

کاربردهای سنگ‌زایی شیمی کانی دیوپسیدیت‌های گوشته در بخش شرقی افیولیت سبزوار (شمال شرقی ایران مرکزی)

فاطمه رحمانی، موسی نقره‌ئیان*، محمدعلی مکی‌زاده

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

(دریافت مقاله: ۹۶/۴/۱۴، نسخه نهایی: ۹۶/۹/۱۴)

چکیده: در بخش شرقی افیولیت سبزوار در جنوب شرقی سلیمانیه، رگه‌هایی از دیوپسیدیت با رنگ سفید تا سبز کم‌رنگ و پهنای حدود ۱ تا ۱۵ سانتی متر درون هارزبورژیت‌های سرپانتینی‌شده گوشته وجود دارد. مرکز رگه‌ها اغلب همگن‌تر است، بافت گرانوبلاستیک دارد و بیشتر شامل کلینوپیروکسن است. مرز بین کلینوپیروکسن خالص و پریدوتیت میزبان معمولاً تدریجی است و بوسیله بافت‌ها و کانی‌های جایگزین مشخص می‌شود. هارزبورژیت میزبان نیز تاحدی دستخوش فرایند دیوپسیدی‌شدن شده است و لکه‌هایی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده و کلینوپیروکسن با میانبارهای سرپانتین در سنگ میزبان دیده می‌شود. مجموعه کانی‌ها، روابط صحرایی و ترکیب شیمیایی کانی‌های دیوپسیدیت‌های گوشته در بخش شرقی افیولیت سبزوار نشان می‌دهد که آن‌ها برآمده از گردش سیال‌های گرمایی دما بالای (۵۵۰-۹۰۰ درجه سانتیگراد) غنی از سیلیس، منیزیم، کلسیم، کربنات، سولفات و کلرید در گوشته بالایی هستند. این سیال‌ها پیش از رسیدن به گوشته، سنگ‌های غنی از پلاژیوکلاز (گابروهای پوسته پایینی) را شسته‌اند.

واژه‌های کلیدی: افیولیت؛ سبزوار؛ دیوپسیدیت؛ سنگ‌زایی؛ ایران مرکزی.

مقدمه

هورنبلندیت) در نظر گرفته شده‌اند. بر اساس پژوهش‌های انجام شده، چرخش سیال‌های دما بالا در پوسته پایینی و گوشته بالایی باعث شسته شدن و فراهم کردن عناصر برای تشکیل دیوپسیدیت و هورنبلندیت در شکستگی‌ها و درزه‌های موجود در بالاترین بخش گوشته شده است. بررسی‌ها نشان داده است که همه کانی‌های معمول و بدون آب آذرین شامل پیروکسن، الیون و پلاژیوکلاز می‌توانند از سیال‌های دما بالا با دمای بین مذاب‌های سیلیکاتی و آب ابر بحرانی (دمای بالاتر از ۳۷۴ درجه سانتیگراد) متبلور شوند [۱۱]. افیولیت سبزوار به عنوان بخشی از باقیمانده سنگ‌کره اقیانوسی نئوتیس بزرگترین و کاملترین مجموعه افیولیتی در شمال شرق ایران است. در جنوب شرقی سلیمانیه واقع در بخش شرقی افیولیت سبزوار

گردش سیال‌های گرمایی وابسته به آب دریا در پوسته اقیانوسی عامل اصلی تبادل گرما و تغییرات شیمیایی است [۲،۱]. بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان داده است که این سیال‌ها تا قاعده دایک‌های صفحه‌ای و بالاترین بخش توالی سنگ‌های درونی نفوذ کرده‌اند [۴،۳]. به تازگی مقالات متعددی در رابطه با نفوذ و گردش آب دریا و دگرگونی گرمایی در پوسته پایینی و بالاترین بخش گوشته اقیانوسی منتشر شده است [۵-۱۰]. در این مقالات، دیوپسیدیت و هورنبلندیت به عنوان فراورده‌های واکنش بین سنگ‌های پوسته پایینی و گوشته بالایی با سیال‌های گرمایی دما بالا (بیش از ۸۰۰ درجه سانتیگراد برای دیوپسیدیت و ۷۰۰-۸۵۰ درجه سانتیگراد برای

استاندارد داخلی در نظر گرفته شد. در هر مرحله تجزیه، نمونه استاندارد شیشه بازالتی BIR-1G به عنوان استاندارد خارجی تجزیه شد. به جز Cs و Rb، نتایج همخوانی خوبی با مقادیر این نمونه استاندارد [۱۴] نشان می‌دهند.

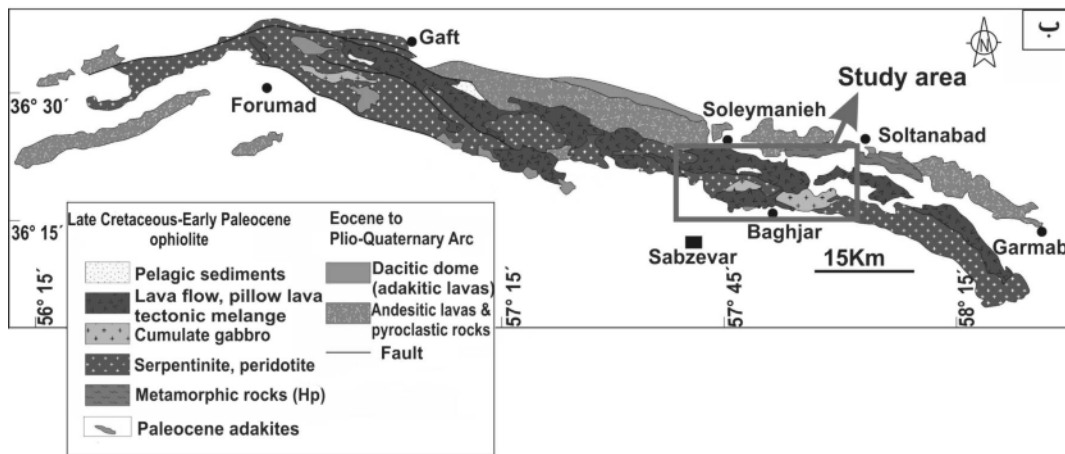
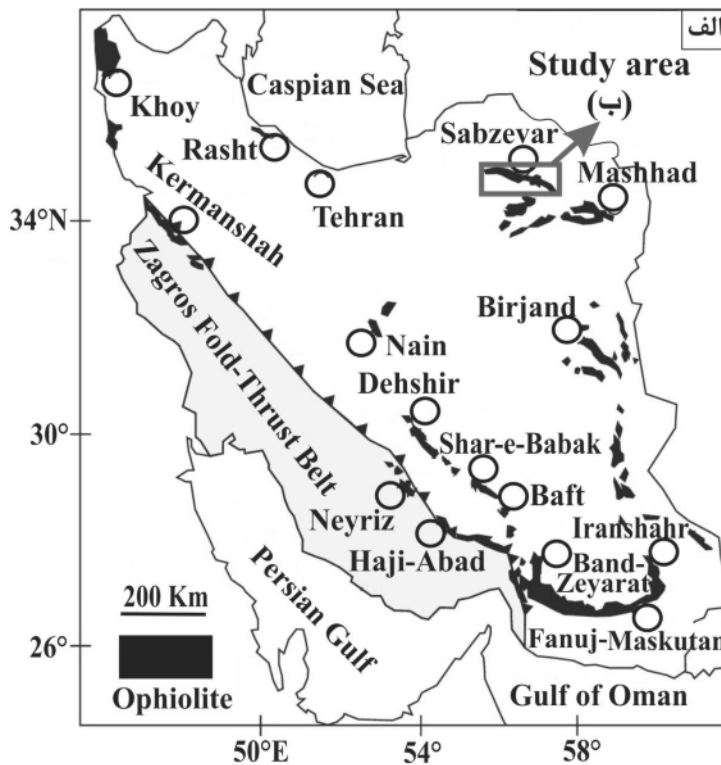
زمین‌شناسی عمومی منطقه

توالی افیولیتی سبزوار با روند تقریبی شرقی-غربی به طول ۱۵۰ و عرض ۳۰-۱۰ کیلومتر در شمال شرق ایران در شمال شهر سبزوار قرار دارد (شکل ۱ الف). بر اساس بررسی‌های انجام شده، شش مجموعه افیولیتی مربوط به زمان مزوزوئیک در شمال شرق ایران وجود دارد که افیولیت سبزوار بزرگترین و کامل‌ترین مجموعه افیولیتی منطقه است [۱۵]. این مجموعه‌های افیولیتی ویژگی‌های زمین‌ساختی مشابه دارند و مرز بین خرد قاره شرق-ایران مرکزی و صفحه توران (پهنه کپه داغ) را مشخص می‌کنند [۱۵-۱۸]. افیولیت سبزوار مشخص کننده بخشی از شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس (اقیانوس سبزوار) و جزئی از حلقه آمیزه افیولیتی اطراف خرد قاره شرق-ایران مرکزی است. بررسی‌های زمین‌گاه‌شناسی اخیر نشان می‌دهد که چنین حوضه‌های اقیانوسی در دو دوره عمده طی ژوراسیک پسین-کرتاسه پیشین و کرتاسه پسین تشکیل شده‌اند و بسته شدن این حوضه‌های اقیانوسی طی مزوزوئیک تا پالئوسن همراه با برخورد صفحه عربی با اوراسیا رخ داده است [۱۹-۲۸]. اگرچه توالی افیولیتی سبزوار مانند بیشتر مجموعه‌های افیولیتی ایران به صورت درهم ریخته است ولی شامل همه سنگ‌هایی است که مشخص کننده یک واحد افیولیتی کامل است (شکل ۱ ب). سنگ‌های گوشته‌ای این توالی بیشتر شامل هارزبورژیت و کمی دونیت و لرزولیت است. این سنگ‌ها گسترش زیادی دارند و بخش اصلی این توالی افیولیتی را تشکیل می‌دهند. عدسی‌های بزرگی از کرومیت در دونیت‌ها به‌ویژه در بخش غربی این توالی افیولیتی دیده می‌شود. در بعضی مناطق دایک‌های دیابازی، میکروگابروبی، پگماتوئیدی و آمفیبولیتی این پریدوتیت‌ها را قطع کرده‌اند که به‌طور جزئی به رودنژیت تبدیل شده‌اند. رگه‌هایی از پیروکسنیت نیز این پریدوتیت‌ها را قطع می‌کنند.

