۳/۹۷	۱۳/۷۶
Mg#	۳۴	۴۰	۸	۷				۷۰	
Grs			۴۸/۳۵	۴۸/۲۰					
Sps			۴/۰۴	۱/۸۲					
Prp			۳/۶۴	۳/۵۲					
Alm			۴۳/۵۸	۴۴/۴۹					
Ab					۷۸/۸	۴۹/۵۳			
An					۱۶/۳۷	۴۹/۷۴			
Or					۴/۸	۰/۷۲			
Xps									
Wo								۴۸/۵۲	
En								۲۹/۱۶	
Fs								۲۱/۳۴	
z	۱	۱							
x	۱/۱۵	۰/۹۷							
y	۰/۵۷	۰/۵۴							

پارامترهای تقسیم‌بندی آمفیبول: $z = {}^B\text{Ca}/{}^B(\text{Ca}+\text{Na})$, $x = {}^C(\text{Al}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti})$, $y = {}^A(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})$.
جدایش آهن دو ظرفیتی از سه ظرفیتی بر اساس تعادل بار و یا با توجه به توابع معرفی شده به وسیله مراجع مربوط بدین شرح انجام شده است: آمفیبول: بر مبنای ۱۳ کاتیون با توجه به روش [۲۷]، گارنت: $\text{Fe}^{3+}=8-2\text{Si}-2\text{Ti}-\text{Al}$ ، کلینوپیروکسن: $\text{Fe}^{3+}=4-2\text{Si}-2\text{Ti}-\text{Al}+\text{Na}$.
بیوتیت: $\text{Fe}^{3+}=8\pm 3\%\text{Fe}^{\text{tot}}$ [۲۶]، کلریت: [۲۹]، اسپینل: [۳۰]، (Ab): آلبیت، Amp: آمفیبول، And: آندزین، Bt: بیوتیت، Cpx: کلینوپیروکسن، Di: دیوپسید، Ep: اپیدوت، Fsp: فلدسپار، K-Fsp: پتاسیم-فلدسپار، Grt: گارنت، Mg-Hbl: منیزیهورنبلند، Olg: الیگوکلاز، Pls: پلئوناست، Pch: پیکنوکلریت، Prg: پارگازیت، Prh: پرهنیت، Ilm: ایلمنیت، b. d.: کم‌تر از حد تشخیص

فلدسپار

ترکیب شیمیایی فلدسپارهای نمونه گارنت-آمفیبول‌گنیس فقیر از سازنده آنورتیت و مطابق نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها [۲۵] از نوع آلبیت و آنورتوکلاز هستند. اما ترکیب فلدسپارهای نمونه گارنت-پیروکسن‌آمفیبولیت از الیگوکلاز تا لابرادوریت متغیر است (شکل ۴ پ).

پیروکسن

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

اپیدوت

داده‌های آنالیز نقطه‌ای بیان‌گر آن است که اپیدوت نمونه‌های گارنت-پیروکسن‌آمفیبولیت در مقایسه با نمونه گارنت-اسپینل هورنبلندیت از مقادیر سازنده پیستاسیت ($X_{ps} = Fe^{3+}/Al^{3+} + Fe^{3+}$) بیش‌ری دارد.

اسپینل

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

کلریت

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 می‌شوند.

