



کاربرد شیمی کروم اسپینل در مطالعه سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران

ایوب ویسی‌نیا^۱، محمد ابراهیمی^{۱*}، میرعلی اصغر مختاری^۱، جمشید احمدیان^۲، امیر مرتضی عظیم‌زاده^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵/ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۵/۱۴، نسخه نهایی: ۹۶/۹/۲۰)

چکیده: مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران بیشتر متشکل از هارزبورژیت است و بخش‌های لرزولیتی با گسترش محدود در این مجموعه وجود دارند. هارزبورژیت‌ها به شدت به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند و در بخش‌های هارزبورژیتی، عدسی‌های کوچک از کانه‌زایی کرومیت دیده می‌شوند. کانی‌های تشکیل دهنده هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها شامل الیون، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و کانی فرعی اسپینل هستند. بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازشی روی بلورهای اسپینل، این کانی از نوع کروم و آلومینیم‌دار بوده (کروم اسپینل) و دارای مقادیر بسیار بالای $Mg\#$ (۵۵٫۲-۷۱٫۹) و $Cr\#$ (۳۴٫۳-۴۵٫۵) و مقادیر پایین TiO_2 (میانگین ۰٫۰۶ درصد وزنی) است. مقدار Fe^{3+} در کروم اسپینل‌های سنگ‌های مورد بررسی بالاست (میانگین ۰٫۸ درصد وزنی) که نشان‌دهنده تبلور در شرایط گریزندگی بالای اکسیژن است. با توجه به داده‌های تجزیه نقطه‌ای، مقدار MgO در الیون‌ها بین ۵۰٫۴ تا ۵۲٫۹۹ درصد وزنی بوده و ترکیب آن‌ها از نوع فورستریت ($For_{90/68-91/42}$) است. براساس شیمی کانی اسپینل، پریدوتیت‌های مجموعه افیولیت شمال‌شرق کامیاران از نوع پریدوتیت‌های تهی‌شده و پسماندی است و در محیط زمین‌ساختی پشته‌های میان اقیانوسی (مورب) تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی؛ کروم/اسپینل؛ پریدوتیت گوشته‌ای؛ افیولیت؛ کامیاران.

مقدمه

شاخص سنگ‌زایی قابل اعتمادی به منظور تعیین ترکیب سنگی گوشته اولیه (حتی در سنگ‌های به شدت سرپانتینی شده) استفاده کرد [۷-۹]. همچنین، شیمی کانی کروم اسپینل و کانی‌های سیلیکاتی همراه آنها در پریدوتیت‌ها می‌تواند در تعیین ترکیب مذاب مادر این سنگ‌ها، جایگاه زمین‌ساختی، درصد ذوب‌بخشی، میزان گریزندگی اکسیژن (fO_2)، ماهیت افیولیتی یا غیر افیولیتی آنها، واکنش مذاب/سنگ و غیره به کار برده شود [۹-۱۶].

بررسی‌های زمین‌شناسی بیانگر این است که مجموعه‌های افیولیتی در جایگاه‌های متفاوت زمین‌ساختی تشکیل می‌شوند [۲، ۱]. از طرف دیگر، داده‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی پریدوتیت‌های گوشته بالایی در مجموعه‌های افیولیتی، برای ارزیابی فرآیندهای مؤثر در تشکیل آنها و تعیین جایگاه زمین‌ساختی مجموعه‌های افیولیتی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند [۳-۶]. کانی کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها، به دلیل مقاومت در برابر دگرسانی، بدون تغییر حفظ می‌شود، به طوری که می‌توان از ترکیب شیمیایی این کانی به عنوان

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۶۴۱۹۴۵۳، نامبر: ۰۲۴۳۳۰۵۴۰۰۲، پست الکترونیکی: ebrahimi@znu.ac.ir

