

بررسی واکنش گدازه/سنگ، ذوب‌بخشی و خاستگاه پریدوتیت‌های کرمانشاه به کمک شواهد بافتی و شیمی کانی

علی مرادپور، رضا زارعی سهامیه*، احمد احمدی خلجی، رامین ساریخانی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

(دریافت مقاله: ۹۵/۱۲/۳، نسخه نهایی: ۹۶/۴/۲۶)

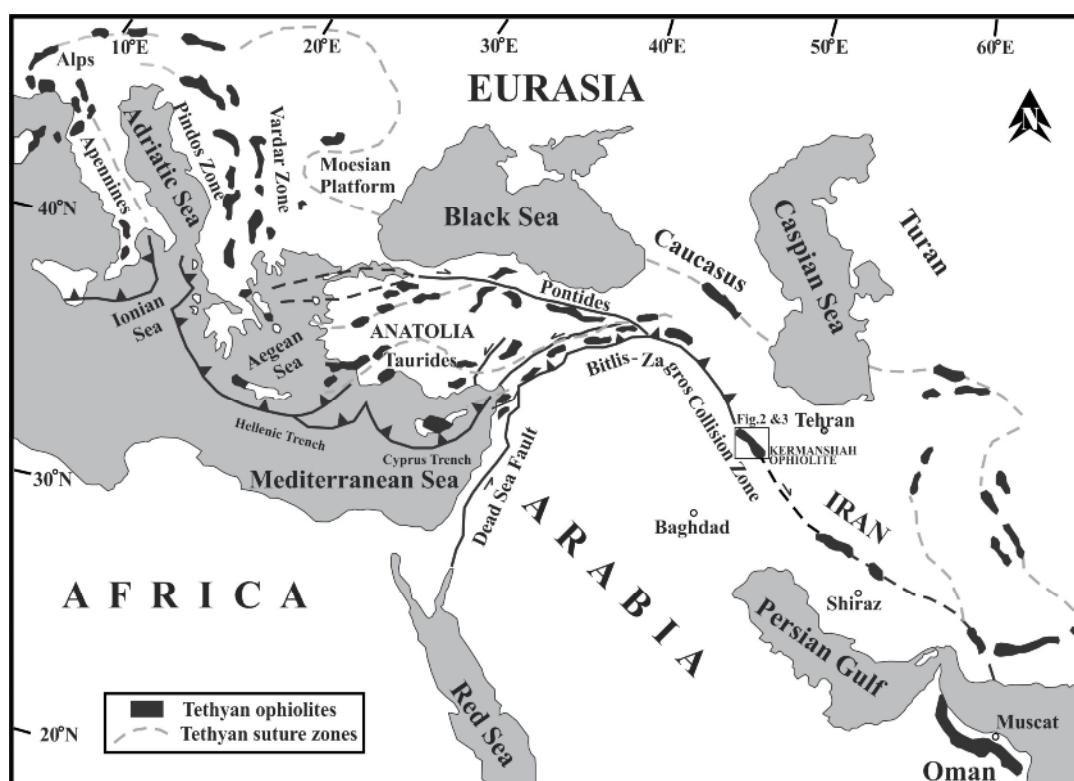
چکیده: افیولیت کرمانشاه واقع در کمربند افیولیتی بیرونی زاگرس با اجزاء مختلف گوشته‌ای و پوسته‌ای، بازمانده‌ای از شاخه جنوبی اقیانوس نئوتتیس در ایران به شمار می‌آید. نمودارهای تقسیم‌بندی کانی‌ها بیانگر ترکیب فورستریتی الیوین در دونیت، هارزبورژیت و لروولیت‌ها و ترکیب کریزولیتی الیوین در ورلیت‌ها و نیز برای ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن‌ها به ترتیب نشان دهنده ترکیب انستانتیتی و دیوپسید تا اوژیتی هستند. شواهد بافتی چون تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن و دانه‌های زنجیر مانند اسپینل در کانی‌های موجود در سنگ‌های فامافیک منطقه‌های صحنه، هرسین-نورآباد و میانراهان شواهدی از سرد شدن همراه با کاهش فشار، گدازه‌بخشی و واکنش مذاب/سنگ را نشان می‌دهند. مودال بسیار پایین کلینوپیروکسن، الیوین غنی از منیزیم و مقدار بالای $Cr\#$ و نسبت Cr/Al در اسپینل‌های مناطق مورد بررسی همگی نشان‌دهنده نرخ ذوب‌بخشی بالا برای هارزبورژیت و دونیت‌ها هستند. مقادیر FeO/MgO و TiO_2 ، Al_2O_3 محاسبه شده در گدازه مولد اسپینل‌ها و همه نمودارهای تعیین کننده محیط زمین‌ساختی ماگمایی نشان می‌دهند که پریدوتیت منطقه‌های مورد بررسی از ماگماهای بونینیتی جلوی قوس (مانند پیکریت‌ها و تولیت‌های جزایر قوسی) در موقعیت SSZ شکل گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: پریدوتیت گوشته‌ای، بونینیت، قوس، واکنش گدازه-سنگ، افیولیت کرمانشاه.

مقدمه

عربی و ایران و در امتداد پهنه خرد شده زاگرس رخنمون یافته‌اند [۲] (شکل ۱). افیولیت‌های زاگرس که در مناطقی چون سرو آباد، کرمانشاه، نیریز، بافت [۲-۴] و پنجوین-والش در عراق [۵] قرار دارند، تاریخی از همگرایی و زمین‌ساخت اقیانوس تتیس جنوبی مستقر بین سپر عربی (گندوانا) و پهنه قاره‌ای سنندج-سیرجان ایران را در خود دارند [۶]. با آنکه افیولیت‌های کرمانشاه از نظر چگونگی تشکیل همانند افیولیت‌های عمان در نظر گرفته شده‌اند [۶] اما با توجه به قرارگیری اجزاء سنگی در کنار هم، تا حد زیادی با دیگر افیولیت‌های کلاسیک تتیسی نظیر تروُدوس و عمان که چینه-شناسی اقیانوسی نسبتاً کاملی دارند، تفاوت دارند. شواهدی

سیستم کوهزایی مزوزوئیک و سنوزوئیک آلپ-همالیایا به عنوان یک سیستم کوهزایی کلاسیک برخورد قاره‌ای به شمار می‌آید [۱]. کمربند چین خورده-رورانده زاگرس که از مرز ایران-ترکیه تا شمال هرمز تداوم دارد، جزئی از این کمربند کوهزایی است. تکامل زمین‌دینامیکی کمربند فعال کوهزایی زاگرس که جدا کننده کرانه فعال شمالی (اوراسیایی) از کرانه غیر فعال جنوبی (عربی) است، بیشتر وابسته به باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس است. این کمربند کوهزایی با طولی معادل ۳۰۰۰ کیلومتر متشکل از سفره‌های کم عمق تا عمیق و دنباله‌های افیولیتی است که در اثر برخورد قاره‌ای بین آفریقا



شکل ۱ پراکندگی افیولیت‌های تتیسی در مناطق جوش خورده‌ی سیستم کوهزایی آلپ-همالیا، برگرفته از مرجع [۱] با اندکی تغییرات.

اثبات وقوع واکنش گدازه/سنگ و ذوب‌بخشی در خاستگاه ماگمای پدید آورنده این سنگ‌ها در افیولیت‌های غرب ایران (کرمانشاه) استفاده شود.

موقعیت زمین شناسی

در منطقه کرمانشاه از جنوب غرب به شمال شرق سه واحد ساختمانی اصلی وجود دارد که به ترتیب عبارتند از: کمربند چین خورده زاگرس، پهنه خرد شده همراه با افیولیت‌ها (زاگرس مرتفع) و پهنه سهندج - سیرجان. مجموعه افیولیتی کرمانشاه در بخش شمال غربی پهنه افیولیتی زاگرس و بین سیر عربی و پهنه سهندج- سیرجان واقع است.

این مجموعه افیولیتی به دو بخش مجزا قابل تفکیک است: مجموعه‌ی صحنه، هرسین- نورآباد در جنوب شرق و مجموعه- ی میانراهان در شمال غرب. مجموعه‌ی صحنه، هرسین- نورآباد با مختصات $34^{\circ} 10'$ تا $34^{\circ} 30'$ عرض شمالی و $47^{\circ} 30'$ تا $48^{\circ} 00'$ طول شرقی بیشتر متشکل از پریدوتیت و گابروهای است که توسط دایک‌ها مورد هجوم قرار گرفته و بوسیله گدازه‌های بالشی و جریان‌های بازالتی و همچنین سنگ آهک (واحد بیستون) پوشیده شده‌اند (شکل ۲، [۱۲]). در این

چون قطعات سنگی جدا شده و تکه تکه‌ی افیولیتی، گابروها و پریدوتیت‌های سرپانتینی که به صورت موضعی توسط دایک- های دلریتی مورد هجوم قرار گرفته‌اند و به ویژه روابط زمین- ساختی کامل بین انواع مختلف سنگ‌ها در افیولیت کرمانشاه همگی اشاره به این دارند که این مجموعه یک آمیزه افیولیتی زمین‌ساختی است. بنابراین، افیولیت کرمانشاه از نظر ساختمانی بیشتر به یک مجموعه افیولیتی تشکیل شده در منشورهای افزایشی [۷] شبیه است تا یک سفره زمین‌ساختی ساده فرارونده شده مانند عمان.

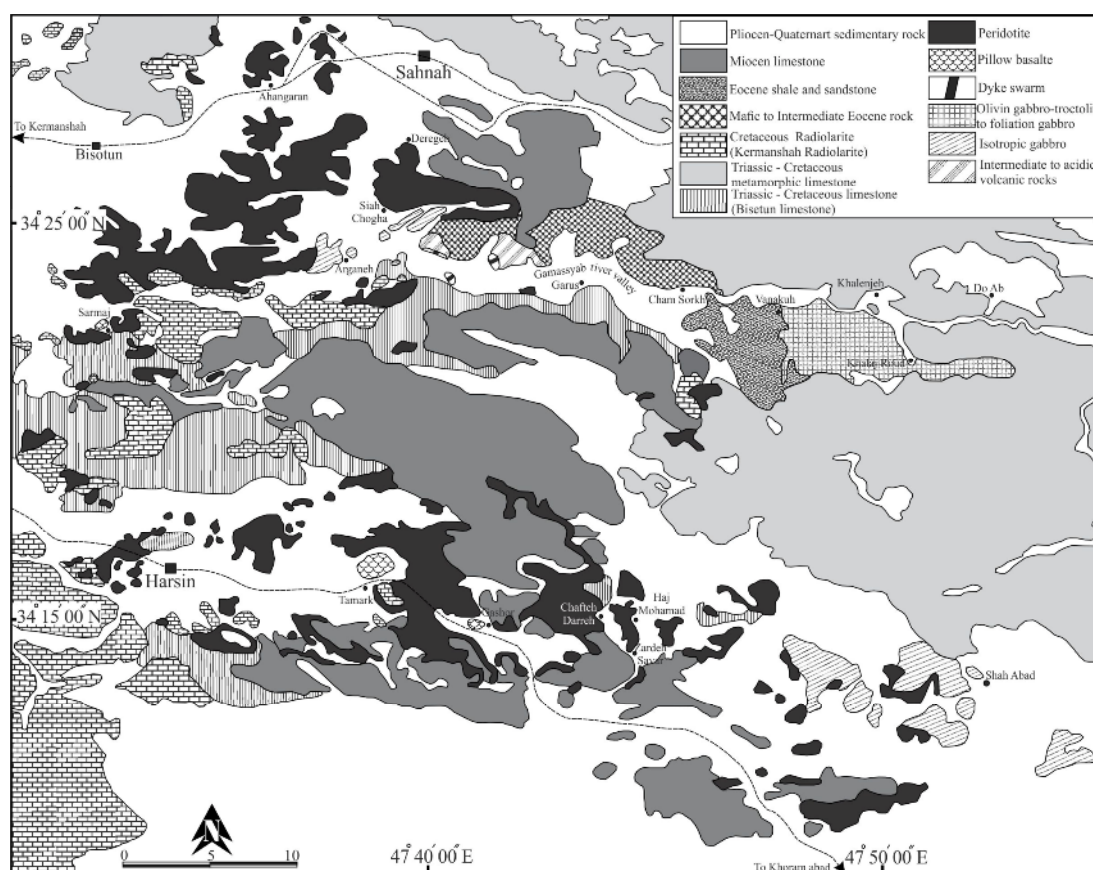
تاکنون بیشتر بررسی‌های انجام شده پیرامون افیولیت‌های کرمانشاه پیش از این در مناطق بین هرسین و صحنه متمرکز بوده‌اند [۴، ۳، ۸-۱۱]. از آنجا که با مطالعه‌ی پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت‌ها می‌توان اطلاعات مهمی در مورد فرآیندهای ذوب، تولید گدازه و حرکت سیال در گوه گوشته‌ای بخش‌های بالایی منطقه فروانش بدست آورد، لذا در این مقاله سعی شده است که علاوه بر شواهد و آثار بافتی و شیمی کانی موجود در فرامافیک‌های هرسین و صحنه، از داده‌های مربوط به پریدوتیت‌های محور هرسین- نورآباد و میانراهان که تاکنون مورد توجه قرار نگرفته‌اند، برای بررسی فرآیندهای سنگ‌زایی،

محدود است (شکل ۳). گدازه‌های بالشی موجود در منطقه بوسیله توده‌های نفوذی بزرگ گابرویی، دیوریتی، بازالت‌های پالئوسن-اوسن و رسوبات از هم مجزا شده‌اند. این رسوبات متشکل از مارن و سنگ آهک‌های سیلیسی هستند که از نظر فسیل‌شناسی سن پالئوسن-اوسن دارند [۱۴].