دما-فشارسنجی به‌روش تعادل فازی چند گانه: نرم‌افزار ترموکالک

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

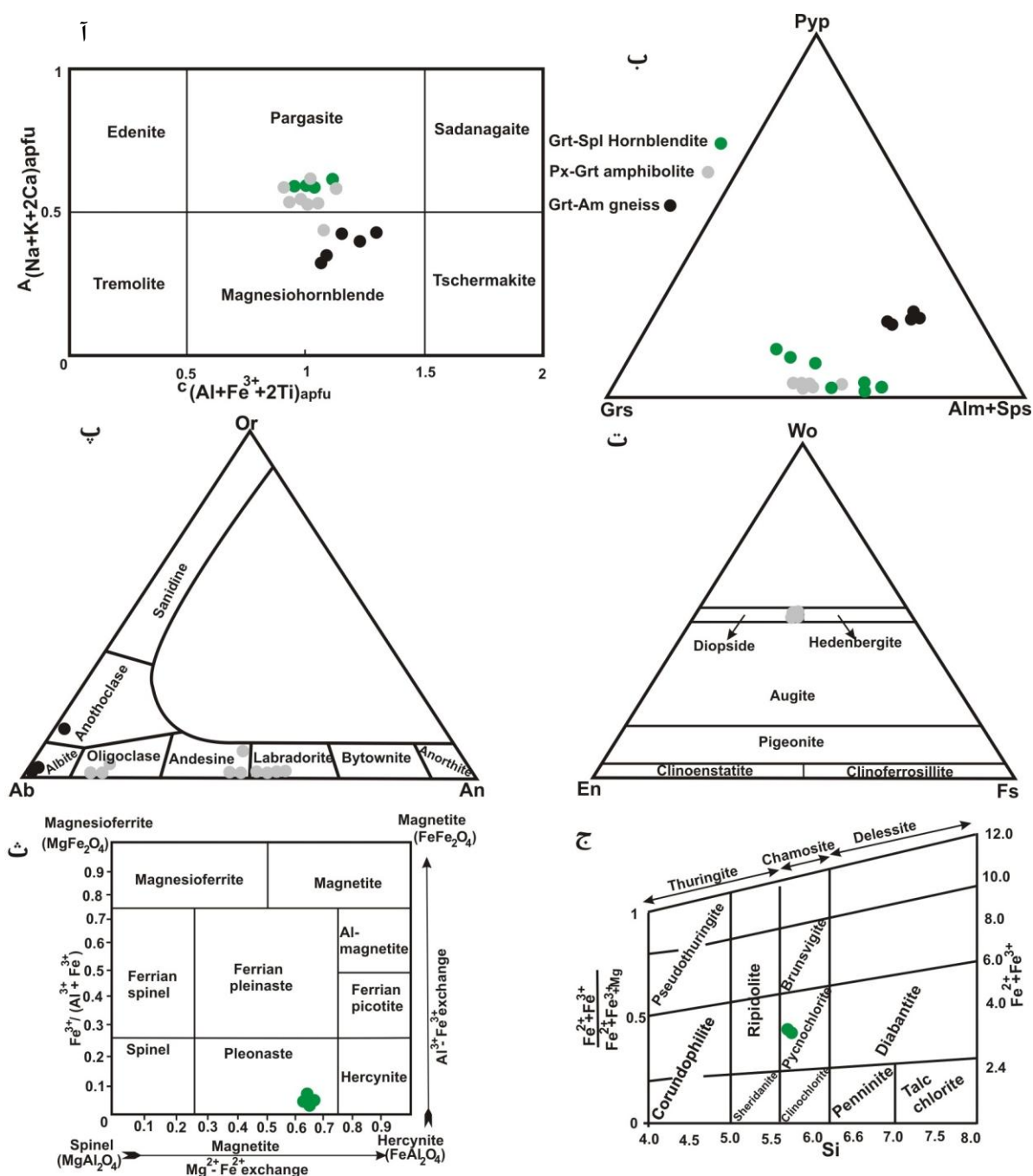
با در نظر گرفتن کانی‌های آمفیبول+گارنت+پیروکسن+اپیدوت+پلاژیوکلاز به‌عنوان پاراژنز پایدار در مرحله اوج دگرگونی، دما و فشار محاسبه شده برای نمونه گارنت-پیروکسن‌آمفیبولیت بدین‌قرار است:

$$P=8.6\pm 1.4 \text{ kb}, T= 651\pm 45^{\circ}\text{C}$$

واکنش‌هایی که از محل تقاطع آنها شرایط دما و فشار دگرگونی محاسبه شده بدین‌شرح هستند:

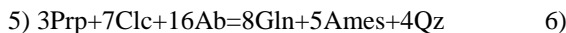
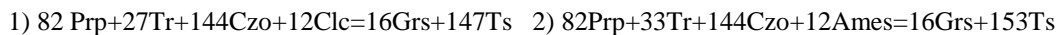
- | | |
|-----------------------------------|---|
| 1) Ca-Ts+Qz=An | 2) 3Di+3Ca-Ts=Prp+2Grs |
| 3) 3Hd+3Ca-Ts=2Grs+Alm | 4) 3Ts+12Di=2Prp+4Grs+3Tr |
| 5) 4Grs+15Ts+12An=10Prp+3Tr+24Czo | 6) 19Ts=14Prp+3Tr+16Czo+8H ₂ O |
| 8) 5Alm+3Ts+12Di=7Prp+4Grs+3Fac | 7) Grs+39Ts+6Ab=16Prp+9Tr+6Prg+48Czo |

با در نظر گرفتن کانی‌های آمفیبول+گارنت+اپیدوت+کلریت به‌عنوان پاراژنز پایدار در مرحله اوج دگرگونی، دما و فشار محاسبه شده برای نمونه گارنت-اسپینل هورنبلندیت بدین‌قرار است: $P=8.2\pm 2.6 \text{ kb}, T= 579\pm 54^{\circ}\text{C}$