منطقه مورد بررسی در شمال شرق کامیاران و در بخش شمالی کوهزاد زاگرس (قسمتی از مجموعه معروف به نوار افیولیت-رادیولاریت) و در راستای گسل مروارید واقع است. سنگ‌های فرامافیک مجموعه پریدوتیتی شمال شرق کامیاران (گرماب) بیشتر از هارزبورژیت، لرزولیت و سرپانتینیت تشکیل شده‌اند. پژوهش‌هایی پیرامون ویژگی‌های سنگ‌شناسی بازالت‌های کامیاران [۱۷] و دایک‌های دیابازی مجموعه افیولیتی کامیاران [۱۸] انجام شده‌اند. اما توالی پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کامیاران به ویژه بررسی نشده است. این پژوهش تفسیری جامع در مورد انواع کانی‌های تشکیل‌دهنده و توزیع آن‌ها در سنگ‌های پریدوتیتی مجموعه افیولیتی گرماب بوده و هدف اصلی آن تعیین خاستگاه و محیط زمین‌ساختی، ماهیت گوشته مادر و بخشی از سرگذشت این مجموعه افیولیتی با استفاده از ترکیب کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های سنگ‌های پریدوتیتی است.

روش کار

در بازدیدهای صحرایی، از مجموعه پریدوتیتی افیولیت شمال شرق ضمن جمع‌آوری اطلاعات سنگ‌شناسی و ساختاری از واحدهای سنگی، نمونه‌برداری اصولی برای تهیه مقاطع نازک و نازک-صیقلی، تجزیه شیمیایی سنگ کل و شیمی کانی‌ها شمال شرق کامیاران (گرماب) انجام شد. بررسی‌های سنگ-نگاری مقاطع نازک و نازک-صیقلی میکروسکوپی به منظور تعیین بافت سنگ‌ها و ریزساختارهای آن‌ها با استفاده از میکروسکوپ قطبشی دو منظوره GX انجام گردید.

به منظور بررسی شیمی کانی‌ها (الیوین و کروم‌اسپینل)، تعداد ۷ مقطع نازک-صیقلی تهیه شد. پس از انتخاب کانی‌ها برای تجزیه نقطه‌ای به روش ریزپردازشی و پس از پوشش‌دهی کربنی، این کانی‌ها توسط دستگاه میکروسوند الکترونی Jeol مدل JXA-۸۸۰۰R در دانشگاه ژاپن در شرایط ولتاژ شتاب-دهنده ۱۵ kV، شدت جریان ۱۵ nA و زمان شمارش ۴۰ ثانیه تجزیه شدند.