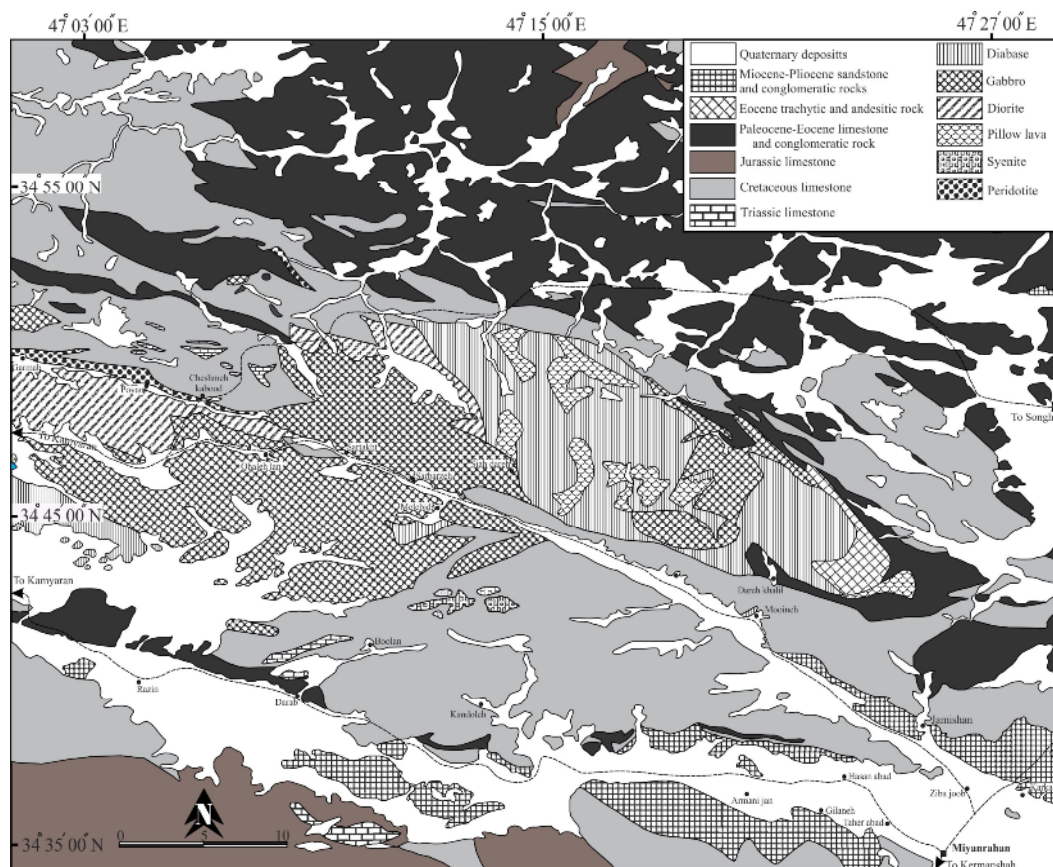
بیشترین فراوانی در سنگ‌های رسوبی موجود در مناطق هرسین، صحنه و میانراهان مربوط به رادیولاریت‌های دگرشکل شده، واحد بیستون و سازند قم است. رادیولاریت‌های به شدت تغییرشکل یافته بیشتر در منطقه هرسین- صحنه دیده می‌شوند (شکل ۲). در این مناطق واحد بیستون متشکل از ضخامت زیادی از کربنات کم عمق بوده و از نظر سنی دامنه‌ای از تریاس پسین تا کرتاسه پیشین-پسین را شامل می‌شود [۱۵]. سازند قم نیز که در گستره‌های مورد بررسی متشکل از کربنات‌های سکوی دریایی کم عمق با کنگلومرای قاعده‌ای است، سن الیگوسن تا اوایل میوسن دارد. این سازند بصورت ناپیوسته روی کل افیولیت‌های کرمانشاه قرار گرفته است [۲].

منطقه، دنباله گابرویی به دو صورت گابروهای پگماتوئیدی و گابروهایی با بافت برگوارگی دیده می‌شوند، که به ترتیب در شمال غرب و جنوب شرق منطقه رخنمون دارند. در هر دو نوع گابرو، تروکتولیت‌ها به صورت اجزائی کوچک قابل مشاهده هستند. هم‌تافت دایکی در چند رخنمون کوچک در امتداد رودخانه گاماسیاب دیده می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی بیشتر متشکل از گدازه‌های بالشی با بافت حفره‌دار و جریان‌های بازالتی هستند که در منطقه هرسین و در اطراف روستاهای گشور، تمرک و سرماج دیده می‌شوند.

مجموعه میانراهان با مختصات $34^{\circ} 35'$ تا $34^{\circ} 55'$ عرض شمالی و $47^{\circ} 00'$ تا $47^{\circ} 25'$ طول شرقی (شکل ۳، [۱۳]) شامل چندین ورقه رانده شده متشکل از پریدوتیت‌های سرپانتینی، گابرو، جریان‌های بازالتی و رسوبات فلیشی است. سنگ‌های فرامافیک که در بخش‌های غربی منطقه رخنمون دارند در برخی قسمت‌ها سرپانتینی شده‌اند. وسعت این سنگ‌ها در ورقه میانراهان به مراتب بسیار کمتر از ورقه هرسین- صحنه بوده و به اطراف روستاهای چشمه کبود و کره پویان



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی ساده شده مناطق صحنه، هرسین-نورآباد، برگرفته از مرجع [۱۲] با اندکی تغییرات.



شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه میانراهان، برگرفته از مرجع [۱۳] با اندکی تغییرات.

روش بررسی

به منظور بررسی پریدوتیت‌های گوشته‌ای در منطقه‌های صحنه، هرسین-نورآباد و میانراهان و تجزیه شیمی کانی‌ها تعداد ۱۰ مقاطع نازک صیقلی تهیه شد و کانی‌های موجود در آن‌ها شامل ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، الیوین و کروم اسپینل با استفاده از دستگاه تجزیه ریزپردازش الکترونی Cameca SX-100 در مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵kV و شدت جریان ۲۰nA بررسی شد. تفسیر و پردازش داده‌ها به کمک نرم افزارهای Excel، Minpet و GCDKit v. 4.1 صورت گرفت. پژوهش حاضر بر پایه مشاهدات و داده‌های سنگ‌شناسی و شیمی‌کانی است، اما از طرفی ارائه هم نتایج تجزیه شیمی سنگ کل (تعداد ۳۰ نمونه به روش ICP-MS در آزمایشگاه Act Lab کانادا) و نمودارهای مربوطه، به همراه داده‌های شیمی کانی در این مقاله مقدور نبوده است، لذا در اینجا علاوه بر تعدیل تعداد تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌ها، نتایج و نمودارهای مربوطه به

شیمی سنگ کل فرامافیک‌های منطقه‌های صحنه، هرسین-نورآباد و میانراهان نیز ارائه نشده است.

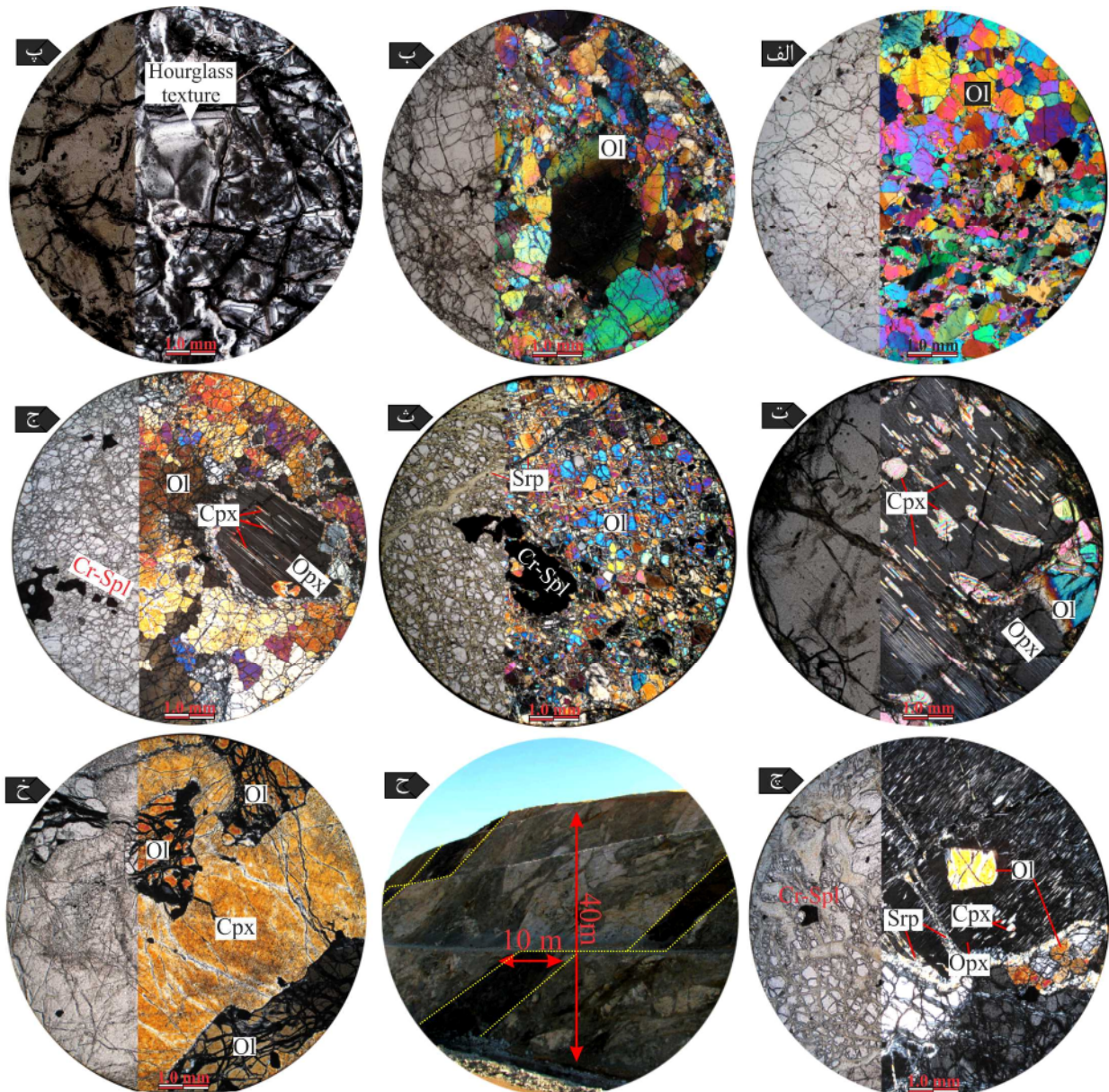
سنگ‌نگاری

در منطقه‌های صحنه، هرسین-نورآباد و میانراهان، پریدوتیت‌ها بیشتر متشکل از هارزبورژیت‌های گوشته‌ای هستند. دونیت‌ها و لرزولیت‌ها در افیولیت‌های کرمانشاه فراوانی کمی دارند و معمولاً بصورت اجزاء پراکنده در هارزبورژیت‌ها قرار گرفته‌اند. بررسی‌ها و مشاهدات صحرایی صورت گرفته در این پژوهش مشخص نمود که در جنوب صحنه، در مرز گابروهای پگماتوئیدی با پریدوتیت‌ها، دایک‌هایی با ترکیب ورلیتی وجود دارند که در اولترامافیک‌های این منطقه (هارزبورژیت‌ها) تزریق شده‌اند و برای نخستین بار در این پژوهش معرفی می‌شوند.