رگه‌هایی از دیوپسیدیت درون هارزبورژیت‌های گوشته دیده می‌شود. رگه‌های دیوپسیدیت احتمالاً نشان‌دهنده مسیر گردش سیال‌های گرمایی دما بالا هستند و با بررسی آن‌ها می‌توان ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی سیال‌های گرمایی وابسته را مشخص کرد. در این پژوهش، سنگ‌نگاری و شیمی‌کانی رگه‌های دیوپسیدیت و سنگ میزبان را شرح می‌دهیم و عملکرد گردش سیال‌های گرمایی دما بالا و دگرگونی گرمایی ناشی از آن را در بالاترین بخش گوشته اقیانوسی و پوسته پایینی بررسی می‌کنیم.

روش بررسی

پس از بازدیدهای صحرایی و نمونه‌برداری، به منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی، از نمونه‌های دیوپسیدیت، هارزبورژیت‌های میزبان و گابروهای منطقه مقاطع نازک تهیه شد. سپس جهت تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها از نمونه‌های مناسب مقاطع نازک صیقلی تهیه گردید و تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها توسط دستگاه ریزپردازنده الکترونی JEOL مدل Cameca SX-100 با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵kV، جریان ۲۰nA و زمان شمارش ۱۵-۲۰ ثانیه در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. با این روش، ترکیب عناصر اصلی و فرعی کانی‌ها مشخص شد. داده‌های خام با برنامه ZAF تصحیح شدند. در محاسبه Fe^{2+} و Fe^{3+} برای به دست آوردن فرمول ساختاری کانی‌ها از روش ارائه شده توسط دروپ [۱۲] استفاده شد. مخفف‌های به کار برده شده برای نام کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۳] است. برای اندازه‌گیری عناصر خاکی نادر و کمیاب کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز موجود در دیوپسیدیت‌ها و هارزبورژیت میزبان تجزیه فرساینده لیزری-طیف سنجی جرمی-گسیل پلاسمای جفت شده القایی (LA-ICP-MS) بر این کانی‌ها انجام شد. این تجزیه توسط دستگاه لیزر Excimer, 193 nm به همراه طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی مدل Agilent 8800 QQQ در انجمن علوم زمین آندالوزیا (دانشگاه گرادانا-اسپانیا) انجام گرفت. قطر نقطه تجزیه در حدود ۸۵ میکرومتر بوده است. برای واسنجی همه نمونه‌ها، مقدار ^{29}Si به عنوان



شکل ۱ (الف) جایگاه افیولیت سبزوار بر نقشه پراکندگی افیولیت‌های مزوزوئیک در ایران، برگرفته از مرجع [۲۷] با اندکی تغییرات. (ب) نقشه زمین‌شناسی ساده از نوار افیولیتی شمال سبزوار بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سبزوار [۲۹] و فرومد [۳۰]، برگرفته از مرجع [۲۸] با اندکی تغییرات.

شمالی توالی بیرون‌زدگی دارند و به صورت بالشی و توده‌ای دیده می‌شوند. سنگ‌های رسوبی افیولیت سبزوار نیز شامل آهک‌های فسیل‌دار لجه‌ای و چرت‌های رادیولاریت است که همراه با سنگ‌های آتشفشانی به صورت بین‌لایه‌ای بخش آتشفشانی-رسوبی توالی را می‌سازند. همچنین در مجموعه افیولیتی سبزوار توده‌هایی از سنگ‌های دگرگونی شامل شیست سبز، میکا شیست، شیست آبی، آمفیبولیت، گرانولیت و مرمر وجود دارد که بیشتر در بخش مرکزی و شرقی توالی واقع

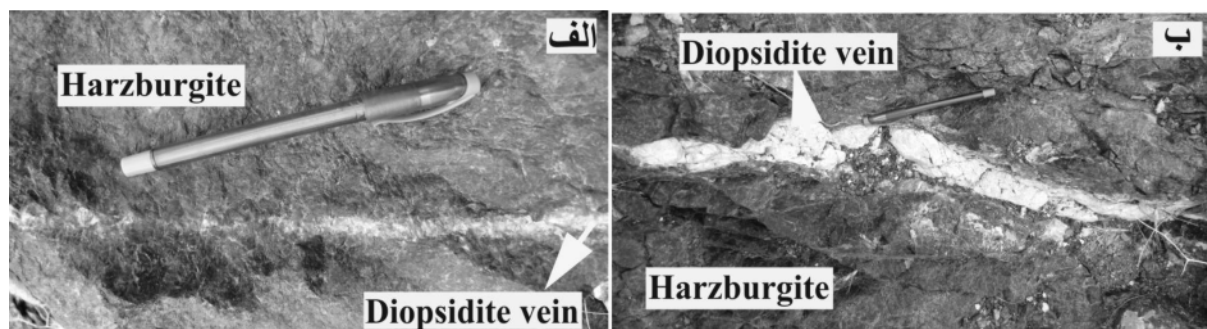
پریدوتیت‌های گوشته‌ای تا حد زیادی به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند و بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد که سایر سنگ‌های افیولیت سبزوار درون این پریدوتیت‌های سرپانتینی شده شناور هستند. بخش پوسته‌ای این توالی افیولیتی شامل پریدوتیت‌های انباشت‌سنگ، گابروی لایه‌ای، گابروی همسانگرد، دایک‌های دلریتی-میکروگابرویی، پلاژیوگرانیت، دایک‌های صفحه‌ای، سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-رسوبی و رسوبی است. سنگ‌های آتشفشانی افیولیت سبزوار بیشتر در بخش

شده‌اند. پس از اینکه مشخص گردید که افیولیت‌ها قطعاتی از سنگ‌کره اقیانوسی هستند، علاقه به بررسی آن‌ها بسیار افزایش یافت. در واقع افیولیت‌ها مجموعه‌هایی هستند که با قسمت‌های عمیق پوسته اقیانوسی و گوشته بالایی منطبق بوده و به‌طور معمول غیر قابل دسترس هستند و می‌توان از آن‌ها اطلاعاتی در مورد سطوح اقیانوسی غیر قابل دسترس بدست آورد. در سال‌های اخیر، سنگ‌های فرامافیک گوشته‌ای موجود در مجموعه‌های افیولیتی موضوع بسیاری از پژوهش‌های مهم بوده‌اند. بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین-شیمیایی این سنگ‌ها اطلاعاتی را در رابطه با فرایندهای ذوب بخشی، درجه ذوب‌بخشی و تهی‌شدگی گوشته و همچنین واکنش‌های سنگ با مذاب و یا سیال‌ها، فعالیت دگرزه‌ادی گوشته، ناهمگنی گوشته و محیط زمین‌ساختی اصلی (پهنه‌های فرافروانش یا پشته‌های میان اقیانوسی) که مجموعه افیولیتی در آن تشکیل شده است فراهم می‌کنند که می‌تواند در درک بیشتر چگونگی تکوین و تکامل چنین مجموعه‌هایی مورد استفاده قرار گیرد. در این پژوهش ما با بررسی ویژگی‌های سنگ‌نگاری و شیمی کانی رگه‌های دیوپسیدیت و هارزبورژیت میزبان، بخشی از عملکرد گردش سیال‌های گرمایی دما بالا و فعالیت دگرزه‌ادی برآمده از آن را در گوشته بالایی بیان می‌کنیم.

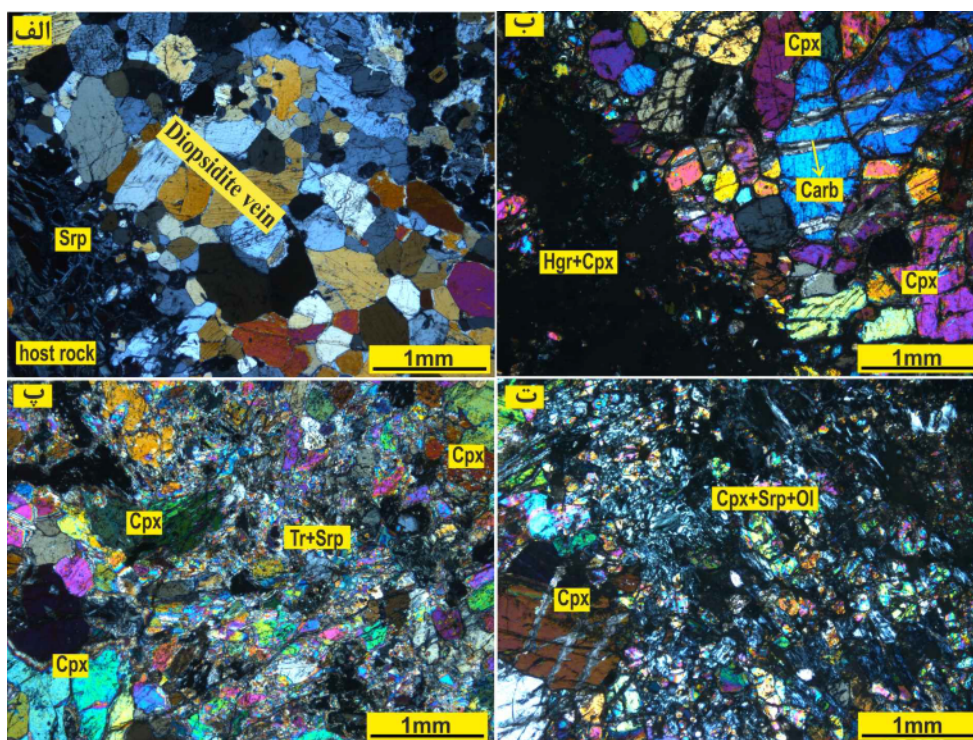
روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

در جنوب شرقی سلیمانیه واقع در بخش شرقی افیولیت سبزوار (شکل ۱ ب) رگه‌هایی از دیوپسیدیت با رنگ سفید تا سبز کم‌رنگ با پهنای حدود ۱-۱۵ سانتی‌متر در هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده گوشته وجود دارد (شکل ۲). بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که این رگه‌ها، شبکه‌ای از درزه‌های پیشین هستند که توسط فراورده‌های تبلور، برآمده از گردش مذاب یا سیال در این شکستگی‌ها، پر شده‌اند. مرز این رگه‌ها با سنگ میزبان واضح تا کمی تدریجی است و پهنای منطقه