شکل ۴. (آ) مطابق نمودار نام‌گذاری آمفیبول‌های کلسیک [۲۴]، آمفیبول نمونه گارنت آمفیبول‌گنیس از نوع منیزیهورنبلند و آمفیبول نمونه‌های گارنت اسپینل‌هورنبلندیت و پیروکسن-گارنت آمفیبولیت، بارگازیت هستند. (ب) ترکیب شیمیایی گارنت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تقسیم‌بندی 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 طبقه‌بندی فلدسپار [۲۵]، فلدسپار نمونه پیروکسن-گارنت آمفیبولیت از الیگوکلاز تا لابرادوریت متغیر است اما فلدسپار نمونه گارنت-آمفیبول‌گنیس فقیر از سازنده آنورتیت و از نوع آلیت و آنورتوکلاز است، (ت) با توجه به نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن [۲۶]، پیروکسن‌های بررسی شده از نمونه دیوپسید است، (ث) در نمودار طبقه‌بندی اسپینل [۲۵]، اسپینل نمونه هورنبلندیتی از نوع پلئوناست است، (ج) مطابق نمودار نام‌گذاری کلریت [۲۵]، کلریت نمونه هورنبلندیتی پیکنوکلریت نام دارد.

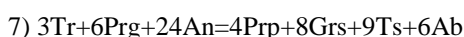
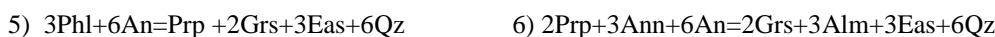
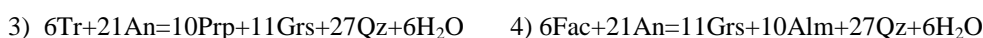
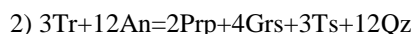
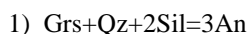
واکنش‌هایی که از محل تقاطع آنها شرایط دما و فشار دگرگونی محاسبه شده بدین شرح هستند:



در مورد نمونه گارنت-آمفیبول گنیس با در نظر گرفتن کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و گارنت به‌عنوان پارائز پایداری در

مرحله اوج دگرگونی، دما و فشار محاسبه شده بدین شرح است: $P = 8.1 \pm 3.4 \text{ kb}$, $T = 624 \pm 73^\circ\text{C}$

واکنش‌هایی که از محل تقاطع آنها شرایط دما و فشار دگرگونی محاسبه شده بدین شرح هستند:



دما-فشارسنجی‌های قراردادی

دماسنجی گارنت-آمفیبول

[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-آمفیبول گنیس ملائز افیولیتی جنوب دهشیر به ترتیب ۵۲۵ تا ۶۸۸، ۷۰۴ تا ۷۱۹ و ۶۲۶ تا ۶۵۸ درجه سانتی‌گراد متغیر است.

دماسنجی گارنت-پیروکسن

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 به‌وسیله کالیبراسیون‌های متفاوت که در جدول ۲ نمایش داده شده نشان‌دهنده دمای ۵۷۹ تا ۷۴۷ درجه سانتی‌گراد برای نمونه گارنت-پیروکسن‌آمفیبولیت است.

دماسنجی پلاژیوکلاز-آمفیبول

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 به‌وسیله این روش برای نمونه گارنت-پیروکسن‌آمفیبولیت و گارنت-آمفیبول گنیس در فشار ۸ کیلو بار به ترتیب ۷۲۰ تا ۷۳۹ و ۶۰۹ تا ۶۱۹ درجه سانتی‌گراد است.

فشارسنجی گارنت-آمفیبول-پلاژیوکلاز

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

مجموعه دگرگونی رخساره گارنت آمفیبولیت شده‌اند. در این روش که در دمای ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد برای نمونه گارنت-پیروکسن آمفیبولیتی محاسبه شده، فشار به دست آمده به وسیله متشکله آهن دار فازها معادل ۷/۴۸ تا ۸/۵ و سازنده منیزیم دار فازها معادل ۷/۷۸ تا ۸/۰۶ کیلو بار است. با توجه به ترکیب آلبیتی پلاژیوکلاز انجام فشارسنجی برای نمونه گارنت آمفیبول گنیس، با این روش میسر نشد.

دما-فشارسنجی نیمه کمی آمفیبول

[۴۰] با استفاده از تمرکز تیتانیم و آلومینیم آمفیبول کلسیک موجود در ترکیبات مورب آب دار، در دامنه دمایی ۶۵۰ تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد، فشار ۸ تا ۲۲ کیلو بار 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 ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۸ تا ۱۵ کیلو بار است.

فشارسنجی گارنت

در بیش تر سنگ‌های متاپلیتی، پلاژیوکلاز دارای ترکیب آلبیتی است بنابراین تعیین فشار دگرگونی به کمک بسیاری از دما-فشارسنجی‌های قراردادی که بر مبنای پلاژیوکلازهای با محتوای آنورتیت بیش تر از ۱۰ درصد تعریف شده‌اند میسر نیست. از این رو [۴۱]، 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 کیلو بار 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: $Mg_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3KAlSi_3O_{10}(OH)_2$ نتایج دماسنجی گارنت-بیوتیت کالیبراسیون‌های متفاوت [۴۲]-[۴۵] که نشان‌دهنده دمای ۷۱۴ تا ۷۸۷ درجه سانتی‌گراد برای نمونه گنیسی است در جدول ۲ ارائه شده‌اند.