دونیت: دونیت‌ها در اصل متشکل از بیش از ۹۰٪ الیوین و یا سرپانتین با اندکی ارتوپیروکسن و مقادیر پراکنده‌ای از کروم اسپینل هستند. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای هستند، بین دانه‌ها نقاط تقاطع سه گانه دیده می‌شود (شکل ۴ الف) و به

این سنگ‌ها را به گوشته بالایی نشان می‌دهد. این سنگ‌ها با درجات متغیر، سرپانتینی شده‌اند و در برخی مقاطع کروم اسپینل‌ها بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در کنار الیون‌ها دیده می‌شوند.

صورت موضعی دچار بازتبلور شده‌اند که نشان از تعادل دوباره در شرایط دما و فشار پوسته‌ای دارند. بلورهای الیون دانه-درشت دارای شکستگی هستند و خاموشی موجی و شکنج دارند (شکل ۴ ب) که عملکرد دگرشکلی دمای بالا و وابستگی



شکل ۴ الف: بلورهای بی‌شکل الیون با بافت پروتوگرانولار و تقاطع سه گانه در سنگ‌های دونیتی. **ب:** خاموشی موجی و شکنج در بلورهای الیون نمونه‌های دونیتی. **پ:** بافت‌های مش و ساعت شنی در هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده. **ت:** تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در بلورهای دانه درشت ارتوپیروکسن نمونه‌های هارزبورژیتی. **ث:** بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار کروم اسپینل. **ج:** آرایش زنجیری بلورهای کروم اسپینل در سنگ‌های هارزبورژیتی. **چ:** تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن و اذخال‌های الیون شکل‌دار در بلورهای ارتوپیروکسن. **ح:** دایک‌های ورلیتی در مرز دنباله گابرویی و پریدوتیتی در جنوب شهرستان صحنه (دره گاماسیاب). **خ:** بلورهای الیون با حاشیه خلیجی شکل و نامنظم در کنار بلورهای کلینوپیروکسن در نمونه‌های ورلیتی (همه تصاویر ح در نور عادی و قطبشی تهیه شده‌اند)، علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۶].

هارزبورژیت: هارزبورژیت‌ها با بافت دانه‌ای، متشکل از الیون (۶۵٪ تا ۸۰٪)، ارتوپیروکسن (۱۵٪ تا ۳۰٪) و ۵٪ کلینوپیروکسن و کانی‌های فرعی شامل کروم اسپینل و همچنین کانی‌های ثانویه چون سرپانتین و مگنتیت هستند. در برخی نمونه‌ها سرپانتین بصورت رگه‌های نازک، الیون و ارتوپیروکسن را قطع کرده‌اند. در نمونه‌های کاملاً سرپانتینی شده بافت‌های غربالی و ساعت شنی بوضوح دیده می‌شوند (شکل ۴ پ). پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن بیشتر در اثر شکستگی‌های نامنظم دچار خرد شدگی شده‌اند و برخی دارای ماکل‌های ساده هستند. در حالی که برخی دیگر از پورفیروکلاست‌ها دارای اجزاء گرد و پراکنده‌ای از الیون و تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن هستند (شکل ۴ ت) که نشان از تعادل دوباره این سنگ‌ها در شرایط دما و فشار پوسته‌ای دارد. کروم اسپینل بصورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود که با توجه به این شکل‌ها به نظر می‌رسد که آنها کانی‌های باقی مانده پس از ذوب‌بخشی هستند (شکل ۴ ث). در برخی مقاطع کروم اسپینل‌ها زنجیروار و به صورت بلورهایی بصورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار اغلب در الیون‌ها قابل مشاهده‌اند (شکل ۴ ج).

لرزلولیت: لرزلولیت‌ها معمولاً بصورت اجزائی کوچک و پراکنده بین توده‌های هارزبورژیتی یافت می‌شوند. این سنگ‌ها متشکل از الیون (۵۵٪ تا ۷۵٪)، ارتوپیروکسن (۲۲٪ تا ۳۴٪) و کلینوپیروکسن (۵٪ تا ۱۰٪) و کمتر از ۵٪ کروم اسپینل هستند. الیون و ارتوپیروکسن بطور معمول خاموشی‌های موجی و شکنج نشان می‌دهند. کلینوپیروکسن‌های دارای شکنج و با تیغه‌های جدایشی خمیده در ارتوپیروکسن‌های درشت دانه قابل مشاهده‌اند. در برخی مقاطع، دانه‌های الیون بصورت پورفیروکلاست‌های تغییر شکل یافته و یا به شکل ادخال‌هایی در بلورهای ارتوپیروکسن دیده می‌شوند که می‌تواند نشان از تقدم تبلور این الیون‌ها نسبت به پیروکسن‌های میزبان آنها داشته باشد (شکل ۴ ج). به نظر می‌رسد که با تبلور الیون‌هایی که بصورت ادخال در پیروکسن دیده می‌شوند، شرایط کاهش Mg ماگما فراهم شده و فرصت برای تبلور پیروکسن مهیا شده است. در نهایت پس از تبلور پیروکسن‌ها به

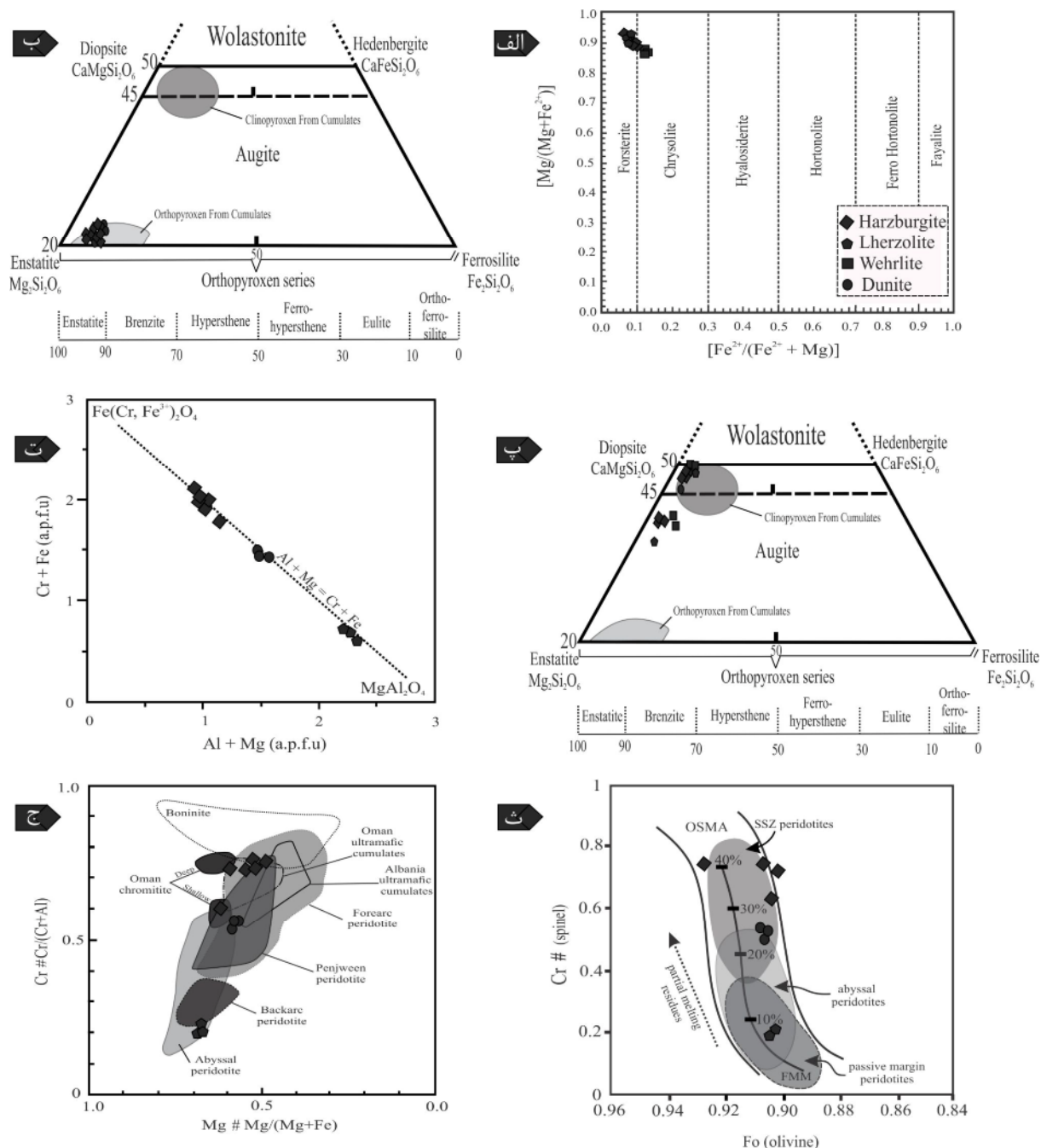
صورت نیمه‌شکل‌دار و با کاهش نسبی Ca و افزایش Mg و Fe در گدازه باقی مانده، بلورهای الیون اینترکومولوس دچار بازتبلور شده‌اند (شکل ۴ چ).

ورلیت: بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده در این پژوهش در منطقه صحنه (دره گاماسیاب) برای نخستین بار نشان داد که دایک‌هایی با ترکیب ورلیتی به طور مشخص در مرز گابروهای نفوذی و پریدوتیت‌های گوشته‌ای وجود دارد. در رخنمون صحرایی، این دایک‌ها دارای رنگ سیاه و پهنایی معادل ۸ تا ۱۰ متر هستند (شکل ۴ ح). دایک‌ها از نظر میکروسکوپیکی به طور کامل از الیون‌های سالم تا کاملاً سرپانتینی شده (۲۰٪ تا ۳۰٪) و کلینوپیروکسن (۷۰٪ تا ۸۰٪) تشکیل شده‌اند. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع ریزدانه-ای، غربالی و مشبک است. کانی‌ها متوسط تا دانه درشت هستند و اندازه آنها تا ۰٫۵ سانتیمتر هم می‌رسد. در این سنگ-ها سرپانتین که از تجزیه بخشی الیون‌ها به وجود آمده است بافتی مشبک به آنها داده است. الیون‌ها حاشیه‌های منحنی، خلیجی شکل و نامنظم دارند، که به هضم آنها اشاره دارد (شکل ۴ خ).

شیمی کانی

الیون

ترکیب الیون در پریدوتیت‌های گوشته‌ای در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار $[Fo = Mg / (Mg + Fe_{total})]$ میانگین در دونیت ۹۰٫۴۰، در هارزبورژیت ۹۰٫۱۸، در لرزلولیت ۹۰٫۲۹ و در ورلیت ۸۷٫۳۵ است، که نشان می‌دهد که الیون در دونیت دارای منیزیم بیشتر و به سمت ورلیت دارای مقدار منیزیم کمتری است. در نمونه‌های فرامافیک جز ورلیت‌ها، ترکیب شیمیایی الیون‌ها تفاوت قابل توجهی ندارد به طوری که رسم نتایج در نمودار $Mg\# = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ نسبت به $Fe\# = Fe / (Fe^{2+} + Mg)$ [۱۷] نشان می‌دهد که ترکیب فورستریتی الیون‌های موجود در دونیت، هارزبورژیت و لرزلولیت فورستریتی و ترکیب الیون‌های موجود در ورلیت‌ها کریزولیتی است (شکل ۵ الف). مقدار NiO از ۰٫۰۲ تا ۰٫۳۹، TiO_2 از ۰٫۰ تا ۰٫۰۲ و MgO از ۴۶٫۴۵ تا ۵۰٫۶۷ درصد وزنی متغیر است (جدول ۱).



شکل ۵ الف: موقعیت ترکیبی الیوین پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه در نمودار $Mg\#$ نسبت به $Fe\#$ [۱۷]. ب: گستره ترکیبی ارتوپروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه در نمودار اعضای انتهایی Wo، En، Fs [۱۸]. پ: گستره ترکیبی کلینوپروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه در نمودار اعضای انتهایی Wo، En، Fs [۱۸]. ت: نمودار $Cr+Fe$ نسبت به $Al+Mg$ کروم اسپینل‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی کرمانشاه. ث: نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ کروم اسپینل‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه (FMM = گوشته MORB - بازالت پشته‌های میان اقیانوسی) حاصلخیز OSMA از مرجع [۱۹]. ج: نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ کروم اسپینل‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه. (در نمودارها میدان پریدوتیت‌ها آبیال و SSZ از مرجع [۲۰]، بونینیت از مرجع [۲۱]، پریدوتیت جلوی قوس از مرجع [۲۲]، کوموله‌های عمان از مرجع [۲۳]، کرومیت‌های عمان از مرجع [۲۴]، پریدوتیت‌های پنجونین از مرجع [۶] برای مقایسه آورده شده‌اند).