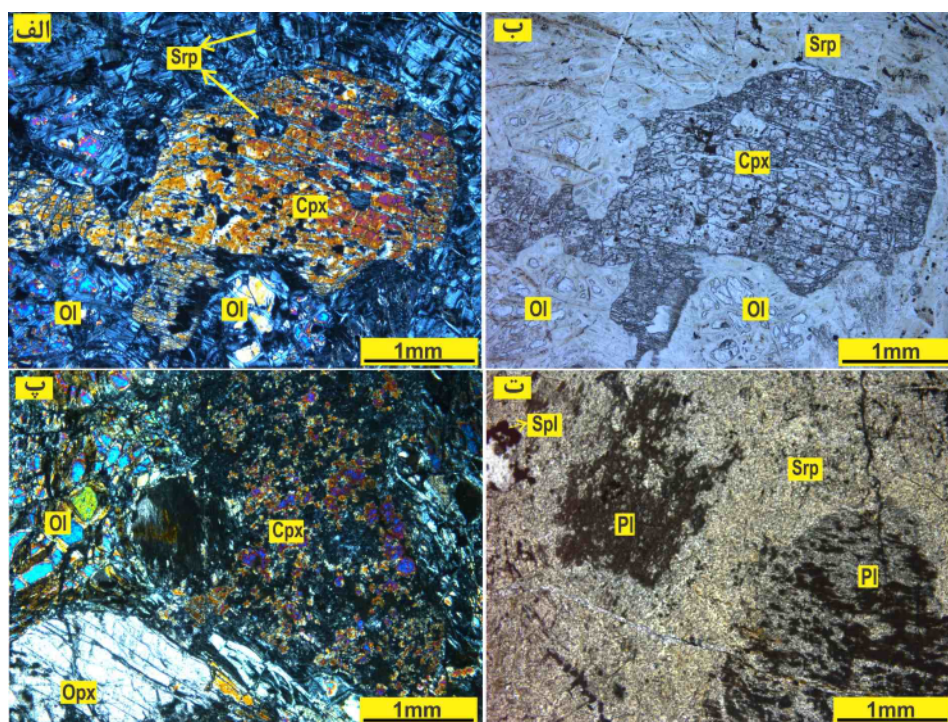
انتقال از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر تغییر می‌کند. رگه‌ها بافت‌هایی مشابه اسکارن‌ها در هاله‌های دگرگونی مجاورتی و یا رودنژیت‌های موجود در توده‌های سرپانتینی شده دارند. مرکز رگه‌ها گرانوبلاستیک نشان می‌دهد و بیشتر شامل کلینوپیروکسن است که توسط رگه‌های کربنات قطع شده است (شکل‌های ۳ الف و ب). مرز بین کلینوپیروکسن خالص و پریدوتیت میزبان معمولاً تدریجی است و بوسیله بافت‌ها و کانی‌های جایگزین مشخص می‌شود. این مرز یک منطقه کم و بیش گسترش یافته شامل ریزبلورهای از الیوین، کلینوپیروکسن، سرپانتین، کلریت، کربنات و ترمولیت با بافت الیافی و تنش آواری است (شکل‌های ۳ پ و ت). در بعضی موارد یک دیواره غنی از پلاژیوکلاز در کناره رگه‌ها دیده می‌شود و پلاژیوکلازها بیشتر به هیدروگراسولار تبدیل شده‌اند. این مشابه رودنژیتی شدن دیوپسیدیت‌ها و تشکیل رودنژیت‌های نوع ۲ در افیولیت عمان است [۶]. درجه رودنژیتی شدن از کناره رگه به سمت مرکز کاهش می‌یابد، به‌طوری که در محل تماس با هارزبورژیت میزبان هیچ پلاژیوکلازی دیده نمی‌شود و کاملاً به هیدروگراسولار تبدیل شده است (شکل ۳ ب). به نظر می‌رسد که کلینوپیروکسن طی فرایند رودنژیتی شدن پایدارتر است و به صورت دانه‌های کوچک در بین هیدروگراسولارها پراکنده است. هارزبورژیت میزبان بر اساس جایگاه و نزدیکی به رگه‌ها درجات متفاوتی از دگرسانی را نشان می‌دهد، به‌طوری که در نزدیکی رگه‌ها سرپانتینی شدن شدیدتر است. افزون بر این، لکه‌هایی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز دگرسان شده و کلینوپیروکسن با میانبارهای سرپانتین در سنگ میزبان دیده می‌شود (شکل‌های ۴ الف-ت). در این پژوهش، این پریدوتیت‌ها در مقایسه با هارزبورژیت‌های معمول تهی‌شده گوشته به عنوان هارزبورژیت غنی‌شده رده‌بندی شده است. این واحدها همچنین بوسیله رگه‌هایی از کابرونوریت پگماتوئیدی قطع شده‌اند.



شکل ۲ تصاویر صحرایی از رگه‌های دیوپسیدیت درون هارزبورژیت سرپانتینی شده در جنوب شرقی سلیمانیه.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از رگه‌های دیوپسیدیت: (الف) بافت گرانوبلاستیک کانی‌های کلینوپیروکسن در مرکز رگه. (ب) بافت گرانوبلاستیک در مرکز رگه و دیواره غنی از پلاژیوکلاز که به هیدروگراسولار تبدیل شده است. (پ و ت): بافت تنش آواری و الیافی در کنار رگه. علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس مرجع [۱۳] است.



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از هارزبورژیت میزبان رگه‌های دیوپسیدیت (هارزبورژیت غنی‌شده) (الف-پ) لکه‌های کلینوپیروکسن درشت‌بلور با میانبرهای سرپانتین در هارزبورژیت میزبان (تصویر ب در نور PPL تهیه شده است). (ت) لکه‌های پلاژیوکلاز دگرسان شده در هارزبورژیت میزبان در نور PPI. علائم اختصاری کانی‌ها بر اساس مرجع [۱۳] است.

شیمی کانی

است (جدول‌های ۱ و ۳). با وجود این، کالینوپروکسن موجود در همه نمونه‌ها از نوع دیوپسید $(\text{Wo}_{44.90-46.57} \text{En}_{49.04-49.98})$ ($\text{Mg\#} = 100 * \text{Mg/Mg} + \text{Fe}^{2+}$) بسیار بالا (۹۷/۸۷-۹۵/۷۶) است، در حالی که مقدار آلومینیوم، سدیم، تیتان و کروم آن‌ها بسیار پایین است.

عناصر اصلی: داده‌های حاصل از تجزیه ریزپردازشی و LA-ICP-MS دیوپسیدیت‌ها نشان می‌دهد که ترکیب کالینوپروکسن در نمونه‌های مختلف و حتی کالینوپروکسن‌های در یک مقطع میکروسکوپی بسیار متغیر

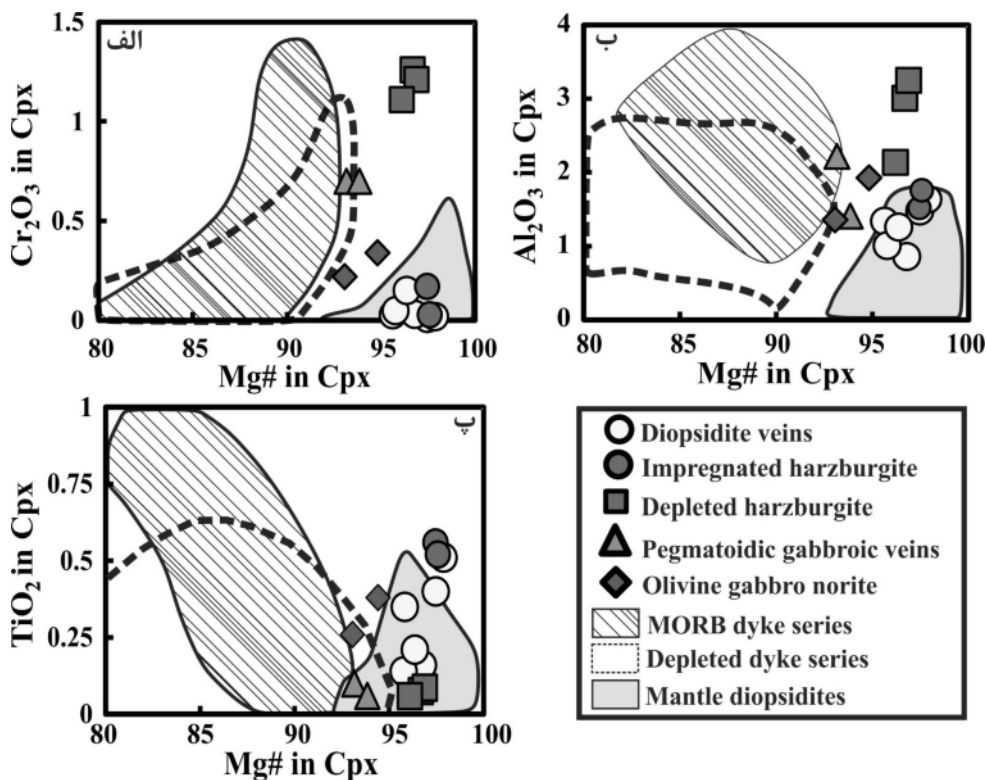
جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی کالینوپروکسن (Cpx) و آمفیبول (Amp) در سنگ‌های مورد بررسی و محاسبه اعضای پایانی و فرمول ساختاری آن‌ها به ترتیب بر پایه ۶ و ۲۳ اتم اکسیژن. IHz: هارزبورژیت غنی‌شده، Di: دیوپسیدیت، DHZ: هارزبورژیت تهی‌شده، Pg-vein: رگه گابرونوریت پگماتوئیدی و Ol-Ga-Nr: الیون گابرونوریت.