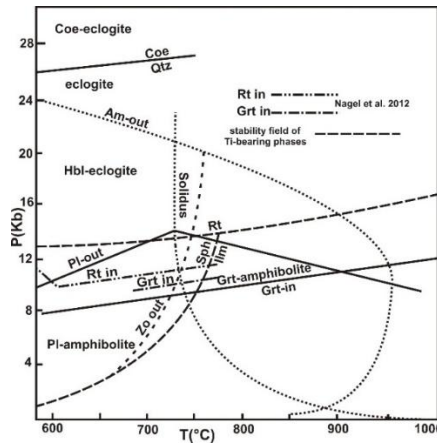
دماسنجی بیوتیت

کانی بیوتیت حاوی مقادیر چشم‌گیری تیتانیم است و جای‌گزینی آن در شبکه بلوری ارتباط مستقیمی با دما دارد. [۴۶] با بررسی ۳۰۰ نمونه متاپلیتی و اندازه‌گیری تمرکز عناصر تیتانیم، منیزیم، آهن و آلومینیم بیوتیت، فرمولی را به منظور محاسبه دما معرفی کرده‌اند. با توجه به این فرمول دمای تشکیل نمونه گارنت-آمفیبول گنیس ۶۹۰ تا ۶۹۴ درجه سانتی‌گراد متغیر است.

دما-فشارسنجی به کمک شبکه پتروژنتیک متابازیت‌ها

شبکه پتروژنتیک تبدیل آمفیبولیت به اکلوژیت برای ترکیبات مورب آب دار [۴۷] در شکل ۵ نشان داده شده است. مطابق این شبکه پتروژنتیک و نظر به وجود گارنت در نمونه‌های ارتوآمفیبولیت بررسی شده، فشار دگرگونی بیش تر از ۸ کیلو بار بوده است. با توجه به حضور پلاژیوکلاز در ارتوآمفیبولیت‌های بررسی شده و مطابق منحنی پایداری پلاژیوکلاز، در دامنه حرارتی ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، میزان فشار کم تر از ۱۰ تا ۱۲ کیلو بار است. وجود اپیدوت در نمونه‌های متابازیتی بررسی شده بیان‌گر دمای کم تر از ۷۵۰ درجه 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	روش دما-فشارسنجی	دما (°C)	فشار (Kb)	
تیتانیم‌دار تیتانیم‌دار	ترموکالک	PH08	۴۵±۶۵۱ / ۸/۶ ± ۱/۴	
	ژئوترموبارومترهای قراردادی	(KR00a) Amp-Grt		۶۸۸-۵۲۵
		Grt-Cpx thermometry (At 8 Kb)	N09	۶۱۵-۵۷۹
			KR00b	۶۴۲-۵۸۹
			G96	۶۸۳-۶۵۲
			B95	۶۸۹-۶۴۶
			EG79	۷۴۷-۷۱۵
		Amp-Pl thermometry (At 8 Kb)	HB94	۷۳۹-۷۲۰
	Am-Plg-Grt (At 650°C)	KS90	P _{Mg} ۷/۸-۷۸/۰۶ P _{Fe} ۷/۸-۴۸/۵	
	EL98		۶۸۰-۷۰۰	۱۵-۸
شبکه پتروژنتیک	L96, N12	< ۷۰۰	۱۲-۸	
تیتانیم‌دار تیتانیم‌دار	ترموکالک	HP08	۵۴±۵۷۹ / ۸/۲ ± ۲/۶	
	ژئوترموبارومترهای قراردادی	Amp - Grt (KR00b)		۷۱۹-۷۰۴
		EL98	۶۸۰-۵۹۰	۱۸-۱۵
	شبکه پتروژنتیک	L96, N12	< ۷۰۰	۱۲-۸
تیتانیم‌دار تیتانیم‌دار	ترموکالک	HP08	۷۳±۶۲۴ / ۸/۱ ± ۲/۴	
	ژئوترموبارومترهای قراردادی	Grt Barometry	W19	۹/۱۰-۵/۲
		Amp-Grt thermometry	KR00b	۶۵۸-۶۲۶
		Amp-Pl thermometry	Hb94	۶۱۹-۶۰۹
		Grt-Bt thermometry	GA77	۷۳۰-۷۱۴
			LP81	۷۸۷-۷۷۵
			PL83	۷۸۱-۷۶۸
	Bt thermometry	B92	۷۷۸-۷۶۹	
WC15	۶۹۴-۶۹۰			