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی الیوین (Ol) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی کرمانشاه.

سنگ	Hz	Lz	Lz	Du	Du	Du	Hz	Hz	Hz	Wh	Wh	Wh
نمونه	۲۳PR-	۱۳HZ-	۱۳HZ-	۲۸PR-	۲۸PR-	۲۸PR-	۱۰PR-	۱۰PR-	۱۰PR-	۱۰VPR	۱۰VPR	۱۰VPR
SiO ₂	۴۱٫۳۲	۴۰٫۶۳	۴۰٫۵۰	۴۱٫۰۶	۴۰٫۵۳	۴۰٫۳۹	۴۱٫۹۴	۴۰٫۵۸	۴۱٫۵۵	۴۱٫۰۲	۴۰٫۶۸	۴۰٫۷۴
TiO ₂	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۰٫۴۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
FeO*	۶٫۵۴	۹٫۴۶	۹٫۴۰	۹٫۲۴	۹٫۲۵	۹٫۱۳	۱۰٫۲۰	۹٫۹۵	۹٫۸۵	۱۱٫۴۹	۱۲٫۱۹	۱۱٫۷۲
MnO	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۲۴
MgO	۵۰٫۶۷	۵۰٫۱۹	۵۰٫۴۲	۵۰٫۰۰	۵۰٫۴۵	۵۰٫۳۱	۴۶٫۴۵	۴۷٫۳۰	۴۷٫۵۴	۴۷٫۰۶	۴۶٫۸۱	۴۷٫۲۲
CaO	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۹
K ₂ O	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
P ₂ O ₅	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱
NiO	۰٫۰۲	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۷	۰٫۲۴	۰٫۳۷	۰٫۳۳	۰٫۳۹	۰٫۲۲	۰٫۱۸	۰٫۲۴
کل	۹۹٫۱۴	۱۰۰٫۸۱	۱۰۰٫۷۹	۱۰۰٫۸۱	۱۰۰٫۷۵	۱۰۰٫۳۳	۹۹٫۱۰	۹۸٫۳۲	۹۹٫۵۹	۱۰۰٫۱۸	۱۰۰٫۱۴	۱۰۰٫۲۷
فرمول ساختاری بر پایه ۴ اکسیژن												
<i>a.p.f.u</i>												
Si	۱٫۰۰۸	۰٫۹۸۴	۰٫۹۸۱	۰٫۹۹۶	۰٫۹۸۱	۰٫۹۸۲	۱٫۰۵	۱٫۰۱	۱٫۰۳	۱٫۰۱۶	۱٫۰۰۹	۱٫۰۰۸
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ³⁺	۰٫۰۰	۰٫۰۲۷	۰٫۰۳۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۳۴	۰٫۰۳۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۱۳۳	۰٫۱۶۴	۰٫۱۵۴	۰٫۱۸	۰٫۱۵۳	۰٫۱۵۱	۰٫۲۱۴	۰٫۲۰۹	۰٫۲۰۵	۰٫۲۳۸	۰٫۲۵۳	۰٫۲۴۳
Mn	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵
Mg	۱٫۸۴۳	۱٫۸۱۵	۱٫۸۲۲	۱٫۸۰۹	۱٫۸۲۲	۱٫۸۲۴	۱٫۷۳۳	۱٫۷۷	۱٫۷۵۹	۱٫۷۳۸	۱٫۷۳۲	۱٫۷۴۲
Ca	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲
Ni	۰٫۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴
Fo%	۹۳٫۱۱	۹۰٫۲۳	۹۰٫۳۶	۹۰٫۴۱	۹۰٫۴۵	۹۰٫۵۶	۸۸٫۸۹	۸۹٫۳۲	۸۹٫۴۳	۸۷٫۶۲	۸۷	۸۷٫۴۵
Fa%	۶٫۷۴	۹٫۵۴	۹٫۴۵	۹٫۳۷	۹٫۳	۹٫۲۲	۱۰٫۹۵	۱۰٫۵۴	۱۰٫۳۹	۱۲	۱۲٫۷۱	۱۲٫۱۸
Ca-Ol	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۱۲
Mg#	۰٫۹۳	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۸۹	۰٫۸۹	۰٫۹۰	۰٫۸۸	۰٫۸۷	۰٫۸۸
Fe#	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۲

Hz = هارزبورژیت، Du = دونیت، Lz = لرزولیت، Wh = ورلیت، Fo = فورستریت، Fa = فایالیت، Mg # = $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ، $Fe = Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ ، محاسبه Fe^{3+} و Fe^{2+} بر اساس مرجع [۲۵].

ارتوپروکسن

بر اساس نتایج تجزیه نقطه‌ای ارتوپروکسن‌ها که در جدول ۲ ارائه شده است، این کانی از نظر ترکیب اعضاء انتهایی، دارای گستره ۴۷/۳۴-۹۲/۵۶ En، ۵/۶۷-۰/۰۱ Wo و ۹/۶۸-۴/۷۳ Fs است. میانگین مقدار $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ در این کانی ۰/۹۴۷ بوده که نسبت به مقادیر موجود در الیوین‌ها (با میانگین ۰/۹۰۲) بیشتر است. این موضوع نشان می‌دهد که

توزیع Fe و Mg بین دو فاز الیوین و ارتوپروکسن عامل مؤثری در ایجاد تعادل شیمیایی است. ارتوپروکسن‌ها از نظر مقدار TiO₂ تقریباً یکسان هستند (میانگین ۰/۰۱ wt%). نتایج تجزیه این کانی در نمودار Wo، En و Fs [۱۸] نشان از ترکیب انستاتیتهی آنها و قرارگیری در میدان ارتوپروکسن‌های انباشتی دارد (شکل ۵ ب).

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی ارتوپروکسن (Opx) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی کرمانشاه.

سنگ نمونه	۲۳PR-	۲۳PR-	۲۳PR-	۲۳PR-	۱۰-PR-	۱۰-PR-	۱۰-PR-	۱۰-PR-	Du	Du	Du	Du
SiO ₂	۵۴٫۶۵	۵۵٫۴۹	۵۴٫۸۹	۵۴٫۸۱	۴۸٫۲۷	۴۷٫۱۰	۴۶٫۰۴	۴۲٫۴۸	۵۵٫۶۹	۵۶٫۰۱	۵۶٫۰۱	۵۷٫۰۲
TiO ₂	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۲٫۶۲	۲٫۶۹	۳٫۱۹	۳٫۷۶	۱٫۶۷	۱٫۶۶	۱٫۷۲	۲٫۱۰	۲٫۱۰	۲٫۳۳	۲٫۲۰	۲٫۰۲
Cr ₂ O ₃	۰٫۶۲	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۷۲	۰٫۶۹	۰٫۷۱	۰٫۷۴	۱٫۳۲	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰٫۸۶	۰٫۶۸
FeO*	۳٫۸۱	۵٫۵۲	۵٫۶۱	۵٫۶۷	۳٫۹۱	۵٫۸۷	۶٫۲۳	۸٫۶۵	۵٫۸۶	۵٫۱۲	۵٫۷۶	۵٫۵۰
MnO	۰٫۰۸	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۳
MgO	۳۴٫۰۶	۳۳٫۲۳	۳۳٫۵۴	۳۴٫۱۰	۴۲٫۸۱	۴۲٫۶۵	۴۳٫۸۳	۴۵٫۲۵	۳۲٫۹۵	۳۳٫۲۳	۳۳٫۲۹	۳۳٫۴۳
CaO	۲٫۶۷	۲٫۷۳	۲٫۵۵	۲٫۰۶	۱٫۸۹	۱٫۷۸	۱٫۷۸	۰٫۰۱	۲٫۵۴	۳٫۰۲	۲٫۴۳	۱٫۸۱
Na ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K ₂ O	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲
NiO	۰٫۰۴	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۸
P ₂ O ₅	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲
کل	۹۸٫۵۶	۱۰۰٫۹۰	۱۰۰٫۸۷	۱۰۰٫۳۲	۹۹٫۳۸	۹۹٫۹۳	۱۰۰٫۴۴	۹۹٫۹۴	۱۰۰٫۲۸	۱۰۰٫۸۲	۱۰۰٫۸۱	۱۰۰٫۷۱
فرمول ساختاری بر پایه ۶ اکسیژن												
a.p.f.u												
Si	۱٫۸۹۹	۱٫۹۰۳	۱٫۸۷۸	۱٫۸۸	۱٫۶۰۹	۱٫۵۶۸	۱٫۵۲	۱٫۴۰۷	۱٫۹۲۵	۱٫۹۲	۱٫۹۲۳	۱٫۹۵۹
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۱۰۷	۰٫۱۰۹	۰٫۱۲۹	۰٫۱۱۲	۰٫۰۶۶	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۷	۰٫۰۸۲	۰٫۰۸۶	۰٫۰۹۵	۰٫۰۸۹	۰٫۰۸۲
Cr	۰٫۰۱۷	۰٫۰۲۳	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۹	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۸
Fe ³⁺	۰٫۰۷۸	۰٫۰۶۵	۰٫۰۹۲	۰٫۱۰۶	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴	۰٫۰۴۲	۰٫۰۴	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۰۳۳	۰٫۰۹۴	۰٫۰۶۹	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۳	۰٫۱۱۸	۰٫۱۲۴	۰٫۱۹۲	۰٫۱۲۹	۰٫۱۰۵	۰٫۱۲۶	۰٫۱۵۸
Mn	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴
Mg	۱٫۷۶۵	۱٫۶۹۸	۱٫۷۱	۱٫۷۴۵	۲٫۱۲۶	۲٫۱۱۵	۲٫۱۵۶	۲٫۲۳۳	۱٫۶۹۷	۱٫۶۹۸	۱٫۷۰۵	۱٫۷۱۱
Ca	۰٫۰۹۹	۰٫۱	۰٫۰۹۴	۰٫۰۷۶	۰٫۰۶۸	۰٫۰۶۴	۰٫۰۶۳	۰٫۰۰	۰٫۰۹۴	۰٫۱۱۱	۰٫۰۸۹	۰٫۰۶۷
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱
Mg#	۰٫۹۸	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۰٫۹۷	۰٫۹۵	۰٫۹۵	۰٫۹۲	۰٫۹۳	۰٫۹۴	۰٫۹۳	۰٫۹۲
Cr#	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۲۰	۰٫۲۱	۰٫۱۸
Fe#	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸
Al ^{IV}	۰٫۱۰۱	۰٫۰۹۷	۰٫۱۲۱	۰٫۱۱۲	۰٫۰۶۶	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۷	۰٫۰۸۲	۰٫۰۷۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷۶	۰٫۰۴۱
Al ^{VI}	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۳	۰٫۰۴۱
Q	۱٫۸۹۷	۱٫۸۹۲	۱٫۸۷۳	۱٫۸۷۸	۲٫۲۵۷	۲٫۲۹۷	۲٫۳۴۳	۲٫۴۲۵	۱٫۹۲	۱٫۹۱۴	۱٫۹۲	۱٫۹۳۶
Wo	۵٫۰۳	۵٫۱۲	۴٫۷۶	۳٫۸۲	۲٫۹۳	۲٫۷۱	۲٫۶۳	۰٫۰۱	۴٫۸	۵٫۶۷	۴٫۵۷	۳٫۴۴
En	۸۹٫۳۶	۸۶٫۷۹	۸۷٫۰۷	۸۷٫۹۷	۹۲٫۳۴	۹۰٫۳۲	۹۰٫۱۸	۹۰٫۳۱	۸۶٫۵۶	۸۶٫۸۳	۸۶٫۹۹	۸۸٫۴
Fs	۵٫۶۱	۸٫۰۹	۸٫۱۷	۸٫۲۱	۴٫۷۳	۶٫۹۷	۷٫۱۹	۹٫۶۸	۸٫۶۴	۷٫۵	۸٫۴۴	۸٫۱۶

Hz= هارزبورژیت، Du= دونیت، Wo= ولستونیت، En= انستاتیت، Fs= فروسلیت، $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ، $Fe\# = Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ ، $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ ، $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ محاسبه Fe^{3+} و Fe^{2+} بر اساس مرجع [۲۵].