زمین‌شناسی

تکوین زمین‌دینامیکی کمربند زاگرس را بیشتر در

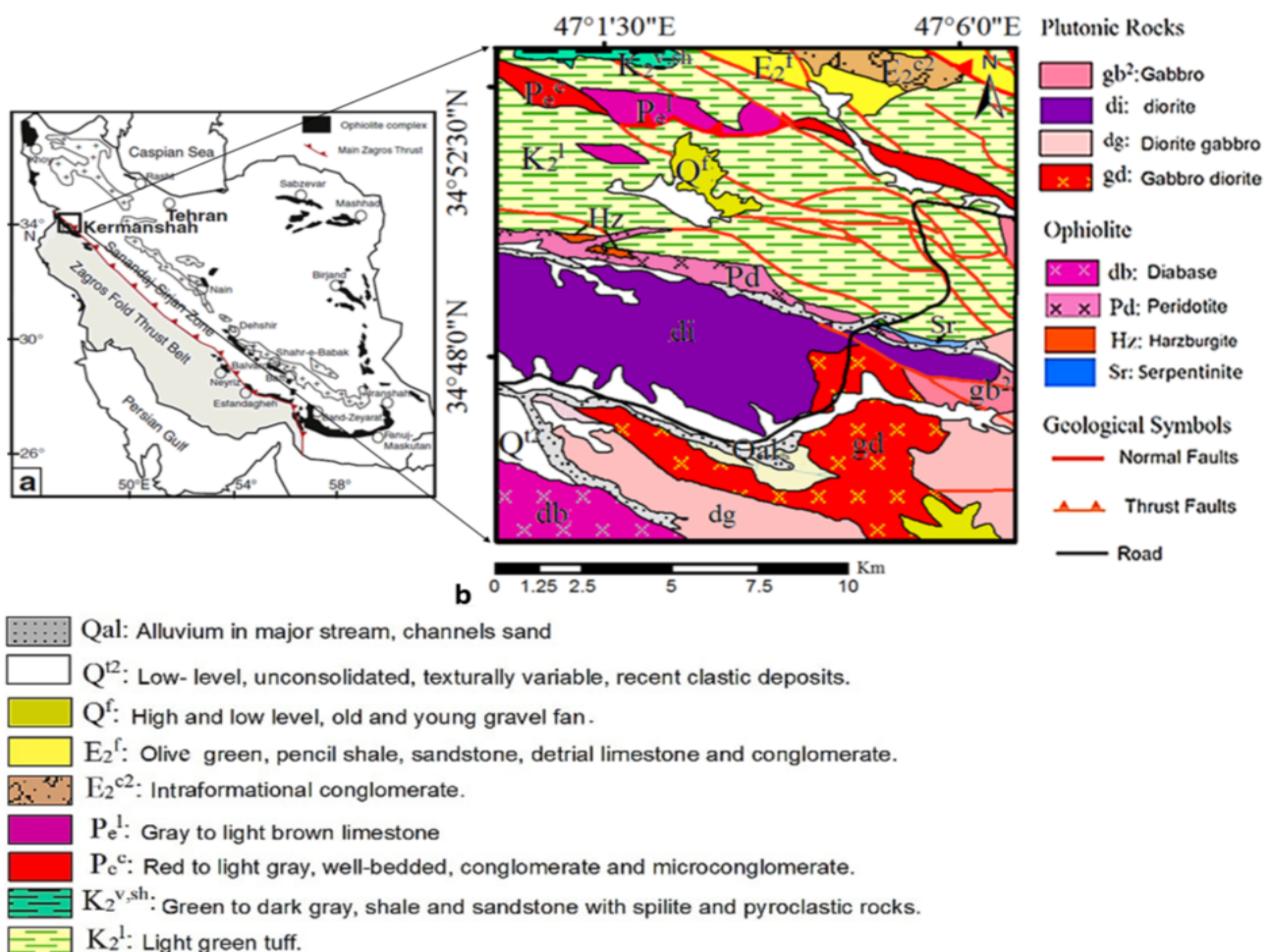
ارتباط با باز و بسته‌شدن نئوتتیس بین دو صفحه ایران و عربستان و فروانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس با شیب به سمت شمال شرق به زیر کرانه فعال پوسته قاره‌ای ایران در نظر گرفته‌اند [۱۹]. آثار فروانش نئوتتیس و برخورد قاره‌ای همراه آن در این منطقه، با جایگیری افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز همراه بوده است که در امتداد راندگی اصلی زاگرس معروف به پهنه خرد شده جای گرفته‌اند [۱۹، ۲۰]. مجموعه افیولیتی کرمانشاه به صورت نواری به طول تقریبی ۲۳۰ کیلومتر و پهنای ۶۰-۳۰ کیلومتر در غرب ایران در راندگی اصلی زاگرس رخنمون داشته و بخشی از کمربند افیولیتی به شدت گسیخته کرمانشاه-پنجوین در نظر گرفته شده است. به اعتقاد برخی پژوهشگران [۲۱، ۲۲]، این مجموعه افیولیتی از جمله افیولیت-های کمربند خارجی زاگرس است (شکل ۱ الف). مجموعه افیولیتی کرمانشاه شامل چندین مجموعه سنگی است که تکامل زمین‌دینامیکی شاخه اقیانوسی نئوتتیس جنوبی را که بین سبز عربستان (گندوانا) و پهنه سنج-سیرجان واقع بوده را در خود ثبت نموده است. افیولیت کرمانشاه به دو بخش مجزا قابل تقسیم است: نخست مجموعه هرسین-صحنه در جنوب شرق و دومی به صورت یک قلمرو ماگمایی از شرق صحنه تا شمال و شمال شرق کامیاران کشیده شده است [۲۳، ۲۴].

مجموعه افیولیتی کامیاران بخشی از مجموعه افیولیتی کرمانشاه [۲۴-۲۶] و نوار افیولیت-رادیولاریت زاگرس-عمان است که در گستره نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه [۲۷] و نقشه-های ۱:۱۰۰۰۰۰ کامیاران [۲۸] و میانراهان [۲۹] رخنمون دارد (شکل ۱ ب). نوار افیولیتی زاگرس در شمال شرق راندگی اصلی زاگرس واقع بوده و مثال مشخصی از آغاز فروانش کرتاسه پسین در سمت شمالی نئوتتیس است [۳۰].