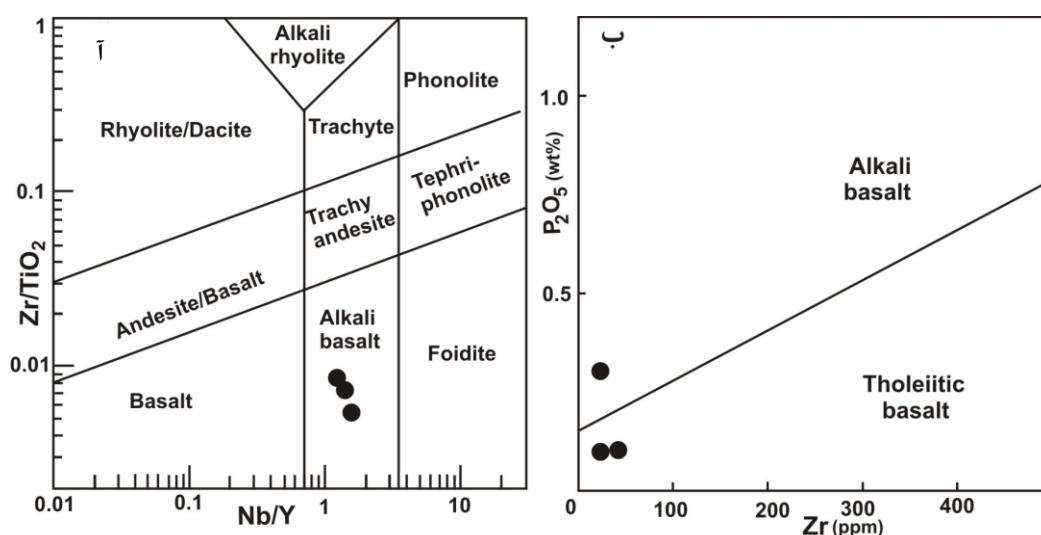
PH08: [31], KR00a: [32], N09: [33], KR00b: [34], G96: [35], B95: [36], EG77: [37], HB94: [38], KS90: [39], EL98: [40], W19 [41], L96: [47], N12: [48], GA77: [42], LP81: [43], PL83: [44], B92: [45], WC15: [46].

شیمی سنگ کل

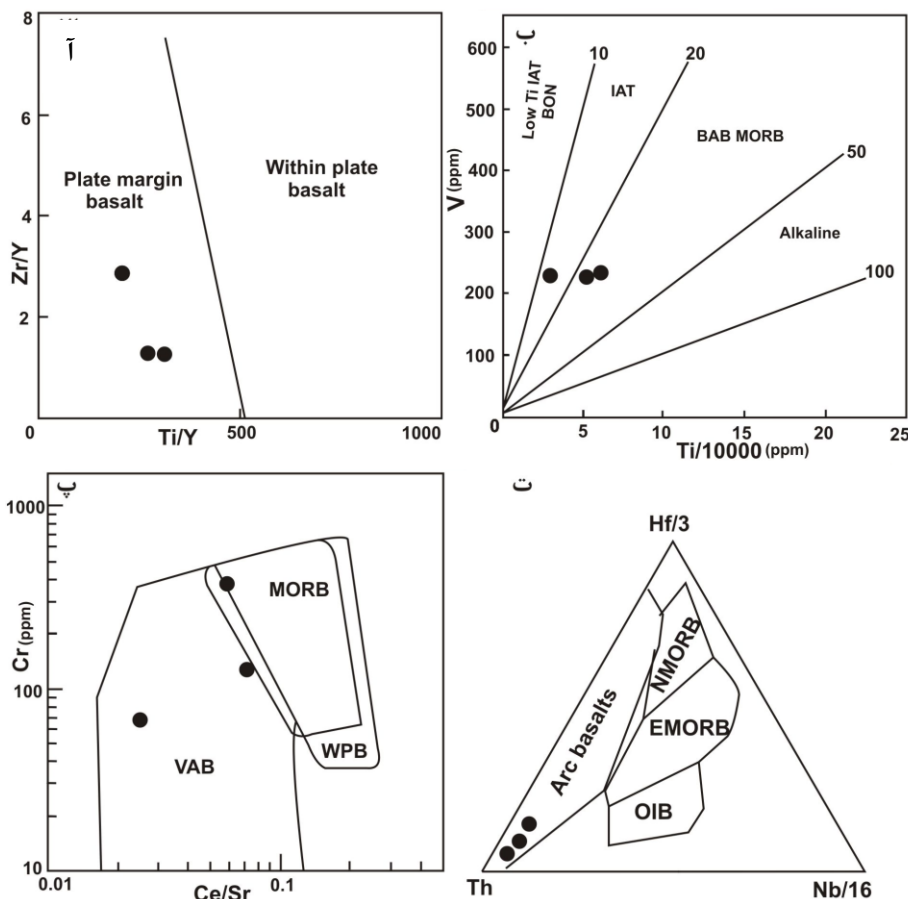
به منظور ارزیابی پروتولیت و تمایز جایگاه تکتونیکی آن از سه نمونه آمفیبولیت همگن (ارتوآمفیبولیت)، تجزیه شیمی سنگ کل به روش ICP-MS در شرکت زرآما به عمل آمده و نتایج تجزیه در جدول ۳ ارائه شده است. نظر به تحرک پذیری اکسیدهای سیلیس و آلکان در طی دگرگونی، از نمودار دوتایی [۴۹] که بر اساس عناصر نامتحرک نسبت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

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).