کلینوپروکسن

پریدوتیت‌های گوشته‌ای، مقدار TiO₂ به تدریج افزایش می‌یابد، در حالی که مقادیر Al₂O₃ و Na₂O با کاهش Mg# کاهش تندی را نشان می‌دهند. بنا به پیشنهاد پیرس و همکارش [۲۶] مقدار TiO₂ در کلینوپروکسن بیانگر درجه تهی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای و همچنین فعالیت Ti در ماگمای مولد مادر سنگ‌هاست. مقدار Ti کم در لرزولیت‌ها بیانگر رخداد ذوب‌بخشی پیشین است که سبب زدودن Ti از کلینوپروکسن‌های گوشته‌ای شده است. در حالی که مقدار بسیار پایین Ti در کلینوپروکسن‌های موجود در هارزبورژیت-

ترکیب کلینوپروکسن پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت کرمانشاه در جدول ۳ ارائه شده است. چنان که از نمودار Wo، En و Fs [۱۸] مشخص است، کلینوپروکسن‌ها دارای ترکیب دیوپسید تا اورتیت هستند (شکل ۵ پ). در این کانی مقدار $Mg\# [Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ از ۰٫۸۸ تا ۰٫۹۹ متغیر است. میانگین مقدار Al₂O₃ کلینوپروکسن در هارزبورژیت ۵٫۲۶ wt%، در لرزولیت ۵٫۸۸ wt% و در ولیت‌ها ۵٫۲۶ wt% است. با کاهش مقدار Mg# در کلینوپروکسن‌های موجود در

کلینوپیروکسن در ورلیت‌ها به طور میانگین برابر با wt% ۵۲/۰ بوده که این عدد بسیار بیشتر از Na₂O موجود در کلینوپیروکسن لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها (با میانگین wt% ۰/۲) است. با توجه به نزدیکی دایک‌های ورلیتی با گابروهای منطقه، افزایش در مقدار Na₂O این کانی‌ها بی تاثیر از پلاژیوکلاز گابروها نبوده است (جدول ۳).

های دارای کلینوپیروکسن می‌تواند نشان دهنده رخداد بیش از یک بار ذوب‌بخشی اولیه باشد. به عبارت دیگر، ذوب‌بخشی مجدد در پریدوتیتی که پیشتر یک بار دچار تهی‌شدگی شده است، می‌تواند سبب تهی‌شدگی شدید Ti در هارزبورژیت‌های غنی از کلینوپیروکسن گردد. مقایسه کلینوپیروکسن‌های موجود در ورلیت‌ها با انواع موجود در دیگر پریدوتیت‌ها نیز تفاوت‌هایی را نشان می‌دهد، از جمله مقدار Na₂O

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی کلینوپیروکسن (Cpx) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی کرمانشاه.

سنگ نمونه	Du	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Lz	Lz	Lz	Wh	Wh	Wh	Wh
	۲۸PR-	۲۳PR-	۲۳PR-	۲۳PR-	۱۰PR-	۱۰PR-	۱۰PR-	۱۳HZ-	۱۳HZ-	۱۳HZ-	۱۰VPR	۱۰VPR	۱۰VPR	۱۰VPR
SiO ₂	۵۳.۵	۵۳.۳۱	۵۳.۶۸	۵۴.۱۸	۴۷.۸۳	۴۸.۸۹	۴۸.۷۱	۵۱.۳۸	۵۱.۵۷	۵۳.۰۸	۵۴.۷۸	۵۴.۸۸	۵۱.۱۸	۵۳.۰۸
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۴
Al ₂ O ₃	۲/۶۵	۳/۶۶	۳/۲۸	۲/۹۷	۱/۹۷	۲/۰۴	۲/۰۷	۵/۴۷	۶/۰۹	۶/۰۹	۰/۷۱	۰/۵۲	۱۰/۷	۹/۱۳
Cr ₂ O ₃	۱/۰۶	۱/۲۲	۱/۱۵	۱/۰۵	۰/۰۹	۱/۰۲	۱	۱/۲۶	۱/۲۷	۱/۲۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
FeO*	۲/۸۴	۲/۴۴	۲/۳۲	۲/۰۸	۲/۷	۲/۵۹	۳/۳	۴/۵۳	۲/۸۷	۴/۹۹	۲/۱۵	۲	۴/۲	۳/۳۷
MnO	۰/۱	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱	۰/۰۳	۰/۲۹	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۴
MgO	۱۸/۹۵	۱۶/۵۳	۱۶/۹۵	۱۶/۴	۲۷/۱۲	۲۶/۰۷	۲۵/۶۵	۱۶/۴۶	۱۵/۹۸	۲۲/۳	۱۷/۳۳	۱۷/۵۶	۱۸/۲۶	۱۸/۳۵
CaO	۲۱/۱۶	۲۲/۷۲	۲۳/۰۱	۲۳/۷۱	۱۹/۸۶	۱۹/۷	۱۹/۶۲	۲۳/۱۵	۲۲/۳	۱۲/۷۴	۲۵/۴۷	۲۵/۶۶	۱۳/۴۶	۱۴/۵۱
Na ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۴۷	۰/۳۴	۱/۲۵	۰/۰۳	۰/۰۰	۱/۲۸	۰/۷۷
K ₂ O	۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰
NiO	۰/۰۷	۰/۴	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۸
Total	۱۰۰/۳۴	۱۰۰/۳۹	۱۰۰/۸۵	۱۰۰/۸۴	۱۰۰/۵۱	۱۰۰/۵۳	۱۰۰/۴۳	۱۰۰/۸۳	۱۰۰/۶	۹۹/۸۱	۱۰۰/۸	۱۰۰/۷	۹۹/۴۲	۹۹/۳۸
فرمول ساختاری بر پایه اکسیژن														
<i>a.p.f.u</i>														
Si	۱/۹۳	۱/۹۴۴	۱/۹۴۴	۱/۹۶۷	۱/۶۶۵	۱/۷۰۸	۱/۷۰۹	۱/۸۴۸	۱/۸۶۵	۱/۸۷۸	۱/۹۷۷	۱/۹۸	۱/۸۳۳	۱/۹۱۱
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱
Al	۰/۱۱۳	۰/۱۵۷	۰/۱۴	۰/۱۲۷	۰/۰۸۱	۰/۰۸۴	۰/۰۸۶	۰/۲۳۲	۰/۲۶	۰/۲۵۴	۰/۰۳	۰/۰۲۲	۰/۴۵۲	۰/۳۸۷
Cr	۰/۰۳	۰/۰۳۵	۰/۰۳۳	۰/۰۳	۰/۰۲۵	۰/۰۲۸	۰/۰۲۸	۰/۰۳۶	۰/۰۳۶	۰/۰۳۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵۶	۰/۰۶	۰/۰۵۷	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۴۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ²⁺	۰/۰۸۶	۰/۰۷۴	۰/۰۷	۰/۰۶۳	۰/۰۲۳	۰/۰۱۵	۰/۰۳۹	۰/۰۰۶	۰/۰۸۷	۰/۰۴۶	۰/۰۴۷	۰/۰۴۴	۰/۱۲۶	۰/۱۰۱
Mn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱
Mg	۱/۰۱۹	۰/۸۹۸	۰/۹۱۵	۰/۸۸۷	۱/۴۰۷	۱/۳۵۷	۱/۳۴۱	۰/۸۸۲	۰/۸۶۱	۱/۱۷۶	۰/۹۳۲	۰/۹۴۴	۰/۹۸	۰/۹۸۵
Ca	۰/۸۱۸	۰/۸۸۸	۰/۸۹۳	۰/۹۲۲	۰/۷۴۱	۰/۷۳۷	۰/۷۳۷	۰/۸۹۲	۰/۸۶۴	۰/۴۸۳	۰/۹۸۵	۰/۹۹۲	۰/۵۱۷	۰/۵۶
Na	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۶	۰/۰۰۱	۰/۰۳۳	۰/۰۲۴	۰/۰۸۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸۹	۰/۰۵۴
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg#	۰/۹۲۲	۰/۹۲۴	۰/۹۲۹	۰/۹۳۴	۰/۹۸۴	۰/۹۸۹	۰/۹۷۲	۰/۹۹۳	۰/۹۰۸	۰/۹۶۲	۰/۹۵۲	۰/۹۵۵	۰/۸۸۶	۰/۹۰۷
Cr#	۰/۲۱۰	۰/۱۸۲	۰/۱۹۱	۰/۱۹۱	۰/۲۳۶	۰/۲۵۰	۰/۲۴۶	۰/۱۳۴	۰/۱۲۲	۰/۱۱۸	۰/۰۳۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
Fe#	۰/۰۷۸	۰/۰۷۶	۰/۰۷۱	۰/۰۶۶	۰/۰۱۶	۰/۰۱۱	۰/۰۲۸	۰/۰۱۰	۰/۰۹۲	۰/۰۳۸	۰/۰۴۸	۰/۰۴۵	۰/۱۱۴	۰/۰۹۳
Al ^{iv}	۰/۰۷	۰/۰۵۶	۰/۰۵۶	۰/۰۳۳	۰/۰۸۱	۰/۰۸۴	۰/۰۸۶	۰/۱۵۲	۰/۱۳۵	۰/۱۲۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۱۶۷	۰/۰۸۹
Al ^{vi}	۰/۰۴۳	۰/۱۰۱	۰/۰۸۴	۰/۰۹۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷۹	۰/۱۲۴	۰/۱۳۱	۰/۰۲۳	۰/۰۰۲	۰/۲۸۵	۰/۲۹۸
Q	۱/۹۲۳	۱/۸۶	۱/۸۷۸	۱/۸۷۲	۲/۱۷۱	۲/۱۰۹	۲/۱۱۷	۱/۷۸	۱/۸۱۲	۱/۷۰۵	۱/۹۶۴	۱/۹۸	۱/۶۲۳	۱/۶۴۶
J	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰۲	۰/۰۱۲	۰/۰۰۲	۰/۰۶۶	۰/۰۴۸	۰/۱۷۲	۰/۰۰۴	۰	۰/۱۷۸	۰/۱۰۸
J/Q+J	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۱۱	۰/۰۰	۰/۰۰۰۹۲	۰/۰۰۵۷	۰/۰۰۰۹	۰/۰۳۵۸	۰/۰۲۶	۰/۰۹۱۶	۰/۰۰۲	۰	۰/۰۹۹	۰/۰۶۲
Wo	۴۲/۵۴	۴۷/۷۴	۴۷/۵۵	۴۹/۲۵	۳۳/۲۷	۳۳/۹۷	۳۳/۸۹	۴۸/۲۰	۴۷/۶۸	۲۷/۶۴	۴۹/۶۹	۴۹/۶۸	۳۱/۸۴	۳۴
En	۵۲/۹۹	۴۸/۲۸	۴۸/۷۲	۴۷/۳۸	۶۳/۲۰	۶۲/۵۵	۶۱/۶۶	۴۷/۶۹	۴۷/۵۲	۶۷/۳۰	۴۷/۰۴	۴۷/۳۰	۶۰/۴۱	۵۹/۸۴
Fs	۴/۴۷	۳/۹۸	۳/۷۳	۳/۳۷	۳/۵۳	۳/۴۸	۴/۴۵	۴/۱۱	۴/۸۰	۵/۰۶	۳/۲۷	۳/۰۲	۷/۷۵	۶/۱۶

Hz=هارزبورژیت، Du=دونیت، Lz=لرزولیت، Wh=ورلیت، Wo=ولاستونیت، En=انستاتیت، Fs=فروسلیت، Mg(Mg+Fe²⁺)=Mg #، محاسبه Fe²⁺ و Fe³⁺ بر اساس مرجع [۲۵].

اسپینل

نتایج تجزیه نقطه‌ای اسپینل‌ها در جدول ۴ ارائه شده است. انواع مختلف سنگ‌های مورد بررسی از نظر ترکیبی دارای مقدار $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ در گستره ۰/۱۹ تا ۰/۸۰ هستند، بگونه‌ای که مقدار $Cr\#$ به تدریج از لرزولیت به سمت هارزبورژیت و دونیت افزایش می‌یابد. در حالی که $Mg\# = Mg/(Mg + Fe)$ گسترده‌ای از ۰/۵۶ تا ۰/۷۴ را شامل می‌شود و به طور میانگین از ۰/۷۵ در لرزولیت به ۰/۶۲ در هارزبورژیت و دونیت کاهش می‌یابد. در نمودار $Cr+Fe$ نسبت به $Al+Mg$ (شکل ۵ ت) آشکارا همه کروم اسپینل‌ها در امتداد خط ۱:۱ که بیانگر جایگزینی $Fe(Cr, Fe^{3+})_2O_4$ (عضو انتهایی اسپینل) با $MgAl_2O_4$ (عضو انتهایی کرومیت) می‌باشد.