بخش فرامافیک مجموعه افیولیتی کامیاران شامل پریدوتیت‌های توالی گوشته‌ای، پوسته‌ای و گابروهاست که در بیشتر قسمت‌ها، فاقد سنگ‌های آتشفشانی است [۳۱]. سن افیولیت‌ها با استفاده از روش سن‌سنجی K/Ar حدود ۸۶ ± ۶ و ۸۳ ± ۶ میلیون سال برآورد شده است [۳۲، ۳۴]. با توجه به سن قطعات افیولیتی و رسوبات رادیولاریتی موجود در سازند جوش‌سنگی امیران [۳۴]، به نظر می‌رسد که نخستین مرحله

خاکستری تیره بوده و از فراوانی کمتری نسبت به هارزبورژیت-ها برخوردارند، به طوری که فراوانی آنها حدود ۱۰٪ کل مجموعه پریدوتیتی است (شکل ۲ پ). سرپانتینیت‌ها نیز در بررسی صحرایی بیشتر در امتداد پهنه‌های گسلی و در راستای خطی قرار گرفته‌اند و دارای رنگ‌های سبز تا سبز تیره هستند (شکل ۲ ت). در مجموعه پریدوتیت‌های مورد بررسی، تمرکز بالایی از کانه‌زایی کرومیت دیده نمی‌شود و تنها در برخی نقاط، کرومیت به صورت عدسی‌های کوچک مشاهده می‌گردد (شکل ۲ ث). دایک‌های گابرویی و دیابازی از جمله واحدهای مافیک موجود در افیولیت‌های مورد بررسی هستند که پریدوتیت‌ها را قطع کرده‌اند (شکل ۲ ج).

راندگی افیولیت کرمانشاه در ماستریشین-پالئوسن روی داده است. در مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران، پریدوتیت‌ها گسترش بسیاری داشته و پایین‌ترین بخش توالی را به خود اختصاص داده‌اند و تقریباً ۸۰٪ مجموعه را تشکیل می‌دهند (شکل ۲ الف). این سنگ‌شناسی گاه به صورت توالی‌های ضخیم و گسترده (شمال روستای مأمَن) و گاه به صورت توده‌های کوچک و پراکنده (بین روستای مأمَن و گرماب) دیده می‌شود. سنگ‌های هارزبورژیتی که فراوان‌ترین سنگ‌های منطقه مورد بررسی را تشکیل می‌دهند فرآیند سرپانتینی شدن را به درجات مختلفی نشان می‌دهند. رنگ این گروه از سنگ‌ها در نمونه دستی، سبز تیره تا خاکستری بوده (شکل ۲ ب) و دارای بلورهای درشت پیروکسن هستند. لرزولیت‌ها به رنگ سیاه تا



شکل ۱ الف- توزیع توده‌های افیولیتی در کمربند چین‌خورده زاگرس و دیگر نقاط ایران [۲۴، ۲۲] ب- نقشه زمین‌شناسی مجموعه پریدوتیتی شمال شرق کامیاران، برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ میانراهان [۲۹].