سنگ‌شناسی	Di	Di	Di	Di	Di	Di	IHz	IHz	DHz	DHz	DHz	Pg-vein	Pg-vein	Ol-Ga-Nr	Ol-Ga-Nr	Di	Di	
کانی	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Amp	Amp	
شماره نمونه	P-7	P-7	P-7	P-7	P-7	P-7	P-7	P-7	P-7	DU2-1	DU2-1	DU2-1	P6-1	P6-1	g-75	g-75	P-7	P-7
شماره نقطه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸
SiO ₂ (wt.%)	۵۲/۲۵	۵۳/۱۱	۵۴/۰۰	۵۴/۱۲	۵۴/۴۶	۵۴/۲۱	۵۳/۶	۵۲/۶۶	۵۳/۵	۵۳/۲۹	۵۳/۴۴	۵۲/۹۸	۵۴/۲۳	۵۲/۱۱	۵۲/۳	۵۷/۲۳	۵۷/۲۲	
TiO ₂	۰/۴۰	۰/۵۱	۰/۳۵	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۵۶	۰/۵۲	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۳۸	۰/۲۶	۰/۱۵	۰/۰۵	
Al ₂ O ₃	۱/۴۸	۱/۶۴	۱/۳۴	۱/۸۶	۱/۰۱	۱/۲۶	۱/۵۲	۱/۷۶	۳/۰۱	۳/۲۵	۲/۰۹	۲/۲۲	۱/۴۱	۱/۹۳	۱/۳۶	۱/۱۴	۱/۰۴	
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۰۱	۱/۲۶	۱/۲۱	۱/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۳۴	۰/۲۲	۰/۰۵	۰/۰۸	
FeO	۳/۲	۳/۰۶	۳/۰۵	۲/۲۸	۲/۲۴	۲/۳۹	۳/۰۵	۳/۱	۱/۰۵	۱/۰۶	۱/۲۳	۲/۹۵	۲/۸	۶/۱۲	۵/۱۴	۲/۴۴	۲/۴۹	
MnO	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۶	۰	۰	۰/۱۶	۰/۱۴	۰	۰		
MgO	۱۸/۰۸	۱۸/۲	۱۸/۴	۱۸/۱۵	۱۸/۴۱	۱۸/۲۷	۱۸/۱۶	۱۸/۰۹	۱۷/۱۷	۱۷/۵۴	۱۷/۰۱	۱۷/۱۷	۱۷/۴۶	۱۷/۰۷	۱۶/۴۴	۲۳/۲۲	۲۳/۳۸	
CaO	۲۳/۲۴	۲۳/۲۲	۲۳/۱۱	۲۳/۸۵	۲۳/۶	۲۳/۵۳	۲۳/۵۱	۲۳/۰۶	۲۴/۵	۲۴/۳۱	۲۴/۸۸	۲۳/۰۴	۲۴/۳۱	۲۱/۸	۲۳/۵۷	۱۳/۶۲	۱۳/۴۹	
Na ₂ O	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۲۳	۰/۱۲	۰/۲۶	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۵	
K ₂ O	۰/۰۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰	۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰	۰	۰/۰۵		
مجموع	۹۹/۹۳	۹۹/۹۷	۱۰۰/۴۷	۹۹/۹۶	۱۰۰/۰۵	۱۰۰/۲۵	۱۰۰/۸۴	۹۹/۷۷	۱۰۰/۷۱	۱۰۰/۸۹	۱۰۰/۵۹	۹۹/۳۹	۱۰۰/۸۷	۹۹/۹۰	۹۹/۷۲	۹۸/۱۸	۹۸/۰۵	
Si	۱/۹۴۲	۱/۹۳۵	۱/۹۵۳	۱/۹۷۲	۱/۹۷۲	۱/۹۶۱	۱/۹۳۷	۱/۹۲۴	۱/۹۲۴	۱/۹۱۳	۱/۹۴۰	۱/۹۴۰	۱/۹۵۵	۱/۹۰۸	۱/۹۲۶	۷/۸۱۳	۷/۸۰۷	
Al ^{IV}	۰/۰۵۷	۰/۰۶۴۶	۰/۰۴۶۵	۰/۰۲۸	۰/۰۲۸	۰/۰۳۸	۰/۰۶۲	۰/۰۷۶	۰/۰۷۵	۰/۰۸۶	۰/۰۵۹	۰/۰۵۹	۰/۰۴۴	۰/۰۸۳۲	۰/۰۵۹۳	۰/۱۸۳	۰/۱۶۷	
Al ^{VI}	۰/۰۰۵۸	۰/۰۰۵	۰/۰۱۰	۰/۰۰۹	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۵۲۳	۰/۰۵۱	۰/۰۳۰	۰/۰۳۶	۰/۰۱۵	۰	۰	۰	۰	
Fe ³⁺	۰/۰۷۱	۰/۰۷۱	۰/۰۴۶	۰/۰۳۶	۰/۰۲۴	۰/۰۳۵	۰/۰۶۶	۰/۰۷۰	۰	۰/۰۰۱	۰	۰/۰۲۱	۰/۰۲۲	۰/۱۳۲	۰/۰۹۰	۰/۰۹۵	۰/۱۲۴	
Cr	۰/۰۰۳	۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۳۶	۰/۰۳۴	۰/۰۳۲	۰/۰۲۰	۰/۰۲۰	۰/۰۱۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	
Ti	۰/۰۱۱	۰/۰۱۴	۰/۰۰۹	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۱۵	۰/۰۲۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۱۰	۰/۰۰۷	۰/۰۱۵	۰/۰۰۵	
Fe ²⁺	۰/۰۲۵	۰/۰۲۱	۰/۰۴۵۹	۰/۰۳۲	۰/۰۴۴	۰/۰۳۷	۰/۰۲۵	۰/۰۲۴	۰/۰۳۱	۰/۰۳۰	۰/۰۳۷	۰/۰۶۹	۰/۰۶۱	۰/۰۵۳	۰/۰۶۸	۰/۱۸۲	۰/۱۶۰	
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰	۰	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰	۰		
Mg	۰/۹۸۳	۰/۹۸۸	۰/۹۹۲	۰/۹۸۶	۰/۹۹۳	۰/۹۸۵	۰/۹۷۸	۰/۹۸۵	۰/۹۲۰	۰/۹۳۹	۰/۹۲۰	۰/۹۳۷	۰/۹۳۸	۰/۹۶۶	۰/۹۰۷	۴/۷۱۷	۴/۷۵۶	
Ca	۰/۹۰۸	۰/۹۰۶	۰/۸۹۵	۰/۹۳۱	۰/۹۱۵	۰/۹۱۲	۰/۹۱۰	۰/۹۰۲	۰/۹۴۴	۰/۹۳۵	۰/۹۶۸	۰/۹۰۳	۰/۹۳۹	۰/۸۵۵	۰/۹۳۵	۱/۹۸۸	۱/۹۷۲	
Na	۰/۰۱۶	۰/۰۱۶	۰/۰۱۵	۰/۰۱۳	۰/۰۱۱	۰/۰۱۶	۰/۰۱۹	۰/۰۱۷	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶	۰/۰۱۶	۰/۰۰۸	۰/۰۱۸	۰/۰۱۴	۰/۰۶۰	۰/۰۶۶	
K	۰/۰۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۰۹	۰	۰	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۰۹	۰	۰/۰۰۸		
مجموع	۴/۰۲	۴/۰۲	۴/۰۱	۴/۰۱	۴/۰۰	۴/۰۱	۴/۰۲	۴/۰۲	۳/۹۹	۴/۰۰	۳/۹۹	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۴	۴/۰۲	۱۵/۰۶	۱۵/۰۷	
Wo	۴۵/۳۰	۴۵/۲۳	۴۴/۹۰	۴۶/۵۷	۴۶/۰۴	۴۵/۹۳	۴۵/۵۲	۴۵/۱۵	۴۹/۶۲	۴۸/۹۱	۵۰/۰۳	۴۶/۴۰	۴۷/۶۶	۴۲/۱۲	۴۶/۳۰			
En	۴۹/۰۴	۴۹/۳۳	۴۹/۷۵	۴۹/۳۲	۴۹/۹۸	۴۹/۶۲	۴۸/۹۳	۴۹/۲۸	۴۸/۳۹	۴۹/۱۰	۴۷/۶۰	۴۸/۱۲	۴۷/۶۳	۴۷/۵۹	۴۴/۹۴			
Fs	۴/۸۳	۴/۶۲	۴/۶۰	۳/۴۶	۳/۴۰	۳/۶۳	۴/۵۸	۴/۷۰	۱/۷۷	۱/۸۴	۲/۰۲	۴/۶۲	۴/۲۷	۹/۳۷	۸/۰۴			
Ac	۰/۸۱	۰/۸۱	۰/۷۳	۰/۶۳	۰/۵۶	۰/۸۱	۰/۹۴	۰/۸۵	۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۳۲	۰/۸۳	۰/۴۲	۰/۹۱	۰/۷۱			
Mg#	۹۷/۴۶	۹۷/۸۷	۹۵/۶۲	۹۶/۷۸	۹۵/۷۶	۹۶/۳۶	۹۷/۴۴	۹۷/۵۸	۹۶/۶۷	۹۶/۸۷۷	۹۶/۱۰	۹۳/۱۶	۹۳/۸۴	۹۴/۸۱	۹۳/۰۶	۹۶/۲۷	۹۶/۷۵	

Note: FeO* = FeO total; Mg# = 100*Mg/(Mg + Fe2+).

مقایسه با کلینوپیروکسن موجود در هارزبورژیت تهی‌شده (نمونه DU-2-1)، مقدار Al_2O_3 و Cr_2O_3 کمتر و TiO_2 بالاتر دارند (شکل ۵). آمفیبول معمولاً در مرکز رگه‌های دیوپسیدیت وجود ندارند و در کناره رگه‌ها در محل تماس با سنگ میزبان همراه با ریزیلورهای الیوین، پیروکسن و سرپانتین دیده می‌شود. این آمفیبول‌ها عدد منیزیوم بالایی دارند (۹۶/۲۷-۹۶/۷۵) و ترکیب آن‌ها ترمولیت است. پلاژیوکلاز موجود در دیواره رگه‌های دیوپسیدیت غنی از کلسیم است (An_{98.09}) (۹۸.۶۴). مقدار آنورتیت این پلاژیوکلازها با پلاژیوکلاز موجود در الیوین گابرونوریت انباشتی پوسته پایینی منطقه (نمونه g-75 با An_{91.32-92.71}) متفاوت است (جدول ۲). پلاژیوکلازهای موجود در رگه‌های دیوپسیدیت و هارزبورژیت میزبان بیشتر به هیدروگراسولار تبدیل شده‌اند. منیزیوم و آهن موجود در هیدروگراسولار برآمده از دگرسانی پلاژیوکلاز دیوپسیدیت‌ها در مقایسه با هیدروگراسولار هارزبورژیت غنی‌شده بسیار کمتر است (جدول ۲).

مقدار Al_2O_3 آن‌ها از ۰/۸۶ تا ۱/۶۴ درصد وزنی، TiO_2 از ۰/۱۴ تا ۰/۵۱ درصد وزنی و Cr_2O_3 از ۰ تا ۰/۱۵ درصد وزنی تغییر می‌کند. علاوه بر این، عدد منیزیوم این دیوپسیدها از کلینوپیروکسن موجود در الیوین گابرونوریت انباشتی پوسته پایینی (نمونه g-75 با عدد منیزیوم ۹۳/۰۶-۹۴/۸۱) و کلینوپیروکسن رگه گابرونوریت پگماتوئیدی در هارزبورژیت گوشته منطقه (نمونه P-6 با عدد منیزیوم ۹۳/۱۶-۹۳/۸۴) نیز بالاتر است. در نمودار Mg# نسبت به Al_2O_3 ، TiO_2 و Cr_2O_3 این پیروکسن‌ها در گستره کلینوپیروکسن دیوپسیدیت‌های گوشته [۵] قرار می‌گیرند (شکل ۵) و ترکیب عناصر اصلی این کلینوپیروکسن‌ها با ترکیب این کانی در سنگ‌های آذرین متفاوت است و خارج از گستره پیروکسن موجود در دایک‌های مافیک قطع کننده پریدوتیت‌های گوشته قرار می‌گیرد [۳۱]. این شواهد خاستگاه ماگمایی را برای تشکیل کلینوپیروکسن در دیوپسیدیت‌ها رد می‌کند. ترکیب شیمیایی لکه‌های کلینوپیروکسن موجود در هارزبورژیت غنی-شده مشابه ترکیب این کانی در رگه‌های دیوپسیدیت است و در



شکل ۵ نمودار Mg# نسبت به Cr_2O_3 (الف)، Al_2O_3 (ب) و TiO_2 (پ) برای کلینوپیروکسن در دیوپسیدیت‌ها، هارزبورژیت غنی‌شده، الیوین گابرونوریت پوسته پایینی، رگه گابرونوریت پگماتوئیدی در هارزبورژیت گوشته و هارزبورژیت تهی‌شده در منطقه مورد بررسی. ترکیب عناصر اصلی کلینوپیروکسن دیوپسیدیت‌ها و هارزبورژیت غنی‌شده با ترکیب این کانی در سنگ‌های آذرین متفاوت است و خارج از گستره پیروکسن موجود در دایک‌های مافیک قرار می‌گیرد [۳۱]. گستره دیوپسیدیت‌های گوشته برگرفته از مرجع [۵] است.