است، قرار می‌گیرند. با این حال کروم اسپینل‌ها در سنگ‌های مختلف دارای نسبت‌های اندکی متفاوت از این دو عضو انتهایی هستند. در نمودار Fe الیوین نسبت به $Cr\#$ اسپینل [۱۹،۲۰] علاوه بر قرارگیری نمونه‌ها در میدان پریدوتیت‌های SSZ، همه آنها در میدان آرایش گوشته‌ای الیوین-اسپینل (OSMA) نیز قرار می‌گیرند و این نشان می‌دهد که روند یاد شده توسط ذوب بخشی و خروج وسیع گدازه شکل گرفته است (شکل ۵ ث). چنانکه از نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ در شکل ۵ ج مشخص است، مقدار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ یک رابطه معکوس دارد و این موضوع مقادیر متنوعی از درجه ذوب بخشی را نشان می‌دهد که دلیل اصلی آنرا می‌توان ناهمگنی درون گوشته بالایی و واکنش گدازه-سنگ [۲۷] عنوان کرد.

جدول ۴ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی کانی کروم اسپینل (Cr-Spl) در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی کرمانشاه.

سنگ نمونه	Du	Du	Du	Lz	Lz	Lz	Hx	Hx	Hx	Hx	Hx	Hx
	۲۸PR-	۲۸PR-	۲۸PR-	۱۳HZ-	۱۳HZ-	۱۳HZ-	۲۵PR-	۲۵PR-	۲۵PR-	۲۵PR-	۱۰PR-	۱۰PR-
SiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۲۳	۱/۱۴	۰/۳۸	۰/۰۵	۰/۷۵	۱/۳۵
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۳
Al ₂ O ₃	۲۳/۸۵	۲۲/۸۵	۲۳/۰۵	۴۸/۱۹	۴۸/۴۱	۴۸/۰۱	۱۱/۳۸	۱۱/۹۱	۱۰/۲۵	۱۱/۳۸	۱۸/۴۱	۱۱/۵۴
Cr ₂ O ₃	۴۵/۵۳	۴۵/۷۳	۴۵/۳۸	۱۷/۸۶	۱۶/۹۶	۱۷/۷۴	۵۵/۸۵	۵۳/۴۲	۶۰/۱۷	۵۸/۲۶	۴۵/۵۳	۵۲/۴۴
FeO*	۱۶/۵۳	۱۶/۶۳	۱۶/۶۱	۱۵/۰۶	۱۵/۴۱	۱۵/۳۷	۱۶/۱۲	۱۴/۵۵	۱۷/۰۴	۱۷/۷۴	۱۹/۶۱	۲۱/۴۳
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۲	۰/۱۹
MgO	۱۴/۱۹	۱۳/۸۸	۱۳/۹۹	۱۸/۲۸	۱۸/۷۳	۱۸/۵۱	۱۱/۱۰	۱۳/۸۵	۱۲/۴۷	۱۱/۷۳	۱۵/۹۸	۱۱/۹۲
CaO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۲	۰/۲۸	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
NiO	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۷
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۱/۶۹	۱/۲۱	۰/۱۰	۰/۲۴	۰/۰۷	۰/۰۱
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۱/۳۵	۰/۳۷	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۰۰
P ₂ O ₅	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴
کل	۱۰۰/۲۱	۹۹/۲۴	۹۹/۱۵	۹۹/۷۲	۹۹/۷۳	۹۹/۸۳	۹۸/۰۹	۹۶/۹۷	۱۰۰/۵۱	۹۹/۵۹	۱۰۰/۶۹	۹۹/۰۴
فرمول ساختاری بر پایه ۴ اکسیژن												
a.p.f.u												
Si	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۸	۰/۰۲۸	۰/۰۱۲	۰/۰۰۲	۰/۰۲۳	۰/۰۴
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Al	۰/۸۵	۰/۸۲۶	۰/۸۳۲	۱/۵۳۶	۱/۵۳۸	۱/۵۲۸	۰/۴۵۶	۰/۴۶۴	۰/۳۹	۰/۴۳۷	۰/۶۵۸	۰/۴۴
Cr	۱/۰۹	۱/۱۱	۱/۱۰۱	۰/۳۸۲	۰/۳۶۲	۰/۳۷۹	۱/۵۰۵	۱/۴	۱/۵۳۵	۱/۵۰۴	۱/۰۹۲	۱/۳۵
Fe ³⁺	۰/۰۵۹	۰/۰۶۲	۰/۰۶۵	۰/۰۸۱	۰/۱	۰/۰۹۲	۰/۰۱۳	۰/۰۴۶	۰/۰۴۷	۰/۰۵۲	۰/۰۲۰۲	۰/۱۲
Fe ²⁺	۰/۳۶	۰/۳۶۳	۰/۳۵۹	۰/۲۶	۰/۲۴۷	۰/۲۵۶	۰/۴۴۴	۰/۳۵۴	۰/۴۱۴	۰/۴۳۱	۰/۲۹۵	۰/۴۶
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۶	۰/۰۱
Mg	۰/۶۴	۰/۶۳۵	۰/۶۴	۰/۷۴۱	۰/۷۵۳	۰/۷۴۵	۰/۵۶۳	۰/۶۸۳	۰/۶	۰/۵۷۱	۰/۷۲۳	۰/۵۸
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰۷	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰
Ni	۰/۰۰۲	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۴	۰/۰۰۵	۰/۰۰۴	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ₂ O ₃	۲/۵۹	۲/۷۰	۲/۸۳	۳/۹۸	۴/۹۴	۴/۵۲	۰/۵۱	۱/۸۶	۱/۹۳	۲/۱۲	۸/۸۸	۴/۹۴
FeO	۱۴/۲۰	۱۴/۲۰	۱۴/۰۶	۱۱/۴۸	۱۰/۹۷	۱۱/۳۱	۱۵/۶۶	۱۲/۸۸	۱۵/۳۰	۱۵/۸۳	۱۱/۶۲	۱۶/۹۸
Mg#	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۶۴	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۵۹	۰/۵۷	۰/۷۱	۰/۵۶
Cr#	۰/۵۶	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۷۷	۰/۷۵	۰/۸۰	۰/۷۷	۰/۶۲	۰/۷۵
Fe ³⁺ #	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۱۰	۰/۰۶
TiO _{2(liq)}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۹	۰/۲۵	۰/۱۱	۰/۱	۰/۰۵	۰/۰۶
Al ₂ O _{3(liq)}	۱۴/۸۱	۱۴/۵۵	۱۴/۶۱	۱۹/۸۱	۱۹/۸۲	۱۹/۷۹	۱۰/۹۱	۱۱/۱۲	۱۰/۴۵	۱۰/۹۱	۱۳/۱۸	۱۰/۹۶
FeO/MgO(liq)	۰/۹۷	۰/۹۸	۰/۹۶	۰/۷۳	۰/۷	۰/۷	۱/۱۲	۰/۷۴	۰/۹۳	۱/۰۵	۰/۶۱	۱/۱

Hx=هارزبورژیت، Du=دونیت، Lz=لرزولیت، $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ، $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$ ، محاسبه Fe^{3+} و Fe^{2+} بر اساس مرجع [۲۵]، محاسبه $TiO_{2(liq)}$ بر اساس مرجع [۲۴]، محاسبه $Al_2O_{3(liq)}$ بر اساس مرجع [۲۸]، محاسبه $FeO/MgO_{(liq)}$ بر اساس مرجع [۲۹].

بحث

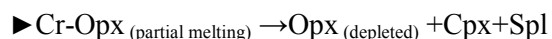
هرچند تشکیل برخی بافت‌ها در سنگ‌های آذرین به فرایند خاصی محدود نیست و شکل‌گیری آنها نتیجه چندین فرآیند مختلف است، اما برخی دیگر از این بافت‌ها دلالت بر رخداد فرآیند سنگ‌شناسی ویژه‌ای دارند [۳۰]. در مناطق صحنه، هرسین-نورآباد و میانراهان، بافت‌ها و ترکیب شیمیایی کانی‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک شواهد واضحی از سرد شدن همراه با کاهش فشار، ذوب‌بخشی و واکنش گدازه-سنگ را در خود حفظ نموده‌اند که در ادامه به ترتیب با توجه به هریک از این شواهد (بافتی و شیمی کانی) به تفسیر فرآیندهای سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی ماگمایی پرداخته می‌شود. شکل‌گیری برخی بافت‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک ناشی از سرد شدن همراه با کاهش فشار است. از جمله بافت‌هایی که طی سرد شدن/کاهش فشار در سنگ‌های مورد بررسی می‌توان به آنها اشاره کرد تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن است (شکل‌های ۴ ت و ج). این نوع بافت ناشی از سردشدگی، به طور گسترده در پریدوتیت‌های آبیسال و SSZ دیده می‌شود [۲۳]. به اعتقاد رولینسون [۲۴] چنین جدایش‌هایی در نتیجه کاهش انحلال (به عنوان مثال کلینوپیروکسن و حتی اسپینل در ارتوپیروکسن) می‌تواند در اثر سرد شدن و یا کاهش فشار ایجاد شود. برخی محققین چنین بافتی را ناشی از وقوع ذوب‌بخشی که با یک واکنش (به شکل باز تبلور ایستا) دنبال شده است، تفسیر نموده‌اند برخی نیز تشکیل آنرا ناشی از ذوب‌بخشی پریدوتیت در شرایط فشار کم (میدان اسپینل) که سبب حذف کلینوپیروکسن شده است، عنوان کرده‌اند [۳۱].

نومان [۳۲] پیشنهاد کرد که تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن می‌تواند از ابقا شدن ارتوپیروکسن‌های نسل اول حاصل شده باشند، بگونه‌ای که خود این ارتوپیروکسن‌ها از ذوب نامتجانس پورفیروکلاست‌های الیوین به وجود آمده‌اند.

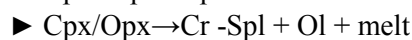
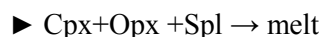
آزمایش‌های انجام شده نشان می‌دهد که ارتوپیروکسن ممکن است در حضور H_2O بصورت نامتجانس در فشار بالاتر از ۲۰ کیلو بار و دمای بیش از ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد ذوب شده

و منجر به تشکیل تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن شود. در نتیجه، با توجه به حضور تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن هارزبورژیت‌های مناطق مورد بررسی، می‌توان گفت شکل‌گیری این بافت در سنگ‌های پریدوتیتی بررسی شده به سبب سرد شدن همراه با کاهش فشار بر پریدوتیت‌های گوشته‌ای که خود در اثر ذوب‌بخشی گوشته‌ی تکامل یافته یا اولیه به وجود آمده‌اند و یا به وسیله واکنش اولیه گدازه-سنگ شکل گرفته‌اند، ایجاد شده است.