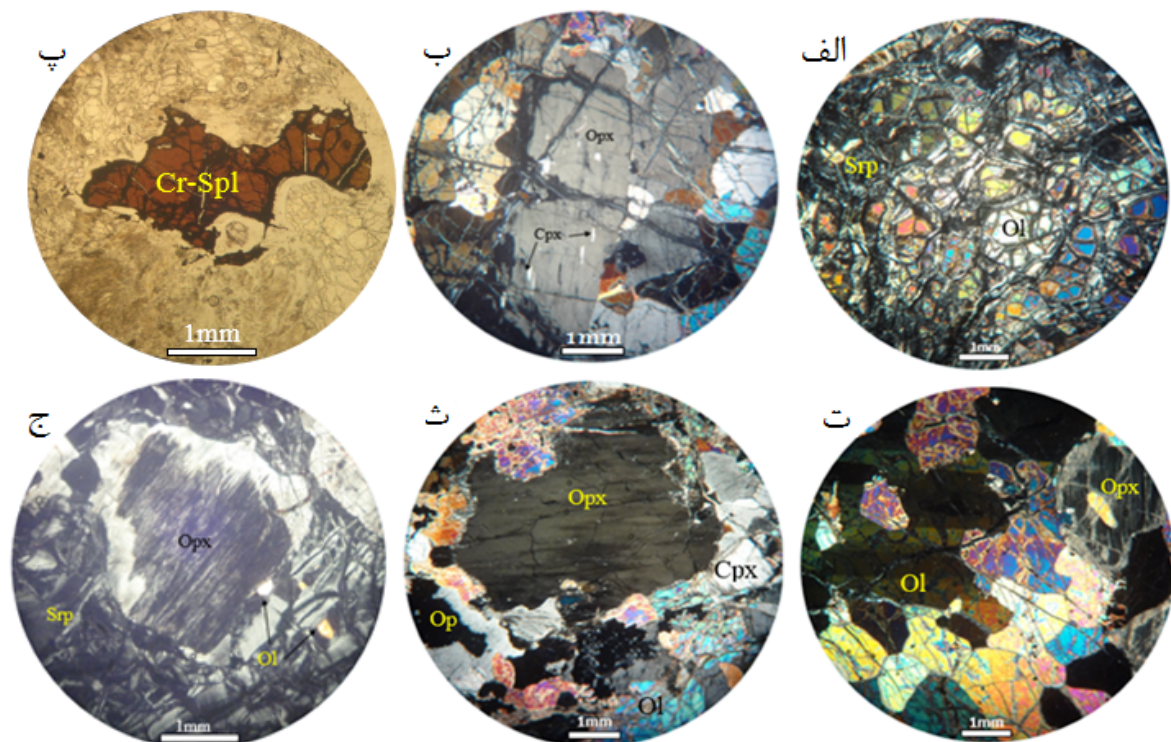


شکل ۲ الف- تصویر صحرایی پریدوتیت‌ها همراه با واحدهای رسوبی قرار گرفته بر آن‌ها (دید به سمت شمال شرق). ب - نمایی کلی از هارزبورژیت‌های (Hz) موجود در مجموعه پریدوتیتی شمال شرق کامیاران (دید به سمت شمال غرب). پ- تصویری از نمونه دستی لرزولیت به همراه دانه‌های پیروکسن. ت- تصویری از نمونه دستی سرپانتینیت دارای رگه‌های کریزوتیل. ث- عدسی‌های کوچک کرومیت در زمینه‌ای از سرپانتینیت. ج- دایک‌های گابرویی قطع کننده مجموعه پریدوتیتی (دید به سمت شمال غرب).

سنگ‌نگاری

هارزبورژیت‌ها متشکل از ۷۵-۷۰ درصد الیوین، ۲۵-۱۰ درصد ارتوپیروکسن، کمتر از ۵ درصد کلینوپیروکسن و ۲-۱ درصد کروم‌اسپینل هستند. این سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای می‌باشند. بخش زیادی از الیوین‌ها سرپانتینی شده‌اند، با این حال، بخش‌های سالم آن‌ها را می‌توان در مقاطع مشاهده کرد. برخی بلورهای درشت الیوین دارای ماکل مکانیکی هستند و تغییر شکل نشان می‌دهند. مرز این بلورها با یکدیگر و با دیگر کانی‌های سازنده سنگ، به صورت منحنی‌های خمیده و میان‌انگشتی است. به علت شدیدتر بودن فرآیند سرپانتینی‌شدن،

بافت مشبک به خوبی در این سنگ‌ها گسترش پیدا کرده است (شکل ۳ الف). ارتوپیروکسن‌ها بصورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و گاه خرد شده بوده و دارای تیغه‌های جدایشی ریز از جنس کلینوپیروکسن هستند (شکل ۳ ب). در بسیاری از موارد، میانبارهای دانه‌ریز تا دانه‌متوسط از کانی الیوین در ارتوپیروکسن‌ها دیده می‌شود که دارای شکستگی هستند و گاه سرپانتینی شده‌اند. برخی بلورها نیز دگرشکلی، خاموشی موجی و خمیدگی از خود نشان می‌دهند که نشان دهنده تغییر شکل آن‌ها در دما و فشار بالای گوشته است.