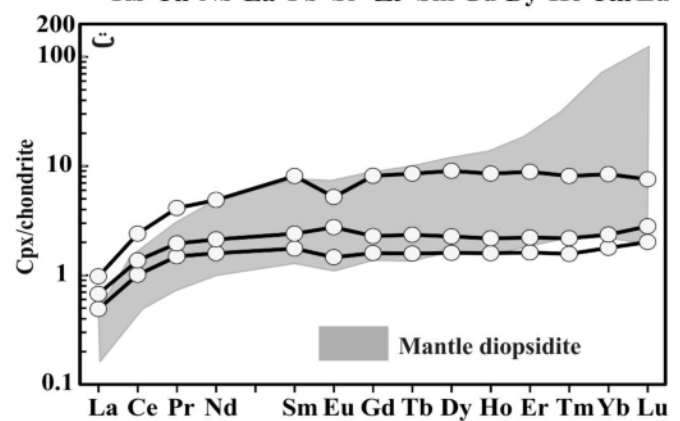
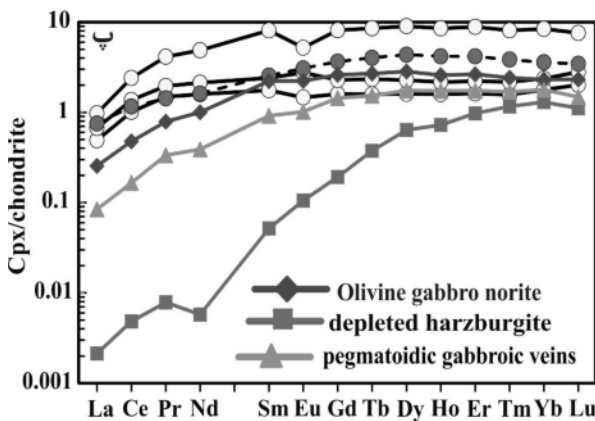
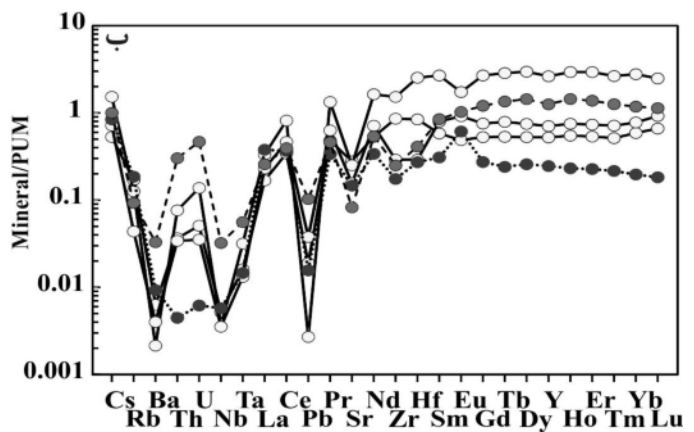
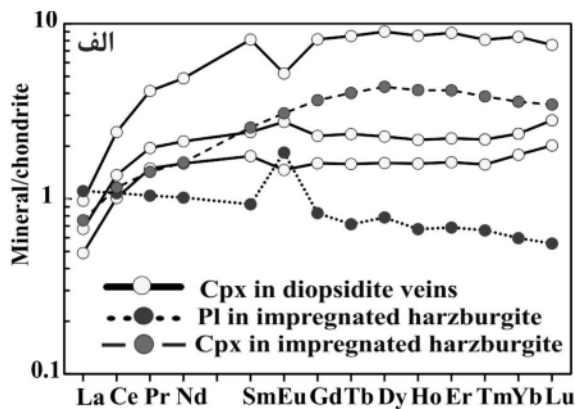
جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازشی پلاژیوکلاز (Pl) و هیدروگراسولار (Hgr) در سنگ‌های مورد بررسی و محاسبه اعضای پایانی و فرمول ساختاری آنها، به ترتیب بر پایه ۸ و ۱۲ اتم اکسیژن. IHZ: هارزبورژیت غنی‌شده، Di: دیوپسیدیت و Ol-Ga-Nr: الیون گابرونوریت.

سنگ‌شناسی	Di	Di	Ol-Ga-Nr	Ol-Ga-Nr	سنگ‌شناسی	Di	Di	IHZ	IHZ
کانی	Pl	Pl	Pl	Pl	کانی	Hgr	Hgr	Hgr	Hgr
شماره نمونه	P-7	P-7	g-75	g-75	شماره نمونه	P-7	P-7	P-7	P-7
شماره نقطه	۴	۵	۱	۲	شماره نقطه	۹	۱۰	۲۴	۲۵
SiO ₂ (wt.%)	۴۲٫۲۱	۴۲٫۶۳	۴۵٫۴	۴۴٫۶۵	SiO ₂ (wt.%)	۲۹٫۶۸	۳۰٫۷۵	۳۱٫۱۳	۳۰٫۴۳
TiO ₂	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰	TiO ₂	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Al ₂ O ₃	۳۵٫۸۱	۳۶٫۲۹	۳۴٫۶۴	۳۴٫۷۴	Al ₂ O ₃	۲۱٫۴۶	۲۱٫۳۶	۱۸٫۲۹	۲۱٫۳۲
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳
FeO*	۰٫۳۱	۰٫۳۷	۰٫۲۳	۰٫۳۵	FeO*	۱٫۲۲	۱٫۳۹	۹٫۹۳	۵٫۹۱
MnO	۰	۰	۰	۰	MnO	۰	۰	۰	۰
MgO	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰	MgO	۱٫۲۵	۰٫۸۲	۴٫۷۷	۲٫۲۴
CaO	۲۰٫۱۷	۲۰٫۵۸	۱۸٫۲۶	۱۸٫۸۷	CaO	۳۶٫۸۷	۳۷٫۶۳	۲۸٫۲	۳۱٫۷۵
Na ₂ O	۰٫۲۱	۰٫۱۵	۰٫۹۲	۰٫۸۲	Na ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵
K ₂ O	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰	K ₂ O	۰	۰	۰	۰
مجموع	۹۹٫۸۳	۱۰۰٫۱۹	۹۹٫۶۸	۹۹٫۴۳	مجموع	۹۰٫۵	۹۲٫۰۳	۹۲٫۴	۹۱٫۷۴
Si	۲٫۰۱	۱٫۹۸	۲٫۰۹۵	۲٫۰۶۹	Si	۲٫۵۴۰	۲٫۵۸۷	۲٫۶۰۹	۲٫۵۶۳
Ti	۰٫۰۰۱	۰	۰٫۰۰۲	۰	Al ^{IV}	۰٫۴۵۹	۰٫۴۱۲	۰٫۳۹۰	۰٫۴۳۶
Al	۱٫۹۶۶	۱٫۹۹۱	۱٫۸۸۶	۱٫۸۹۸	Al ^{VI}	۱٫۷۱۳	۱٫۷۱۴	۱٫۴۵۳	۱٫۷۰۳
Fe ³⁺	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۷	Ti	۰	۰٫۰۰۲۵	۰٫۰۰۰۶	۰٫۰۰۰۶
Mn	۰	۰	۰	۰	Cr	۰	۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱
Mg	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۷	۰	Fe ³⁺	۰٫۰۸۷	۰٫۰۹۷	۰٫۴۸۰	۰٫۲۶۳
Ca	۱٫۰۰۶	۱٫۰۲۶	۰٫۹۰۳	۰٫۹۳۷	Fe ²⁺	۰	۰	۰٫۲۱۶	۰٫۱۵۳
Na	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۳	۰٫۰۸۲	۰٫۰۷۴	Mg	۰٫۱۵۹	۰٫۱۰۴	۰٫۵۹۶	۰٫۲۸۱
K	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰	Ca	۳٫۳۸۱	۳٫۳۹۲	۲٫۵۳۲	۲٫۸۶۵
مجموع	۵٫۰۱۲	۵٫۰۲۵	۴٫۹۹۸	۵٫۰۰۵	مجموع	۸٫۳۴۱	۸٫۳۱۰	۸٫۲۸۲	۸٫۲۶۹
Ab	۱٫۸۴	۱٫۳۰	۸٫۳۳	۷٫۲۹	آندرادیت	۵٫۱۵	۵٫۶۷	۲۷٫۶۲	۱۵٫۳۹
An	۹۸٫۰۹	۹۸٫۶۴	۹۱٫۳۲	۹۲٫۷۱	گروسولار	۸۸٫۵۶	۹۰٫۳۰	۴۹٫۳۹	۷۳٫۵۲
Or	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۳۶	۰	بیروپ	۶٫۲۷	۴٫۰۲	۲۲٫۸۴	۱۰٫۹۷

*FeO: FeO کل

مشابهی دارد (شکل ۶ پ). این کانی‌ها در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۳۲]، بی‌هنجاری مثبت برای Nd، U و Pr و بی‌هنجاری منفی برای Sr، Nb، Ba و Pb نسبت به عناصر مجاور نشان می‌دهند (شکل ۶ پ). کلینوپیروکسن هارزبورژیت غنی‌شده در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت روند افزایشی از عناصر خاکی نادر سبک تا سنگین نشان می‌دهد (شکل ۶ الف) و نسبت به کلینوپیروکسن هارزبورژیت‌های معمول گوشته (هارزبورژیت تهی‌شده) بسیار غنی‌تر است (شکل ۶ پ). در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای این کانی، Nd و Pr نسبت به عناصر مجاور خود بی‌هنجاری مثبت دارند، در حالی که Sr، Nb، Ba، Zr و Pb بی‌هنجاری منفی نشان می‌دهند (شکل ۶ پ). پلاژیوکلاز هارزبورژیت غنی‌شده در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت روند کاهشی از عناصر خاکی نادر سبک تا سنگین دارد و بی‌هنجاری مثبت Eu نشان می‌دهد (شکل ۶ الف).