تشکیل برخی بافت‌های مشاهده شده در سنگ‌های پریدوتیتی مورد بررسی به طور کامل نتیجه ذوب‌بخشی است. از اینگونه بافت‌ها در مقاطع میکروسکوپی بررسی شده می‌توان به اسپینل‌های محصور شده (شکل ۴ ث) و دانه‌های زنجیر مانند اسپینل (شکل ۵ ج) اشاره کرد. اسپینل‌های محصور شده به طور گسترده در پریدوتیت‌هایی دیده می‌شوند که به طور کامل وابسته به ذوب‌بخشی باشند [۳۳]. برخی پژوهشگران [۳۴] نیز پیشنهاد می‌کنند که این بافت به سبب واکنش گدازه-سنگ در گوشته حاصل می‌شود؛ البته به اعتقاد دریسکول و همکاران [۳۵] چنین سیمایی می‌تواند دال بر ترسیب همزمان کروم اسپینل با الیوین باشد. از آنجا که کلینوپیروکسن اولیه می‌تواند به عنوان یک ذخیره بسیار مهم از Cr در گوشته بالایی به شمار آید لذا معمولاً در مقایسه با ارتوپیروکسن شامل از ۱-۲wt% Cr_2O_3 است [۳۶، ۳۱]. ذوب بخشی ارتوپیروکسن حاوی Cr می‌تواند بر اساس واکنش زیر منجر به آزاد سازی Cr شود [۳۷]

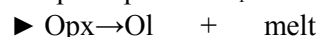
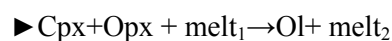


در نمونه‌های مورد بررسی وقوع درجه بالای ذوب‌بخشی در هارزبورژیت‌های منطقه و همچنین واکنش گدازه-سنگ شرایط افزایش فراوانی کروم اسپینل را فراهم آورده است (شکل ۴ ث). وقوع این بافت در نمونه‌های مورد بررسی بوسیله واکنش‌های زیر قابل توجیه است:



از آنجا که دونیت‌ها در فرامافیک‌های مناطق هرسین، صحنه، نورآباد و میانراهان بصورت اجزاء کوچکی هستند، لذا بیشتر از آنکه بتوان تشکیل آنها را ناشی از بقایای ذوب‌بخشی گسترده

تلقی نمود، شکل‌گیری آنها به عنوان فراورده‌های واکنش گدازه-سنگ توجیه‌پذیر است، به این ترتیب که با مهاجرت گدازه از سنگ پریدوتیتی کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن حل شده و الیون را به صورت واکنش‌های زیر ترسیب نموده است (شکل ۴ الف):



بسیاری از داده‌های زمین‌شیمیایی پریدوتیت‌های گوشته‌ای بر زمین شیمی سنگ کل متمرکز است. اما ترکیب شیمی کانی-های موجود در این سنگ‌ها از آنجا که حساسترین شاخص‌ها در شناخت تکامل سنگ‌های فرامافیک به شمار می‌آیند، یکی از مفیدترین ابزارها را برای شناخت محیط تشکیل افیولیت‌ها در اختیار ما قرار می‌دهند.

به اعتقاد پیرس و همکاران [۳۶] افیولیت‌ها به دو گروه مگاکلی و پهنه فرافرورانش تقسیم می‌شود. به تازگی نیز افیولیت‌ها را به دو گروه وابسته به فرورانش (شامل انواع پهنه فرافرورانش و جزایر قوسی) و غیر وابسته به فرورانش (شامل انواع کرانه قاره، کافت میان اقیانوسی و زبانه) تقسیم نموده‌اند [۱]. ترکیب شیمیایی کانی کروم اسپینل از جمله مقدار عدد کروم و اکسیدهای منیزیم، آلومینیوم و تیتانیوم این کانی معیارهای مناسبی برای تعیین نرخ ذوب‌بخشی و واکنش گدازه -سنگ هستند. نتایج حاصل از نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۳۸، ۲۱] کروم اسپینل‌های پریدوتیت کرمانشاه با جلوی قوس همخوانی دارند (شکل ۶ الف). هرچند مناطق جلوی قوس ممکن است هم شامل پریدوتیت‌های SSZ و هم پریدوتیت‌های مگاکلی باشند اما در این حالت و چنان که از نمودار یاد شده نیز بر می‌آید، همخوانی با پریدوتیت‌های SSZ بطور معمول غالب-تر است [۳۶]. از طرفی پریدوتیت‌های شکل گرفته در محیط-های SSZ با حضور کروم اسپینل‌هایی با $\text{Cr}\#$ بسیار بالاتر از آنچه در پریدوتیت‌های مگاکلی موجود است، از یکدیگر جدا می‌شوند، به طوری که مقدار $\text{Cr}\#$ در کروم اسپینل پریدوتیت-های SSZ گستره‌ای از ۳۸ تا بالاتر از ۸۰ و در پریدوتیت‌های مگاکلی از ۳۸ تا ۵۸ را در بر می‌گیرد. این موضوع همانند مقدار $\text{Cr}\#$ نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۴) هم بیانگر درجات بسیار بالایی از ذوب‌بخشی و هم وقوع بسیار گسترده واکنش

گدازه-سنگ در پریدوتیت‌های SSZ نسبت به پریدوتیت‌های مگاکلی است [۱۹]. از سوی دیگر در مقایسه با پریدوتیت‌های مگاکلی، بیشتر پیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های SSZ با مقادیر بسیار پایین Al و Ti و بطور کلی با مقادیر $\text{Mg}\#$ بالاتر از ۰/۹۰ مشخص می‌شوند [۳۹]. این موضوع برای پیروکسن-های مورد بررسی آشکارا مشخص است، بگونه‌ای که متوسط مقدار $\text{Mg}\#$ برای کلینوپیروکسن‌ها و ارتوپیروکسن‌ها به ترتیب برابر با ۰/۹۴ و ۰/۹۵ است (جدول‌های ۳ و ۴).

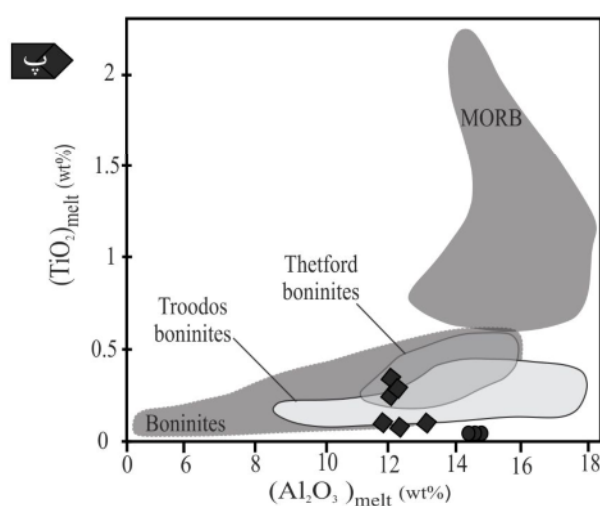
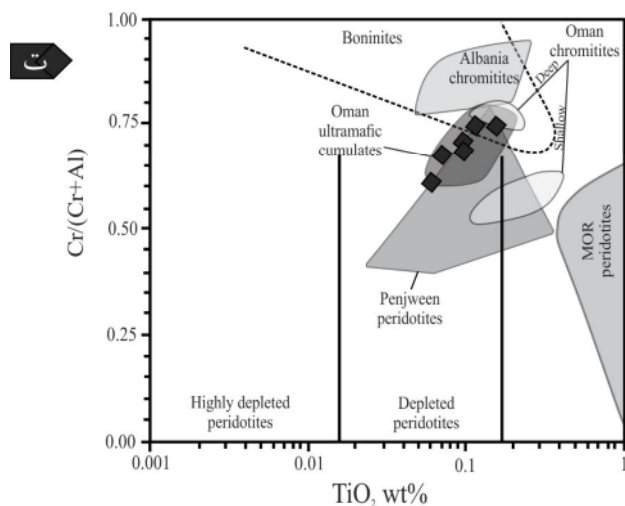
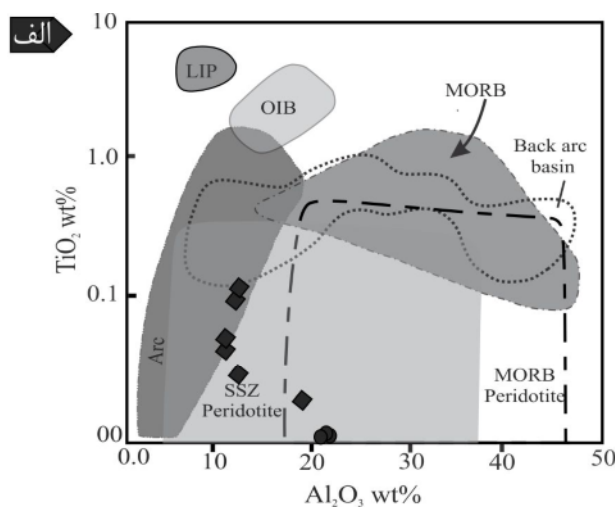
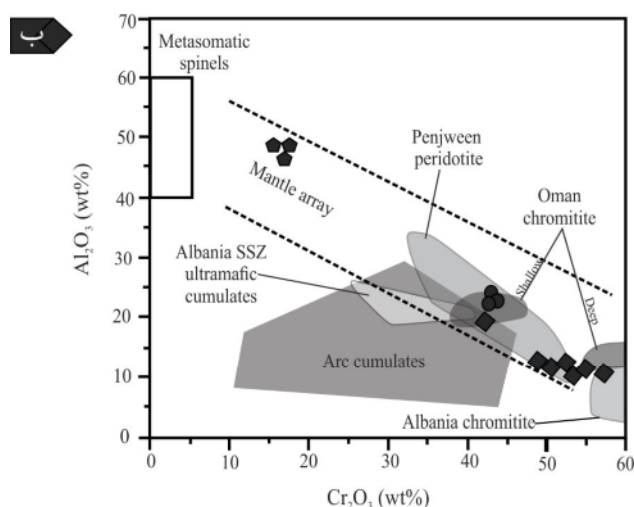
نتایج تجزیه کروم اسپینل‌های مورد بررسی در نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 (شکل ۶ ب) علاوه بر تایید شکل ۵ ث در مورد قرارگیری نمونه‌ها در گستره آرایه گوشته‌ای الیون-اسپینل، نتیجه به دست آمده از نمودار $\text{Cr}\#/\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ نسبت به $\text{Mg}\#$ $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ (شکل ۵ ج)، را نیز از نظر ارتباط محیط زمین‌ساختی ماگمایی پریدوتیت‌ها مورد بررسی با محیط قوس تایید می‌کند. هارزبورژیت و دونیت‌های موجود در پریدوتیت‌هایی که محیط شکل‌گیری آنها وابسته به مناطق بالایی پهنه‌های فرورانش و یا قوس‌های آتشفشانی است، از گدازه‌هایی با نرخ ذوب‌بخشی بیش از ۲۰٪ و در شرایط ذوب آبدار گوشته اولیه نتیجه می‌شوند، به طوری که این درجه ذوب‌بخشی بالا سبب ایجاد نسبت بالایی از Cr/Al در اسپینل آنها می‌شود [۲۳]. مقادیر بالای نسبت Cr/Al در اسپینل‌های مناطق مورد بررسی (با میانگین ۲/۰۱، جدول ۴) و نرخ ذوب‌بخشی بیش از ۲۵٪ برای هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های منطقه (شکل ۵ ث)، تایید دیگری بر وابستگی زمین‌ساختی این پریدوتیت‌ها به محیط قوس به شمار می‌آید.

بر اساس نظر مارل و همکارش [۲۸] مقدار Al_2O_3 در کروم اسپینل توسط مقدار Al_2O_3 در گدازه مولد کنترل می‌شود و می‌توان آنرا با استفاده از رابطه $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{wt } \%) \text{ in Parental}^{2/42}$ $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{wt } \%) \text{ in Cr-Spl} = 0/035 \times \text{Melt}$ محاسبه کرد. مقدار Al_2O_3 محاسبه شده نمونه‌ها به این ترتیب برای گدازه مولد مادر در جدول ۴ ارائه شده است. این مقدار برای هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های مورد بررسی در گستره ۱۰ تا ۱۴ تغییر می‌کند. مقدار Al_2O_3 محاسبه شده ترکیبات بونینیتی و IAT در گدازه

مولد مادر به ترتیب در گستره ۱۰ تا ۱۴ درصد وزنی و ۱۲ تا ۱۶ درصد وزنی است [۴۰].
برای محاسبه مقدار TiO_2 در کروم اسپینل گدازه مولد مادر می‌توان از رابطه

$$TiO_2 (wt\%)_{melt} = 1.0963 \times TiO_2 (wt\%)_{Cr-Spl}^{0.7863}$$
استفاده کرد [۲۴]. مقدار TiO_2 محاسبه شده برای نمونه‌ها از ۰/۱۰ تا ۰/۲۵ درصد وزنی متغیر است که سازگار با یک گدازه

مولد مادر نوع بونینیتی همخوانی دارد (جدول ۴). مقدار Al_2O_3 و TiO_2 محاسبه شده در گدازه مولد مادر برای کروم اسپینل در شکل ۶ پ آورده شده است. چنان که از این شکل نیز مشخص است ترکیب گدازه در میدان سنگ‌های بونینیتی قرار می‌گیرد.



شکل ۶ الف: نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 کروم اسپینل پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه. (میدان‌ها از مراجع [۳۵ و ۱۹]). ب: نمودار Cr_2O_3 نسبت به Al_2O_3 کروم اسپینل پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کرمانشاه. پ: نمودار Al_2O_3 melt نسبت به TiO_2 melt کروم اسپینل (میدان‌های بونینیت از [۲۲]، بونینیت ترودوس از [۴۱]، بونینیت تدفورد از [۴۲]، و MORB از [۴۳])، ت: نمودار $Cr\#$ نسبت به TiO_2 به کروم اسپینل پریدوتیت‌ها (میدان‌های پریدوتیت آبیسال از [۲۰]، کوموله‌های عمان از [۲۳]، کرومیت‌های عمان از [۲۴] و پریدوتیت‌های پنجوین از [۶] برای مقایسه آورده شده‌اند). علائم همانند شکل ۵.