شکل ۳ الف- جزیره‌ای شدن الیوین‌ها و رشد سرپانتین در بین آن‌ها. ب- نوارهای جدایشی کلینوپیروکسن در بلورهای ارتوپیروکسن. پ- بلورهای بی‌شکل قرمز- قهوه‌ای کروم اسپینل که از لبه و در امتداد شکستگی‌ها به مگنتیت تجزیه شده‌اند. ت- ماکل مکانیکی (نوارشکنجی) در بلورهای الیوین. ث- الیوین‌های ریز در اطراف درشت‌بلورهای ارتوپیروکسن. ج- بقایای الیوین‌های باقی‌مانده بصورت جزیره‌ای در زمینه‌ای از سرپانتین. همه تصاویر جز تصویر پ در نور قطبیده متقاطع XPL گرفته شده‌اند. (علایم اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۳۷] الیوین Ol، ارتوپیروکسن Opx، کلینوپیروکسن Cpx، سرپانتین Srp، کانی کدر Op و کروم اسپینل Cr-Spl).

شود. از طرف دیگر، لبه ارتوپیروکسن‌ها به صورت بریده بریده و دارای خوردگی خلیجی است که توسط الیوین‌های ریزدانه پر شده‌اند (شکل ۳ ث). بلورهای کلینوپیروکسن در لرزولیت‌ها به سه صورت ۱) بلورهای متوسط تا درشت‌دانه و در مواردی دارای ماکل مکانیکی و شکستگی، ۲) بلورهای کوچک درون ارتوپیروکسن‌ها و ۳) تیغه‌های جدایشی درون ارتوپیروکسن‌ها هستند.

در بررسی‌های میکروسکوپی سرپانتینیت‌ها، بقایای کانی‌های اولیه شامل اولیوین (تا ۱۰ درصد)، ارتوپیروکسن (تا ۵ درصد)، کلینوپیروکسن (تا ۲ درصد)، اسپینل (تا یک درصد) در زمینه‌ای از سرپانتین (بالای ۸۰ درصد) پراکنده هستند. کانی‌های ثانویه کلسیت، تالک، ترمولیت- اکتینولیت و اکسیدهای آهن نیز بعنوان کانی‌های ثانویه دیده می‌شوند. بافت اولیه الیوین‌ها، دانه‌ای بوده و به شدت خرد شده‌اند. بلورهای الیوین در سطوح شکستگی‌ها به سرپانتین تبدیل شده و در

کلینوپیروکسن‌ها از نظر اندازه از ارتوپیروکسن‌ها کوچک‌تر هستند، ولی نسبت به ارتوپیروکسن‌ها کم‌تر دچار دگرسانی شده‌اند. در برخی بلورهای کلینوپیروکسن، تیغه‌های جدایشی ارتوپیروکسن دیده می‌شود. اسپینل‌ها نیز تنها در فضای بین دیگر کانی‌ها و در بیشتر موارد در زمینه سرپانتینی سنگ وجود دارند. اسپینل به رنگ قرمز تا قهوه‌ای تیره است و در مواردی لبه‌ای سیاه در اطراف و درون شکستگی‌های آن دیده می‌شود که به دلیل افزایش آهن در این مناطق است [۳۳] (شکل ۳ پ). ترکیب متوسط مودال لرزولیت‌ها شامل ۷۵-۷۰ درصد الیوین، ۲۰-۱۵ درصد کلینوپیروکسن و حدود ۱۰ درصد ارتوپیروکسن است. کروم اسپینل نیز به عنوان کانی فرعی با فراوانی کمتر از ۲ درصد در نمونه‌ها وجود دارد. بافت این سنگ‌ها نیز دانه‌ای است و در آن‌ها، بلورهای الیوین بیشتر ماکل مکانیکی یا نوارهای شکنجی دارند. همه کانی‌های موجود در سنگ، شکل‌های دگرشکلی از خود نشان می‌دهند (شکل ۳ ت). ماکل مکانیکی در برخی بلورهای ارتوپیروکسن نیز دیده می-

مواردی که هنوز کاملاً سرپانتینی نشده‌اند، بقایای الیون در شبکه‌های سرپانتین دیده می‌شوند (شکل ۳ ج).

هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها شواهدی را در خود ثبت کرده‌اند (مانند خردشدگی بلورها، ماکل مکانیکی و خاموشی موجی) که نشانگر وابستگی آنها به گوشته بالایی و تجربه شرایط دما و فشار بالاست. کشیدگی کانی‌ها، شواهد بازتبلور دمای بالا و وجود تغییر شکل‌های ناکشسان مربوط به دما و فشار بالا در

این سنگ‌ها می‌تواند نشان دهنده رخداد فرآیندهای دگرشکلی دمای بالای گوشته‌ای باشد [۳۴-۳۷].

شیمی کانی

به منظور بررسی شیمی کانی‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران، در مجموع ۲۳ تجزیه ریزپردازشی از کانی‌های کروم‌اسپینل و الیون انجام شد که نتایج آن در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای الیون‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های گوشته‌ای منطقه مورد بررسی براساس درصد وزنی و فرمول ساختاری ۴ اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آن‌ها.

نوع سنگ	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
شماره نمونه	۳۴-۱-۱-C	۳۴-۱-۲-C	۳۴-۳-C	۳۴-۱-R	۳۴-۴-C	۳۴-۱-R	۳۴-۱-۲-R	۳۷-۳-۱-R	۳۷-۳-۲-R	۳۷-۳-۱-C	۳۷-۳-۲-C	۳۷-۳-۳-C	۲۱-۱
SiO ₂	۴۰٫۳۵۴	۴۰٫۹۹۰	۴۰٫۷۴۶	۴۰٫۵۴۰	۴۰٫۲۴۸	۴۰٫۶۷۵	۴۰٫۵۶۵	۴۰٫۵۰	۴۰٫۳۱۳	۴۱٫۱۳۹	۴۱٫۱۹۰	۴۰٫۸۷۹	۴۱٫۰۹
TiO ₂	۰٫۰۰۸	۰٫۰۳۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۴۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۶	۰٫۰۲۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۵	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۵۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۵۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱۳	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۳	۰٫۰۹۵	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰
FeO	۹٫۳۷۰	۹٫۵۵۷	۹٫۴۱۴	۹٫۲۰۴	۹٫۴۴۸	۹٫۴۷۱	۸٫۸۲۱	۸٫۳۵۳	۷٫۷۰۳	۸٫۷۹۴	۸٫۴۲۳	۸٫۹۶۵	۹٫۳۵
MnO	۰٫۱۵۵	۰٫۱۳۱	۰٫۱۵۳	۰٫۱۲۱	۰٫۱۲۵	۰٫۱۵۲	۰٫۱۲۸	۰٫۱۱۴	۰٫۱۲۶	۰٫۰۹۹	۰٫۱۶۳	۰٫۱۳۹	۰٫۱۳
MgO	۵۱٫۲۵۷	۵۱٫۵۰۰	۵۱٫۷۳۱	۵۰٫۴۳	۵۱٫۹۵۶	۵۱٫۲۱۳	۵۰٫۸۳۸	۵۲٫۹۹۳	۵۲٫۸۶۹	۵۲٫۷۱۹	۵۲٫۲۵۱	۵۲٫۳۹۶	۴۹٫۹۶
CaO	۰٫۰۵۲	۰٫۰۵۴	۰٫۰۸۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۲۰	۰٫۰۵۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۰	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۵	۰٫۰۵۲	۰٫۰۷۶	۰٫۱۲
Na ₂ O	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۱
K ₂ O	۰٫۰۱۶	۰٫۰۳۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۱	۰٫۰۲۸	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱
NiO	۰٫۸۳۴	۰٫۳۶۵	۰٫۳۰۷	۰٫۳۴۴	۰٫۴۱۵	۰٫۳۵۰	۰٫۳۶۶	۰٫۳۰۱	۰٫۴۲۴	۰٫۴۴۸	۰٫۳۳۱	۰٫۳۸۳	۰٫۳۸
مجموع	۱۰۱٫۶۹	۱۰۲٫۶۷	۱۰۲٫۴۴	۱۰۰٫۳۷	۱۰۳٫۲۵	۱۰۱٫۹۳	۱۰۰٫۸۱	۱۰۱٫۸۹	۱۰۱٫۵۸	۱۰۳٫۲۵	۱۰۲٫۴۴	۱۰۲٫۸۷	۱۰۱٫۰۴
Si	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰۰	۱٫۰۰
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰
Fe ³⁺	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰
Fe ²⁺	۰٫۱۹۴	۰٫۱۹۵	۰٫۱۹۳	۰٫۱۹۰	۰٫۱۹۲	۰٫۱۹۵	۰٫۱۸۲	۰٫۱۷۴	۰٫۱۶۰	۰٫۱۷۹	۰٫۱۷۱	۰٫۱۸۳	۰٫۱۹
Mn	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰
Mg	۱٫۸۹۳	۱٫۸۷۳	۱٫۸۹۳	۱٫۸۴۱	۱٫۸۷۸	۱٫۸۷۸	۱٫۸۶۹	۱٫۹۷۳	۱٫۹۵۶	۱٫۹۱۱	۱٫۸۹۱	۱٫۹۱۰	۱٫۸۰
Ca	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰
Ni	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۸	۰٫۰۱
مجموع	۳٫۱۰۲	۳٫۰۸۱	۳٫۰۹۷	۳٫۰۴۴	۳٫۰۸۳	۳٫۰۸۴	۳٫۰۶۲	۳٫۱۵۶	۳٫۱۳۲	۳٫۱۰۳	۳٫۰۷۲	۳٫۱۰۷	۳٫۰۰
Mg#	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۱	۰٫۹۱
Forsterite	۹۱٫۴۶	۹۰٫۳۹	۹۰٫۳۹	۹۰٫۵۳	۹۰٫۶۱	۹۰٫۴۵	۹۰٫۹۷	۹۱٫۷۴	۹۲٫۳۰	۹۱٫۳۰	۹۱٫۵۰	۹۱٫۰۳	۹۰٫۲۴
Fayalite	۸٫۳۲	۹٫۴۱	۹٫۲۳	۹٫۳۴	۹٫۲۴	۹٫۲۶	۸٫۸۶	۸٫۱۱	۷٫۵۴	۸٫۵۴	۸٫۲۷	۸٫۷۴	۹٫۴۷
Tephroite	۰٫۱۶	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۳