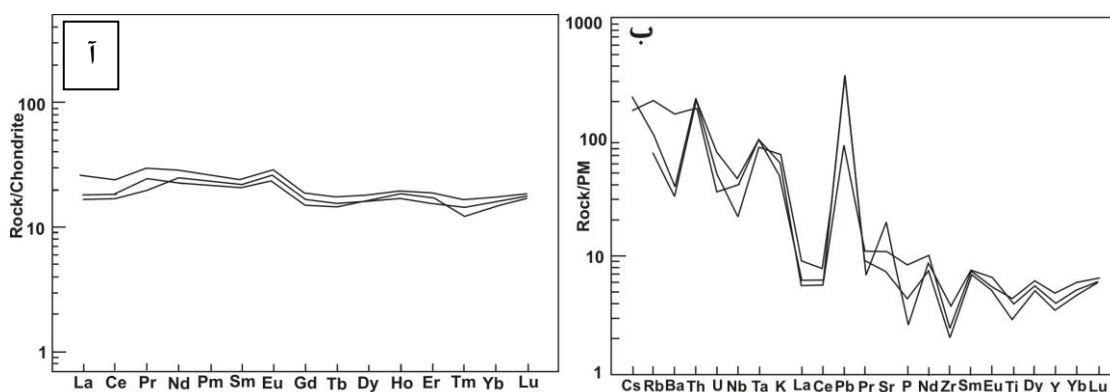
نمونه‌های بررسی شده، در نمودار عناصر نادر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت [۵۵]، الگوی عناصر نادر خاکی سبک تقریباً صاف و بدون شیب است به طوری که نسبت La/Yb در آنها از ۱/۶ تا ۲/۰۹ متغیر است (شکل ۸ آ). در نمودار عنکبوتی سنجیده شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۸ ب)، عناصر بزرگ یون لیتوفیل سزیم، سرب، توریم و روبیدیوم غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر نیوبیم، تیتانیم، زیرکونیم 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 آلابش مذاب گوشته‌ای با پوسته قاره‌ای نیز هستند.



شکل ۶. آ) مطابق نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین [۴۹] ارتوآمفیبولیت‌های بررسی شده از نوع بازال است، ب) در نمودار متمایز کننده سری ماگمایی [۵۰] دو نمونه توله‌ایتی و یک نمونه آلکان 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]، ژنر 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 [۵۳]، جایگاه تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده کمان آتشفشانی تا پشته میان اقیانوسی است، (ت) با توجه به نمودار مثلثی Hf/3 - Nb/16 - Th [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 آرایش با پوسته قاره‌ای است.

جدول ۳. نتایج تجزیه 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 Amphibolite	Amphibolite	Amphibolite
SiO ₂	۵۰/۳	۵۱/۶	۵۶/۷
TiO ₂	۱/۰	۰/۹	۰/۵
Al ₂ O ₃	۱۶	۱۴	۱۴/۵
FeO*	۱۲/۲	۱۱	۱۰/۱
MnO	۰/۲	۰/۲	۰/۲
MgO	۳/۹	۵/۸	۵/۱
CaO	۱۰/۳	۸/۸	۶/۳
Na ₂ O	۲/۳	۲/۲	۲/۸
K ₂ O	۱/۸	۱/۴	۱/۲
P ₂ O ₅	۰/۳	۰/۱	۰/۱
LOI	۱/۵۲	۳/۷۳	۱/۴۷
Total	۹۹/۸۲	۹۹/۷۳	۹۹/۸۷
Sc	۲۷/۶۹	۳۱/۹	۲۸/۹۱
V	۲۳۳	۲۳۱	۲۲۹
Cr	۳۷۷	۱۳۴	۶۸/۰۳
Co	۱۰/۵۸	۳/۷۷	۶/۶۱
Ni	۱۴۵	۵۹/۱	۴۷/۳۱
Zn	۸۵/۳۲	۶۶/۱۵	۶۴/۸۹
Ga	۲۴/۸۸	۱۷/۶	۱۵/۷۲
Ge	۰/۷	۰/۴۵	۰/۵۳
Rb	۶۶/۲۸	۴۶/۴	۱۲۹/۴۳
Sr	۲۲۷	۱۵۴	۳۹۲
Y	۲۱/۷۹	۱۸/۰۱	۱۴/۱۷
Zr	۲۶/۴۹	۲۲/۵۸	۴۰/۹۲
Nb	۶۱	۵/۷	۲/۸
Sb	۰/۵۳	۰/۶۴	<۰/۵
Cs	۱/۷۳	<۰/۵	۱/۳۴
Ba	۲۶۰	۲۱۸	۱۰۵۸
La	۶/۱۹	۴/۲۴	۳/۷۷
Ce	۱۳/۵۳	۱۱/۰۴	۹/۹۴
Pr	۲/۹۵	۲/۵	۱/۸۷
Nd	۱۳/۵	۱۰/۰۷	۱۱/۵
Sm	۳/۴	۳/۲۸	۳/۰۹
Eu	۰/۸	۰/۹	۰/۸۵
Gd	۳/۵	۳/۲	۲/۷
Tb	۰/۶	۰/۵۵	۰/۵۱
Dy	۴/۵	۴/۱	۳/۷۸
Ho	۱/۱	۰/۹۵	۱/۰۵
Er	۳/۱	۲/۵	۲/۸۵
Tm	۰/۴	۰/۳۵	۰/۲۵
Yb	۲/۹۶	۲/۵۳	۲/۲۶
Lu	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۴۴
Hf	۳/۱۵	۱/۳۴	۲/۳۷
Ta	۰/۸	۰/۷۸	۰/۶۳