بسیار پایین کلینوپیروکسن و الیون غنی از منیزیم هم بسیار تهی شده هستند و هم دستخوش درجات بالایی از ذوب‌بخشی شده‌اند.

۳- بونینیت‌ها از نظر شیمیایی به دو گروه وابسته به جلوی قوس و وابسته به پشت قوس تقسیم می‌شوند، اما این گونه گدازه‌ها در محیط‌های جلوی قوس به نسبت حوضه پشت قوس فراوانی بیشتری دارند. شیمی کانی اسپینل در پریدوتیت‌ها بیانگر این است که بونینیت‌های وابسته به جلوی قوس مسؤول شکل‌گیری کانی کرومیت با $Cr\#$ و $Mg\#$ بالا و مقدار پایین Ti و Al در افیولیت کرمانشاه است. افزایش عدد کروم در اسپینل موجود در لرزولیت تا دونیت‌ها با ذوب‌بخشی و فرایند جدایش گدازه همخوانی دارد.

۴- ترکیب گوشته سنگ کره‌ای در محیط‌های کششی فقط متأثر از درجات مختلف ذوب‌بخشی در اعماق مختلف نیست، بلکه واکنش گدازه-سنگ نیز یک عامل مؤثر در تغییر ترکیب گوشته است. شواهد بافتی و کانی‌شناسی در پریدوتیت‌های افیولیت کرمانشاه، بیانگر وقوع واکنش گدازه-سنگ هستند. این شواهد همچنین نشان می‌دهند که در تشکیل فرامافیک‌ها علاوه بر واکنش گدازه-سنگ، درجات مختلف ذوب‌بخشی گوشته نیز عاملی تأثیر گذار بوده است.

۵- شواهد صحرایی و شیمیایی دایک‌های ورلیتی مرز پریدوتیت - گابروها نشان می‌دهد که نفوذ گابروها به داخل پریدوتیت‌ها در اثر شیب گرمایی و شیمیایی سبب وقوع واکنش و هجوم عناصر به سمت مرز پریدوتیت و گابرو شده که پیامد آن شکل‌گیری کانی‌های جدید چون کلینوپیروکسن و الیون بوده است. دمای بالای توده‌های گابرویی، هجوم Al_2O_3 و CaO از سمت پریدوتیت‌های گوشته و هجوم MgO از سمت گابرو به منطقه مرزی و انجام واکنش‌های دگرنهادی، شرایط تشکیل این سنگ‌ها را فراهم نموده است.

مراجع

[1] Dilek Y., Furnes H., "Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere", Geological Society of America Bulletin 123 (2011) 387-411.

مقدار FeO/MgO اسپینل در گدازه مولد مادر بر اساس

رابطه زیر [۲۹] محاسبه و در جدول ۴ ارائه شده است:

$$Ln (FeO/MgO)_{Cr-Spl} = 0.47 - 1.07 Y^{Al}_{Cr-Spl} + 0.64 Y^{Fe^{3+}}_{Cr-Spl} + Ln (FeO/MgO)_{melt}$$

$$Y^{Al}_{Cr-Spl} = Al / (Al + Cr + Fe^{3+}), (Al + Cr + Fe^{3+})$$

$$Y^{Fe^{3+}}_{Cr-Spl} = Fe^{3+} /$$

مقدار نسبت FeO/MgO محاسبه شده برای گدازه‌های

مولد مادر از ۰/۶۱ تا ۱/۱۲ متغیر است که به نسبت بالاتر از مقدار مورد انتظار برای گدازه‌های بونینیتی اولیه (۰/۵ - ۰/۸) است [۴۰] اما بیشتر مقادیر به دست آمده قابل مقایسه با نسبت FeO/MgO در بونینیت‌های افیولیت‌های عمان (۰/۷) تا ۱/۲ است [۴۴].

در نمودار TiO_2 نسبت به $Cr\#$ اسپینل (شکل ۶ ت) نمونه‌ها با میدان پریدوتیت‌های تهی شده همپوشی دارند. نتایج حاصل از محیط زمین‌ساختی ماگمایی قوس به همراه قرارگیری نمونه‌ها در میدان ترکیبی بونینیت (همجوار با بونینیت‌های ترودوس و تدفورد) و نزدیکی با پریدوتیت‌های پنجوین و عمان (قوس، SSZ) نشان می‌دهد که پریدوتیت مناطق صحنه، هرسین- نورآباد و میانراهان متشکل از ماگماهای بونینیتی جلوی قوس (مانند پیکریت‌ها و توله‌ایت-های جزایر قوسی) در موقعیت SSZ است.

برداشت

۱- فرامافیک‌های تهی شده در افیولیت‌های کرمانشاه اسپینل-های غنی از Cr با مقدار پایینی از TiO_2 دارند که مشابه با اسپینل موجود در هارزبورژیت‌های جلوی قوس هستند. در بالای پهنه‌های فروانش، ذوب در شرایط کاهش فشار به سبب حضور H_2O مشتق شده از زبانه فرورو تسهیل و تقویت می‌شود. حضور آب پس از فرایند آبدایی زبانه فرورو می‌تواند نقطه ذوب را کاهش دهد و منجر به درجات بالایی از ذوب‌بخشی پریدوتیت‌هایی گردد که به طور متغیر دچار تهی‌شدگی گردیده‌اند، شود.

مقدار فراوانی کلینوپیروکسن در پریدوتیت‌ها بیانگر درجه تهی‌شدگی آنهاست، به علاوه مقدار فورستريت الیون مقیاسی برای درجه ذوب کل است. لذا بر اساس این معیارها، پریدوتیت مناطق صحنه، هرسین- نورآباد و میانراهان با مقدار مودال

- tectonic*", Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 8347–8360.
- [10] Mousavi S. A., Aliani F., Maani Jo M., Sepahi Garo A.A., "Petrology and Geochemistry of the pillow lava, mafic and felsic rocks in Sahneh-Harsin Ophiolite sequence, North East of Kermanshah", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 2(2013) 253-266.
- [11] Zarei Sahamieh R., Moradpour A., "Geochemistry and petrology of the Harsin-Sahneh ophiolitic complex (NE Kermanshah-West of Iran) Implication for the tectonic of Southern Neo-Tethys", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 2(2015) 331-344.
- [12] Shahidi M., Nazari H., "Geological map of Harsin", 1/100.000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran, 1997.
- [13] Rafia R., Shahidi A., "Geological map of Mianrahan", 1/100.000 scale. Geological Survey of Iran, Tehran, 1999.
- [14] Braud J., "Geological map of Kermanshah", 1/250.000 scale. Tehran: Geological Survey of Iran, 1978.
- [15] Ricou L.E., Braud J., Brunn J.H., "Le Zagros. Livre à la Mémoire de Albert F. de Lapparent. Soc", Geologique de France, Mémoire hors-série 8 (1977) 33–52.
- [16] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, 95(2010) 185-187.
- [17] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", 2nd edition Pearson Education Limited, United Kingdom, 1992.
- [18] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", Canadian Mineralogist 27(1989) 143-156.
- [19] Arai S., "Characterisation of spinel peridotites by olivine–spinel compositional relationships: review and interpretation", Chemical Geology 113(1994) 191–204.
- [20] Dick H.J.B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas", Contributions to Mineralogy and Petrology 86(1984) 54–76.
- [21] Barnes S.J., Roeder P.L., "The range of spinel composition in terrestrial mafic and ultramafic rocks", Journal of Petrology 42(2001) 2279–2302.
- [2] Whitechurch H., Omrani J., Agard P., Humbert F., Montigny R., Jolivet L., "Evidence for Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–Arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction", Lithos 182-183 (2013) 11–32.
- [3] Saccani E., Allahyari K., Beccaluva L., Bianchini G., "Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean", Gondwana Research 24 (2013), 392–411.
- [4] Allahyari K., Saccani E., Rahimzadeh B., Zeda O., "Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic forearc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 79 (2014), 312–328.
- [5] Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A., "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectionic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq", Geological Magazine, 148 (2011), 802–818.
- [6] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine, 148 (2011) 692–725.
- [7] Xiao W., Santosh M., "The western Central Asian Orogenic Belt: a window to accretionary orogenesis and continental growth", Gondwana Research, 25 (2014) 1429–1444.
- [8] Ao S., Xiao W., Khalatbari Jafari M., Talebian M., Chen L., Wan B., Ji W., Zhang Z., "U–Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): From continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys", Gondwana Research 31 (2016) 305–318.
- [9] Zarei Sahamieh R., Moradpour A., "Geochemistry and petrology of Harsin-Sahneh ophiolitic complex (NE of Kermanshah-west of Iran) an evidence of Southern Neo-Tethys Ocean

- for melt infiltration in the upper mantle", Contributions to Mineralogy and Petrology 106 (1991) 236–252.
- [33] Saumur B.M., Hattori K., "Zoned Cr-spinel and ferritchromite alteration in forearc mantle serpentinites of the Rio San Juan Complex, Dominican Republic", Mineralogy Magazine. 77(2013) 117–136.
- [34] Siena F., Coltorti M., "Thermobarometric evolution and metasomatic processes of upper mantle in different tectonic settings; evidence from spinel peridotite xenoliths", European Journal of Mineralogy 5(1993)1073–1090.
- [35] O'Driscoll B., Emeleus C.H., Donaldson C.H., Daly J.S., "Cr-spinel seam petrogenesis in the rum layered suite, NW Scotland: cumulate assimilation and in situ crystallization in a deforming crystal mush", Journal of Petrology 51(2010) 1171–1201.
- [36] Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S., Parkinson I.J., Leat P.T., "Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic", Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (2000) 36–53.
- [37] Bézard R., Hébert R., Wang Ch., Dostal J., Dai J., Zhong H., "Petrology and geochemistry of the Xiugugabu ophiolitic massif, western Yarlung Zangbo suture zone, Tibet", Lithos 125(2011) 347–367.
- [38] Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", Journal of Petrology 42(2001) 655–671.
- [39] Choi S.H., Shervais J.W., Mukasa S.B., "Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite", Contributions Mineralogy and Petrology 156(2008) 551–576.
- [40] Dilek Y., Thy P., "Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories", Lithos 113(2009) 68–87.
- [41] Cameron W.E., "Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite Cyprus", Contributions to Mineralogy and Petrology 89(1985) 239–255.
- [22] Parkinson I.J., Pearce J.A., "Peridotites from the Izu–Bonin–Mariana forarc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting", Journal of Petrology 39(1998)1577–1618.
- [23] Tamura A., Arai S., "Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle", Lithos 90(2006) 43–56.
- [24] Rollinson H., "The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions", Contribution to Mineralogy and Petrology 156(2008) 273–288.
- [25] Droop G.T.R., "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.
- [26] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 69(1979) 33–47.
- [27] Wang C.S., Li Y., Liu Z.F., Liu X.H., Tang J.X., Hébert R., Dubois, C., Huot V., "Yarlung-Zangbo ophiolites revisited: from geological survey to mineral records", Acta Geology Sinica 79(2005) 323–330.
- [28] Maurel C., Maurel P., "Etude expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifère. Implications pétrogenétiques: teneur en chrome des spinelles", Bulletin de Mineralogie 105(1982) 197–202.
- [29] Augé T., "Chromite deposits in the northern Oman ophiolite", mineralogical constraints Mineralium Deposita 22(1987) 1–10.
- [30] Xu-Ping L., Hong-Kai C., Ze-Li W., Li-Jun W., Jing-Sui Y., Rolinson P., "Spinel peridotite, olivine websterite and the textural evolution of the Purang ophiolite complex, western Tibet", Journal of Asian Earth Sciences 110 (2015) 55–71
- [31] Seyler M., Lorand J.-P., Dick H.J.B., Drouin M., "Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge", Contributions to Mineralogy and Petrology 153(2007) 303–319.
- [32] Neumann E.R., "Ultramafic and mafic xenoliths from Hierro, Canary Islands: evidence

ocean ridge basalts", Geochemical Society Special Paper 1(1987) 75-89.

[44] Ishikawa T., Nagaishi K., Umino S., "Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc", *Geology* 30(2002) 899-902.

[42] Page P., Barnes S.J., "Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford Mines Ophiolite, Québec, Canada", *Economic Geology* 104(2009) 997-1018.

[43] Presnall D.C., Hoover J.D., "High pressure phase equilibrium constraints on the origin of mid-