عناصر کمیاب و خاکی نادر: الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۳۲] برای کلینوپیروکسن دیوپسیدیت‌ها تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک و افزایش یکنواخت از La تا Sm نشان می‌دهد. آن‌ها الگوی صاف تا کمی متغیر از Gd تا Lu دارند. افزون بر این، کلینوپیروکسن در رگه‌های دربردارنده پلاژیوکلاز (P-7-1 و P-7-3) بی‌هنجاری منفی Eu و در رگه‌های بدون پلاژیوکلاز (P-7-4) بی‌هنجاری مثبت Eu نشان می‌دهد (شکل ۶ الف). با این وجود، مقدار عناصر خاکی نادر در کلینوپیروکسن‌های درون یک رگه، در یک مقطع میکروسکوپی بسیار متفاوت است (P-7-1 و P-7-3). ترکیب کلینوپیروکسن در رگه‌های دیوپسیدیت مورد بررسی در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت در گستره دیوپسیدیت‌های گوشته [۸] قرار می‌گیرد (شکل ۶ ت) و نسبت به کلینوپیروکسن رگه‌های گابرونوریت پگماتوئیدی در هارزبورژیت گوشته و الیون گابرونوریت انباشت سنگ پوسته پایینی از عناصر خاکی نادر سبک غنی‌تر است، در حالی که مقدار عناصر خاکی نادر متوسط و سنگین بیشتر یا



شکل ۶ (الف) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجارشده به کندریت [۳۲] برای کلینوپیروکسن دیوپسیدیت‌ها و کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هارزبورژیت غنی شده. (ب) نمودار عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (PUM) [۳۲] برای کلینوپیروکسن دیوپسیدیت‌ها و کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هارزبورژیت غنی شده. (پ) مقایسه ترکیب کلینوپیروکسن دیوپسیدیت‌ها و هارزبورژیت غنی شده با کلینوپیروکسن در الیون گابرونوریت پوسته پایینی، رگه گابرونوریت پگماتوئیدی در هارزبورژیت گوشته و هارزبورژیت تهی شده. (ت) نمودار عناصر خاکی نادر بهنجارشده به کندریت [۳۲] برای کلینوپیروکسن دیوپسیدیت‌های مورد بررسی در مقایسه با دیوپسیدیت‌های گوشته [۸].

که ترکیب شیمیایی آن به عضو پایانی کلسیم دار نزدیک است (دارای تقریباً ۹۸ درصد آنورتیت) که با ترکیب پلاژیوکلاز در سنگ‌های آذرین متفاوت است [۵]. ویژگی‌های بافتی شامل بافت الیافی، وجود دیوپسیدیت‌های ریز در زمینه سرپانتین و تغییرات در اندازه بلورها به هسته بندی و تبلور سریع اشاره دارد. این شرایط بافتی همراه با ناهمگنی‌های شیمیایی مشاهده شده در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده شرایط عدم تعادل هنگام تشکیل دیوپسیدیت‌هاست. ویژگی‌های شیمیایی غیرماگمایی کانی‌ها، مشخصه‌های بافتی و نمودهای صحرایی پیشنهاد می‌کند که رگه‌های دیوپسیدیت به احتمال زیاد نتیجه فعالیت دگرنهادی ناشی از گرم شدن مجدد سنگ میزبان در حضور سیال‌ها هستند.

بحث و بررسی

ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در دیوپسیدیت‌های گوشته مورد بررسی به عضو پایانی منیزیم‌دار نزدیک است (دارای عدد منیزیم بیش از ۹۵ درصد)، در حالی که مقدار آل‌منیوم، سدیم، تیتان و به‌ویژه کروم آن‌ها بسیار پایین است. ترکیب عناصر اصلی این کلینوپیروکسن‌ها مشابه کلینوپیروکسن دیوپسیدیت‌های گوشته [۵] بوده و با ترکیب این کانی در سنگ‌های آذرین متفاوت است (شکل ۵). این کلینوپیروکسن‌ها همچنین بی‌هنجاری مثبت یا منفی در Eu نشان می‌دهند و تغییر ترکیب کلینوپیروکسن از یک نمونه نسبت به نمونه دیگر و حتی در یک مقطع میکروسکوپی (به‌ویژه در مورد عناصر خاکی نادر و کمیاب) دیده می‌شود (جدول ۳). کناره بعضی از رگه‌های دیوپسیدیت شامل آنورتیت به عنوان کانی اصلی است

جدول ۳ نتایج تجزیه LA-ICP-MS کلینوپیروکسن (Cpx) و پلاژیوکلاز (Pl) در سنگ‌های مورد مطالعه. IHz: هارزبورژیت غنی شده، Di: دیوپسیدیت، Pg-vein: رگه گابرونوریت پگماتوئیدی، DHZ: هاربورژیت تهی شده، Ol-Ga-Nr: الیونین گابرونوریت.

سنگ‌شناسی	IHz	IHz	Di	Di	Di	Pg-vein	DHz	Ol-Ga-Nr
کانی	Pl	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
شماره نمونه	P-7	P-7	P-7	P-7	P-7	P6-1	DU2-1	g-75
شماره نقطه	۲	۵	۱	۳	۴	۱	۱	۲
Li (ppm)	۰٫۲۲۰۰	۰٫۷۰۰۰	۰٫۲۲۱۰	۰٫۳۳۶۰	۰٫۳۱۵۰	۲٫۵۳۰۰	۳٫۵۸۰۰	۰٫۶۸۷۰
Sc	۰٫۷۹۰۰	۲۷٫۹۰۰	۰٫۸۴۰۰	۷٫۳۰۰۰	۱٫۴۰۰۰	۲۷٫۴۸۰	۲۴٫۱۲۰	۴۱٫۸۰۰
Cs	۰٫۰۲۷۰	۰٫۰۳۲۰	۰٫۰۱۷۰	۰٫۰۴۹۰	۰٫۰۲۳۰	۱٫۴۰۰۰	۰٫۰۱۹۰	۰٫۰۰۲۰
Rb	۰٫۱۱۸۰	۰٫۰۵۹۰	۰٫۰۸۰۰	۰٫۰۸۰۰	۰٫۰۲۸۰	۱٫۴۰۰۰	۰٫۰۳۸۰	۰٫۰۱۷۰
Ba	۰٫۰۶۵۰	۰٫۲۳۰۰	۰٫۰۴۴۰	۰٫۰۱۵۰	۰٫۰۲۸۰	۰٫۱۸۰۰	۰٫۰۳۹۰	۰٫۰۶۸۰
Th	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۲۵۷	۰٫۰۰۳۱	۰٫۰۰۶۵	۰٫۰۰۳۰	۰٫۰۰۳۴	۰٫۰۰۴۴	۰٫۰۰۱۷
U	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۹۸	۰٫۰۰۱۰	۰٫۰۰۳۰	۰٫۰۰۰۷	۰٫۰۰۰۸	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۳
Nb	۰٫۰۰۴۱	۰٫۰۲۳۰	۰٫۰۰۳۷	۰٫۰۰۲۶	۰٫۰۰۲۵	۰٫۰۰۱۵	۰٫۰۰۳۶	۰٫۰۰۴۴
Ta	۰٫۰۰۰۶	۰٫۰۰۲۳	۰٫۰۰۰۷	۰٫۰۰۱۳	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۰۰۷
La	۰٫۲۶۰۰	۰٫۱۷۷۰	۰٫۱۱۵۲	۰٫۲۲۹۰	۰٫۱۵۸۱	۰٫۰۲۰۰	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۶۰۰
Ce	۰٫۶۵۰۰	۰٫۷۰۰۰	۰٫۶۱۰۰	۱٫۴۵۰۰	۰٫۸۲۵۰	۰٫۱۰۰۰	۰٫۰۰۳۰	۰٫۲۸۸۰
Pb	۰٫۰۰۳۰	۰٫۰۱۹۰	۰٫۰۰۳۵	۰٫۰۰۰۵	۰٫۰۰۰۷	۰٫۰۲۳۰	۰٫۰۲۷۰	۰٫۰۱۶۲
Pr	۰٫۰۹۳۰	۰٫۱۲۷۰	۰٫۱۳۳۰	۰٫۳۶۸۰	۰٫۱۷۴۰	۰٫۰۳۰۰	۰٫۰۰۰۷	۰٫۰۷۰۴
Sr	۳٫۱۰۰۰	۱٫۷۴۱۰	۵٫۸۶۰۰	۵٫۳۰۰۰	۳٫۲۹۱۰	۲٫۰۳۰۰	۰٫۱۲۷۰	۴٫۳۵۰۰
Nd	۰٫۴۶۰۰	۰٫۷۳۰۰	۰٫۷۲۰۰	۲٫۲۱۰۰	۰٫۹۶۴۰	۰٫۱۷۶۰	۰٫۰۰۲۶	۰٫۴۵۴۰
Zr	۱٫۹۶۰۰	۲٫۸۰۰۰	۹٫۶۰۰۰	۱۷٫۱۰۰۰	۳٫۲۶۰۰	۰٫۵۶۷۰	۰٫۰۱۲۰	۱٫۶۸۰۰
Hf	۰٫۰۸۴۰	۰٫۱۲۷۰	۰٫۲۶۰۰	۰٫۷۸۳۰	۰٫۰۹۰۰	۰٫۰۳۶۰	۰٫۰۰۸۰	۰٫۰۷۹۰
Sm	۰٫۱۳۷۰	۰٫۳۷۶۰	۰٫۲۵۸۰	۱٫۱۹۴۰	۰٫۳۵۴۰	۰٫۱۳۵۰	۰٫۰۰۷۶	۰٫۳۲۷۲
Eu	۰٫۱۰۳۰	۰٫۱۷۲۵	۰٫۰۸۲۰	۰٫۲۹۱۰	۰٫۱۵۴۲	۰٫۰۵۷۰	۰٫۰۰۹۰	۰٫۱۲۵۰
Gd	۰٫۱۶۳۰	۰٫۷۱۹۰	۰٫۳۱۴۰	۱٫۶۰۰۰	۰٫۴۵۰۰	۰٫۲۸۳۰	۰٫۰۳۸۰	۰٫۵۱۲۰
Tb	۰٫۰۲۶۰	۰٫۱۴۶۱	۰٫۰۵۷۴	۰٫۳۰۹۰	۰٫۰۸۵۱	۰٫۰۵۶۰	۰٫۰۱۳۶۰	۰٫۰۹۸۰
Dy	۰٫۱۹۰۰	۱٫۰۵۹۰	۰٫۳۸۹۰	۲٫۱۹۰۰	۰٫۵۵۱۰	۰٫۴۲۴۰	۰٫۱۵۵۰	۰٫۶۹۰۰
Y	۱٫۱۲۰۰	۵٫۷۰۲۰	۲٫۳۸۰۰	۱۱٫۹۷۰۰	۳٫۲۱۰۰	۲٫۱۵۰۰	۱٫۰۴۶۰	۳٫۶۹۰۰
Ho	۰٫۰۳۸۰	۰٫۲۳۶۴	۰٫۰۹۰۰	۰٫۴۸۳۰	۰٫۱۲۳۰	۰٫۰۹۸۰	۰٫۰۴۱۱	۰٫۱۴۶۰
Er	۰٫۱۰۹۰	۰٫۶۶۲۰	۰٫۲۵۷۰	۱٫۴۱۰۰	۰٫۳۵۲۰	۰٫۲۷۷۰	۰٫۱۵۵۰	۰٫۴۲۰۰
Tm	۰٫۰۱۶۰	۰٫۰۹۳۱	۰٫۰۳۸۰	۰٫۱۹۶۰	۰٫۰۵۲۸	۰٫۰۴۱۰	۰٫۰۲۸۲	۰٫۰۵۸۴
Yb	۰٫۰۹۷۰	۰٫۵۸۳۰	۰٫۲۹۰۰	۱٫۳۷۰۰	۰٫۳۸۳۰	۰٫۲۹۰۰	۰٫۲۱۱۰	۰٫۳۷۴۰
Lu	۰٫۰۱۳۵	۰٫۰۸۴۰	۰٫۰۴۹۰	۰٫۱۸۴۰	۰٫۰۶۸۳	۰٫۰۳۶۰	۰٫۰۲۷۰	۰٫۰۵۶۴
Eu/Eu*	۲٫۰۹۰۰	۱٫۰۱۰۰	۰٫۸۷۰۰	۰٫۶۴۰۰	۱٫۱۷۰۰	۰٫۸۸۰۰	۱٫۰۶۰۰	۰٫۹۳۰۰
(La/Sm) _N	۰٫۲۷۹۹	۰٫۲۹۵۰	۰٫۲۷۹۸	۰٫۱۲۰۲	۰٫۲۷۹۹	۰٫۰۹۱۹	۰٫۰۴۱۲	۰٫۱۱۴۹
(La/Yb) _N	۰٫۲۸۵۸	۰٫۲۱۰۲	۰٫۲۷۵۰	۰٫۱۱۵۷	۰٫۲۸۵۸	۰٫۰۴۷۳	۰٫۰۱۰۶	۰٫۱۱۱۰
(Gd/Yb) _N	۰٫۹۷۱۱	۱٫۰۱۹۳	۰٫۸۹۴۹	۰٫۹۶۵۳	۰٫۹۷۱۱	۰٫۸۰۶۶	۰٫۱۴۸۴	۱٫۱۳۱۵