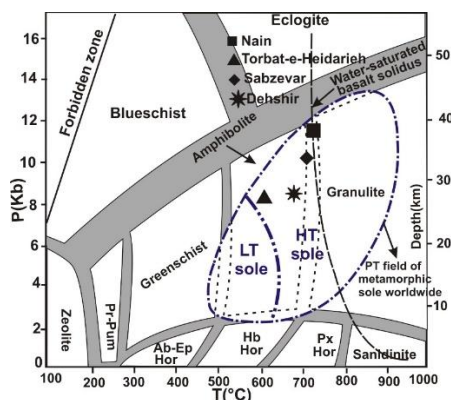
	HD31	HD26	HD51b
Tl	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵
Pb	۵/۴۷	۶/۰۸	۲۵/۹۱
Th	۱۷/۸۹	۱۷/۶۸	۱۴/۸۹
U	۱/۵۴	۰/۷۲	۱/۰۱

بحث

چنان‌که در بخش زمین‌شناسی ناحیه‌ای 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 جای‌گزینی افیولیت‌ها و سنگ‌های دگرگونی مرتبط با آنها ابهامات زیادی داشت به‌طوری‌که سنگ‌های دگرگونی واقع در زمین‌درزهای افیولیتی را قدیمی‌تر از افیولیت‌ها و قطعاتی از پی‌سنگ قاره‌ای در نظر گرفته‌اند [۵۶]. از این‌رو در ایران نیز منشأ سنگ‌های دگرگونی پهنه‌های افیولیتی مناطقی مانند نائین [۵۷] و سبزوار [۵۸] قطعات نابرجا با منشأ پی‌سنگ قاره‌ای قدیمی قلمداد شده‌اند. اما در سال‌های اخیر با توجه به پیشرفت‌های مربوط به تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها و متعاقب آن پیشرفت روش‌های دما-فشارسنجی، تعیین ترکیب شیمیایی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی و انجام بررسی‌های سن‌سنجی و ایزوتوپی، ارتباط پترولوژیکی و زمانی تنگاتنگ بین مجموعه‌های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی همراه آنها روشن شده است. از این‌رو امروزه مکانیسم دگرگونی را مرتبط با فرایندهای فرورانش و فرارانش لیتوسفر اقیانوسی در نظر می‌گیرند.

میانگین دما و فشار سنگ‌های دگرگونی بررسی شده که به‌وسیله دما-فشارسنج‌های مختلف محاسبه شده نشان‌دهنده دمای ۶۶۴ درجه سانتی‌گراد در فشار ۸/۸ کیلو بار است که معادل گرادیان زمین‌گرمایی نزدیک به ۲۳ درجه 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]-[۶۱]، 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 بیش‌تر 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 بیش‌تر 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 پارائز کانی‌شناسی آمفیبولیت پهنه‌های دگرگونی قاعده‌ای بعضی از مناطق افیولیتی مانند ترکیه، دستخوش شرایط دگرگونی رخساره شیب‌آبی نیز شده‌اند که بیان‌گر سرد شدن سریع سیستم فرورانش و یا هم-جواری پهنه‌های آمفیبولیت دگرگونی قاعده‌ای با قطعات شیب‌آبی تشکیل شده در سیستم فرورانش تکامل یافته است [۶۶]. حفظ پارائزهای دمای بالا و نبود شواهد رخساره دگرگونی شیب‌آبی در نمونه‌های دگرگونی قاعده‌ای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر، بیان‌گر عدم به‌زیراندگی پهنه دگرگونی در اعماق کانال فرورانش تکامل یافته و بالآمدگی سریع آنهاست.