و همچنین فراوانی مودال آنورتیت به عنوان یک کانی غنی از کلسیم در بعضی از رگه‌های دی‌یوسیدیت و پریدوتیت میزبان پیشنهاد می‌کند که این سیال‌ها غنی از کربنات، کلرید و سولفات بوده‌اند و پیش از رسیدن به گوشته با سنگ‌های غنی از پلاژیوکلاز (گابروهای پوسته پایینی) واکنش داده‌اند. بالا بودن عدد منیزیم دی‌یوسیدها نشان دهنده واکنش سیال‌ها با پریدوتیت‌ها و سهم پریدوتیت‌ها در تشکیل دی‌یوسیدیت‌هاست. در منطقه مورد بررسی، هارزبورژیت میزبان نیز تا حدی دستخوش فرایند دی‌یوسیدی شدن شده است. وجود لکه‌های کلینوپیروکسن با میانبارهای سرپانتین در هارزبورژیت میزبان پیشنهاد می‌کند که دی‌یوسید به طور جزئی جایگزین سرپانتین برآمده از دگرسانی الیون شده است. این دی‌یوسید غنی از عناصر خاکی نادر است و در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه الگوی مشابه کلینوپیروکسن دی‌یوسیدیت‌ها دارد (شکل ۶ ب).

خاستگاه سیال‌های گرمایی شرکت کننده در تشکیل دی‌یوسیدیت‌ها و هورنبلندیت‌های گوشته و وابسته بودن آن‌ها به خاستگاه ماگمایی یا آب دریا مورد بحث قرار گرفته است [۶، ۸، ۱۰]. بررسی‌های اخیر بر ترکیب کانی‌های هورنبلندیت‌های گوشته در افیولیت نائین و حضور ۹۴ درصد حجمی کانی‌های آبدار اولیه، مشارکت سیالی با طبیعت آبدار را در تشکیل این سنگ‌ها پیشنهاد می‌کند [۱۰]. افزون بر این، بررسی ترکیب میانبارهای سیال در کانی‌های سازنده دی‌یوسیدیت‌های گوشته و پوسته در افیولیت عمان [۳۵] نشان می‌دهد که سیال حبس شده در این کانی‌ها طبیعت آبدار دارد و دارای مقدار قابل توجهی سدیم و ریزیلورهای از کلسیت و آنهدریت است. بر اساس این بررسی‌ها یک خاستگاه وابسته به آب دریا برای این سیال‌های گرمایی محتمل‌تر به نظر می‌رسد. در اثر نفوذ آب دریا به سمت پایین گرم شده و در دمای حدود ۴۰۰ درجه سانتیگراد (کمتر از دمای بحرانی آب) شناور شده و به طرف بالا برمی‌گردد [۳۶]. این بدین معنی است که آب دریا فقط می‌تواند تا عمق کمتر از منطقه عدسی‌های مذاب در محور پشته‌های میان اقیانوسی نفوذ کند. اما ورود سیال‌های گرمایی ناشی از آب دریا به منطقه حضور عدسی‌های مذاب در محل محور پشته‌های میان اقیانوسی باعث بالا رفتن دمای آن‌ها در گستره بالاتر از نقطه بحرانی آب می‌شود [۳۵]. این سیال ابر بحرانی دما بالا (دمای حدود ۸۰۰ درجه سانتیگراد) قابلیت

بر اساس یافته‌های پیتون و همکاران [۵] دی‌یوسیدیت‌های گوشته نشان دهنده رد پای گردش سیال‌های گرمایی دما بالا و غنی از کلسیم، کربنات و احتمالاً سیلیس در گوشته بالایی هستند که پیش از نفوذ به گوشته، واحدهای سنگی غنی از پلاژیوکلاز را شسته‌اند (بوسیله بیهنجاری مثبت Eu تأیید می‌شود). کلینوپیروکسن هارزبورژیت معمول گوشته در منطقه مورد بررسی از عناصر خاکی نادر بسیار تهی شده است، در حالی که کلینوپیروکسن‌های رگه‌های دی‌یوسیدیت و هارزبورژیت غنی شده نسبتاً غنی از عناصر خاکی نادر هستند. آن‌ها همچنین نسبت به کلینوپیروکسن رگه‌های گابرونوریت پگماتوئیدی در هارزبورژیت گوشته و الیون گابرونوریت پوسته پایینی از عناصر خاکی نادر غنی‌تر هستند (شکل ۶ پ)؛ به‌ویژه یکی از نمونه‌ها (P-7-3) نسبت به سایرین از عناصر خاکی نادر غنی‌تر است (جدول ۳). این نشان دهنده جایجایی عناصر خاکی نادر بوسیله سیال‌های گرمایی دما بالاست، که این توسط دیگران نیز تأیید شده است [۳۳]. سیال‌های گرمایی دما بالا و غنی از یون‌های کلرید (Cl^-)، کربنات (CO_4^{2-}) و سولفات (SO_4^{2-}) می‌توانند عناصر خاکی نادر (به‌ویژه عناصر خاکی نادر سنگین) را با تشکیل همبافت انتقال دهند [۸].

معمولاً می‌توان بر پایه مجموعه کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی دمای دگرگونی را تعیین کرد. تغییر مجموعه کانی‌ها در مرکز و کناره رگه‌های دی‌یوسیدیت نشان دهنده تغییر گسترده شرایط است. مجموعه ترمولیت-دی‌یوسید-سرپانتین در کناره بعضی از رگه‌ها نشان می‌دهد که دما ۵۵۰-۶۰۰ درجه سانتیگراد بوده است [۳۴]. در حالی که رگه‌هایی که بیشتر در مرکز از دی‌یوسید و در کناره از دی‌یوسید و آنورتیت تشکیل شده‌اند به ترتیب دماهای بالاتر از ۸۰۰ و ۹۰۰ درجه سانتیگراد را مشخص می‌کنند [۵]. مجموعه کانی‌ها دی‌یوسیدیت‌های مورد بررسی تأیید می‌کند که آن‌ها در اثر واکنش سیال‌های گرمایی با پریدوتیت‌های میزبان (هارزبورژیت) در دمای ۵۵۰-۹۰۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند. مجموعه کانی‌ها، روابط صحرایی و ترکیب عناصر اصلی کانی‌های دی‌یوسیدیت‌های گوشته در بخش شرقی افیولیت سبزوار نشان می‌دهد که آن‌ها از رسوب سیال‌های گرمایی دما بالای غنی از سیلیس، منیزیم و کلسیم تشکیل شده‌اند. غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر در کلینوپیروکسن‌های دی‌یوسیدیت و هارزبورژیت غنی شده، بی‌هنجاری مثبت Eu در بعضی از آن‌ها، وجود رگه‌های کربنات

نفوذ به بخش پایینی پوسته و گوشته بالایی را دارد [۱۰]. این نشان دهنده تشکیل دیوپسیدیت‌های گوشته در نزدیکی محور پشته‌های میان اقیانوسی و همزمان با فعالیت ماگمایی است [۳۵]. واکنش این سیال‌های گرمابی دما بالا با سنگ‌های مسیر باعث انحلال مقادیر قابل توجهی از ترکیبات سیلیکاتی و انتقال عناصر لازم برای تشکیل دیوپسیدیت‌ها به گوشته بالایی می‌شود. گردش سیال‌های گرمابی دما بالا در شکستگی‌ها و درزه‌های پیشین موجود در پریدوتیت‌های گوشته باعث تشکیل دیوپسیدیت‌ها در این شکستگی‌ها شده است. این درزه‌ها احتمالاً توسط فرایندهای زمین‌ساختی یا افزایش حجم ۱۵ درصدی ناشی از واکنش‌های سرپانتینی شدن در پریدوتیت‌های گوشته ایجاد شده‌اند [۱۰]. البته این افزایش حجم همچنین باعث محدود شدن سیال‌ها و جلوگیری از پخش شدن آن‌ها در فواصل دورتر می‌شود. احتمالاً این دلیل اندک بودن دیوپسیدیت‌ها در مجموعه‌های افیولیتی و منحصر بودن آن‌ها تنها به بالاترین بخش گوشته بالایی است [۵].

برداشت

در بخش شرقی افیولیت سبزوار رگه‌هایی از دیوپسیدیت در هارزبورژیت‌های سرپانتینی‌شده گوشته وجود دارد. ترکیب کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز موجود در رگه‌های دیوپسیدیت و هارزبورژیت میزبان در منطقه مورد بررسی خارج از گستره سنگ‌های مافیک و فرامافیک آذرین قرار می‌گیرند. این کلینوپیروکسن‌ها همچنین نسبت به کلینوپیروکسن هارزبورژیت معمول گوشته و سنگ‌های مافیک گوشته و پوسته پایینی از عناصر خاکی نادر غنی‌تر هستند و در نمودار عناصر خاکی نادر به‌نجار شده نسبت به کندریت در گستره دیوپسیدیت‌های گوشته قرار می‌گیرند که ناشی از گردش سیالات گرمابی دما بالا در گوشته بالایی در نظر گرفته شده‌اند. سیال‌های گرمابی دما بالا و غنی از یون کلرید، کربنات و سولفات می‌توانند عناصر خاکی نادر (به‌ویژه عناصر خاکی نادر سنگین) را با تشکیل همبافت انتقال دهند. مجموعه کانی‌ها، روابط صحرائی، ترکیب عناصر اصلی کانی‌های دیوپسیدیت‌های گوشته، وجود رگه‌های کربنات و غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر در دیوپسیدیت‌های دیوپسیدیت و هارزبورژیت غنی شده در بخش شرقی افیولیت سبزوار نشان می‌دهد که آن‌ها نتیجه گردش سیال‌های گرمابی دما بالای (۵۵۰-۹۰۰ درجه سانتیگراد) غنی از سیلیس، منیزیوم، کلسیم، کربنات، سولفات و کلرید در

گوشته بالایی هستند. بی‌هنجاری مثبت Eu در بعضی از دیوپسیدیت‌ها و همچنین فراوانی مودال آنورتیت به عنوان یک کانی غنی از کلسیم در بعضی از رگه‌های دیوپسیدیت و پریدوتیت میزبان پیشنهاد می‌کند که این سیال‌ها پیش از رسیدن به گوشته با سنگ‌های غنی از پلاژیوکلاز (گابروهای پوسته پایینی) واکنش داده‌اند. عدد منیزیوم بالا در دیوپسیدیت‌ها نشان دهنده واکنش سیال‌ها با پریدوتیت‌ها و سهم پریدوتیت‌ها در تشکیل دیوپسیدیت‌هاست. وجود لکه‌های کلینوپیروکسن با میانبراهای سرپانتین در هارزبورژیت میزبان پیشنهاد می‌کند که دیوپسید به‌طور جزئی جایگزین سرپانتین برآمده از دگرسانی الیون شده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله، از حمایت‌های دانشگاه اصفهان در انجام این پژوهش تشکر و قدردانی می‌کنند. همچنین از همکاری ارزنده پروفیسور کارلوس گریدو از انجمن علوم زمین آندالوزیا (دانشگاه گرانادا، اسپانیا) در زمینه انجام بخشی از تجزیه‌های این پژوهش سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

- [1] Crane K., Aikman F., Foucher J.P., "The distribution of geothermal fields along the East Pacific Rise from 13°10' N to 8°20' N: implications for deep seated origins", *Marine Geophysical Research* 9 (1988) 211–236.
- [2] Fouquet Y., Auclair G., Cambon P., Etoubleau J., "Geological setting and mineralogical and geochemical investigations on sulfide deposits near 13° N on the East Pacific Rise", *Marine Geology* 84 (1988) 145–178.
- [3] Nehlig P., Juteau T., "Deep crustal seawater penetration and circulation at ocean ridges: evidence from the Oman Ophiolite", *Marine Geology* 84 (1988) 209–228.
- [4] Vanko D.A., Laverne C., "Hydrothermal anorthitization of plagioclase within the magmatic/hydrothermal transition at mid-ocean ridges: examples from deep sheeted dikes (Hole 504B, Costa Rica Rift) and a sheeted dike root zone (Oman ophiolite)", *Earth and Planetary Science Letters* 162 (1998) 27–43.
- [5] Python M., Ceuleneer G., Ishida Y., Barrat J.A., Arai S., "Oman diopsidites: A new lithology diagnostic of very high temperature hydrothermal circulation in mantle peridotite below oceanic

- [16] Förster H., "Mesozoic–Cenozoic metallogenesis in Iran", *Journal of Geological Society London* 135 (1984) 443–455.
- [17] Sengor A.M.C., "A new model for the late Paleozoic–Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman", In: Robertson A.H.F., Searle M.P., Ries A.C., (Eds.), *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, Geological Society of London, Special Publication 49 (1990) 797–831.
- [18] Soffel H.C., Förster H.G., "Polar wander path of the Central-East- Iran Microplate including new results", *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie Monatshefte* 168 (1984) 165–172.
- [19] Shirdashtzadeh N., "Petrology of pillow lavas and amphibolites; and metamorphism in mantle peridotites of Nain and Ashin ophiolites", PhD Thesis, University of Isfahan (2014) 378p (In Persian).
- [20] Nasrabady M., "Petrology of metamorphic rocks of ophiolitic belt from northern Sabzevar", PhD Thesis, Tarbiat Moallem University (2009) 244p (In Persian).
- [21] 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.
- [22] Fotoohi Rad G.R., Droop G.T.R., Burges, R., "Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, Eastern Iran", *Geological Journal* 44 (2009) 104–116.
- [23] 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", *Comptes Rendus Geoscience* 49 (2009) 261–270.
- [24] Shojaat B., Hassanipak A.A., Mobasher K., Ghazi A.M., "Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran", *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (2003) 1053–1067.
- [25] Stampfli G.M. Borel G.D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", *Earth and Planetary Science Letters* 196 (2002) 17–33.
- [26] Shafaii Moghadam H., Corfu F., Chiaradia M., Stern R.J., Ghorbani G., "Sabzevar Ophiolite, NE Iran: Progress from embryonic oceanic lithosphere into magmatic arc constrained by new spreading centres", *Earth and Planetary Science Letters* 255 (2007) 289–305.
- [6] Python M., Yoshikawa M., Shibata T., Arai S., "Diopsidites and rodingites: Serpentinisation and Ca-Metasomatism in the Oman ophiolite mantle", In Srivastava, R. K., (Ed.), *Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation*, Springer, Berlin, Heidelberg (2011) 401–435.
- [7] Akizawa N., Arai S., Tamura A., Uesugi J., Python M., "Crustal diopsidites from the northern Oman ophiolite: Evidence for hydrothermal circulation through suboceanic Moho", *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 106 (2011) 261–266.
- [8] Akizawa N., Arai S., "Petrology of mantle diopsidite from Wadi Fizh, northern Oman ophiolite: Cr and REE mobility by hydrothermal solution", *Island Arc* 23 (2014) 312–323.
- [9] Arai S., Akizawa N., "Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: new behavior of Cr and chromite", *American Mineralogist* 99 (2014) 28–34.
- [10] Torabi G., Arai S., Morishita T., Tamura A., "Mantle hornblendites of Naein ophiolite (Central Iran): Evidence of deep high temperature hydrothermal metasomatism in an upper mantle section", *Petrology* 25, 1 (2017) 114–137.
- [11] McCollom T.M., Shock E.L., "Fluid–rock interactions in the lower oceanic crust: thermodynamic models of hydrothermal alteration", *Journal of Geophysical Research* 103, B1 (1998) 547–575.
- [12] Droop G.T., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, Using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine* 51 (1987) 431–435.
- [13] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95 (2010) 185–187.
- [14] Govindaraju K., "Compilation of working values and sample description for 383 geostandards", *Geostandards Newsletter XVIII*, Special Issue (1994) 1–158.
- [15] Lensch G., "Major element geochemistry of the ophiolites in northeastern Iran", In: Panayotou A., (Ed.), *Ophiolites: Proceedings of the International ophiolite Symposium Cyprus, Nicosia, Cyprus*, Geological Survey Department (1980) 398–401.

Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London, Special Publications 42 (1989) 313-345.

[33] Lieftink D. J., Nijland T. G., Maijer, C., "The behavior of rare-earth elements in high-temperature Cl-bearing aqueous fluids: Results from the Ødegårdens verk natural laboratory", Canadian Mineralogist 32 (1994) 149–58.

[34] Trommsdorff V., Connolly J.A.D., "Constraints on phase diagram topology for the system CaO-MgO-SiO-CO-HO", Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 1–7.

[35] Akizawa N., Tamura A., Fukushi K., Yamamoto J., Mizukami T., Python M., Arai S., "High-temperature hydrothermal activities around suboceanic Moho: An example from diopside and anorthosite in Wadi Fizh, Oman ophiolite", Lithos (2016).

<http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.012>

[36] German C.R., Lin J., "The thermal structure of the oceanic crust, ridge-spreading and hydrothermal circulation: How well do we understand their inter-connections", In: German C.R., Lin J., Parson L.M. (Eds.), Mid-ocean ridge: Hydrothermal interactions between the lithosphere and oceans, Geophysical Monograph Series 148, American Geophysical Union, Washington DC, USA (2004) 1–18.

isotopic and geochemical data", Lithos 210–211 (2014) 224–241.

[27] Shafaii Moghadam H., Corfu F., Stern R.J., "U-Pb zircon ages of Late Cretaceous Nain-Dehshir ophiolites, central Iran", Journal of the Geological Society 170 (2013) 175-184.

[28] Shafaii Moghadam H., Zaki Khedr M., Arai S., Stern R.J., Ghorbani G., Tamura A., Ottley C.J., "Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: A model for formation of podiform chromitites", Gondwana Research 27 (2015) 575-593.

[29] Majidi J., "Sabzevar 1:100,000 Geological Map and Report", Geological Survey and Mining Exploration of Iran (1999).

[30] Behroodi A., Omrauni G., "Forumad 1:100,000 Geological Map", Geological Survey and Mining Exploration of Iran (1999).

[31] Python M., Ceuleneer G., "Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of the Oman ophiolite", Geochemistry Geophysics Geosystem 4, 7 (2003) 8612.

[32] 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.),