همانند بسیاری از پهنه‌های دگرگونی قاعده‌ای، میزان فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی جنوب دهشیر بسیار بیش‌تر از ضخامت توالی افیولیتی هم‌جوار 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 سطحی‌تر پهنه قاعده‌ای جابه‌جا شده باشد.

چون دگرگونی قاعده‌ای ناشی از جای‌گزینی 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 نشان‌دهنده 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 سنگ‌های رسوبی و رسوبی-آتشفشانی دگرگون شده، نشان‌دهنده آن است که جایگاه شروع فرورانش نزدیک به جایگاه جزایر قوسی بوده است. از طرفی مطابق مدل ارائه شده به‌وسیله [۶۴]، چنان‌چه زایش افیولیت در یک پهنه فرورانش و جای‌گزینی آن در پهنه فرورانش مجزای جوان‌تر صورت گیرد پهنه دگرگونی قاعده‌ای تشکیل شده در شروع فرورانش کمی جوان‌تر 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.

نتیجه‌گیری

- با توجه به بررسی‌های صحرایی، میکروسکوپی، محاسبات دما-فشارسنجی و شیمی سنگ کل، در رابطه با سازوکار تشکیل و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی ملائز افیولیتی جنوب دهشیر این نتایج به دست آمده است:
۱. شواهد مکانی نزدیک با افیولیت‌های هم‌جوار و محاسبات دما-فشارسنجی بیان‌گر آن است که سنگ‌های دگرگونی ملائز افیولیتی جنوب دهشیر، معرف پهنه دگرگونی قاعده‌ای ایجاد شده در جایگاه شروع فرورانش هستند.
 ۲. حفظ پاراژنهای دمای بالا و نبود شواهد رخساره دگرگونی شیب‌آبی در نمونه‌های دگرگونی قاعده‌ای مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر، بیان‌گر عدم به زیرراندگی پهنه دگرگونی به اعماق کانال فرورانش تکامل یافته و بالآمدگی سریع آنها است.
 ۳. وجود سنگ‌های دگرگونی قاعده‌ای با پروتولیت رسوبی و رسوبی-آتشفشانی، نشان‌دهنده آن است که موقعیت شروع فرورانش نزدیک به جایگاه جزایر قوسی بوده است.
 ۴. شیمی سنگ کل ارتوآمفیولیت‌های مجموعه افیولیتی جنوب دهشیر نشان‌دهنده ژنز مرتبط با فرورانش آنها است. از این رو سیستم فرورانشی که منجر به جای‌گیری افیولیت و تشکیل ارتوآمفیولیت‌ها 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.
2. 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.
3. Searle M. P., Cox J. S., "Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite", *Geological Society of America Bulletin* 111 (1999) 104-122.
4. 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.
5. 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.
6. 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>.

7. 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.
8. Shafahii Moghadam H., Stern R. J., "Late cretaceous forearc ophiolites of Iran", *Island Arc* 20 (2011) 1-4.
9. Sabzehei M., "The Geological Map of Dehshir, 1:100000 Series: Tehran, Iran, Geological Survey of Iran", Sheet 6752, scale 1:100000 (1997).
10. 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.
12. Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", *Journal of Asian Earth Science* 26 (2006) 683-693.
13. 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.
14. 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.
15. 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.
17. 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 پلاژیوگرانییتی موجود در متاگابروهای مجموعه افیولیتی جنوب مهریز (جنوب غرب یزد)" *نشریه 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" *مجله علوم زمین* ۸۵ (۱۳۹۱)، ۲۴۱-۲۵۴.
20. Frey M., De Capitani C., Liou J. G., "A new petrogenetic grid for low-grade metabasites", *Journal of Metamorphic Geology* 9 (1991) 479-509.

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.
24. 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.
27. Schumacher J. C., "Appendix 2. The estimation of the proportion of ferric iron 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.
29. 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.
30. 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 Fe^{2+} 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.
34. Krogh Ravna E., "The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -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.

36. Berman R. G., Aranovich L. Y., Pattison D. R. M., "Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119 (1995) 30-42.
37. Ellis D. J., Green D. H., "An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 71 (1979) 13-22.
38. 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.
39. 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.
41. 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 rutile-bearing 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-trondhjemite-granodiorite 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.
50. 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.
51. Pearce J. A., Gale G. H., "Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks", Geological Society, Special Publlication 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.
53. 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"، مجله 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., Plümpner O., Gürer D., Brouwer F. M., Aldanmaz E., Kaymakçı N., "Dynamics of intra-oceanic 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.