جدول ۲ ترکیب اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی شمال‌خاور کامیاران بر اساس درصد وزنی و فرمول ساختمانی آنها با احتساب ۳۲ اتم اکسیژن.

Sample No.	۳۷-۳-C	۳۷-۳-R	۳۷-۳-R&c	۲۱-۱-C	۲۱-۲-R	۳۴-۱-C	۳۴-۲-R	۳۴-۲-C	۳۴-۲-R	۳۴-۳-C	۳۴-۵-C	۳۴-۵-R
Rock type	Hz	Hz	Hz	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ
SiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۵
TiO ₂	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۱۲	۰/۰۳
Al ₂ O ₃	۳۷/۷۸	۳۷/۸۵	۳۷/۵۰	۳۶/۵۳	۳۶/۶۱	۳۴/۰۷	۳۳/۳۱	۳۳/۸۰	۳۳/۹۸	۳۳/۹۷	۳۳/۷۵	۳۲/۷۲
Cr ₂ O ₃	۲۹/۴۸	۳۰/۲۳	۳۰/۶۳	۳۲/۴۸	۳۲/۱۳	۳۳/۸۴	۳۳/۰۰	۳۳/۳۲	۳۳/۲۹	۳۴/۳۱	۳۴/۰۱	۳۲/۸۷
FeO	۱۴/۳۲	۱۳/۸۲	۱۲/۶۴	۱۳/۷۴	۱۳/۸۳	۱۶/۸۷	۱۷/۴۰	۱۷/۰۴	۱۷/۲۵	۳۴/۳۱	۱۷/۳۹	۱۷/۰۲
MnO	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۲۵	۰/۲۴
MgO	۱۷/۰۴	۱۷/۲۹	۱۷/۱۴	۱۶/۸۰	۱۶/۶۹	۱۵/۶۹	۱۵/۰۱	۱۴/۹۶	۱۵/۹۷	۱۵/۹۲	۱۵/۷۵	۱۵/۳۵
CaO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰
Na ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲
K ₂ O	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
NiO	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۲
Total	۹۹/۰۹	۹۹/۶۳	۹۸/۴۵	۱۰۰/۰۳	۹۹/۷۷	۱۰۱/۰۲	۹۹/۴۱	۹۹/۵۳	۱۰۱/۰۷	۱۰۱/۳۷	۱۰۱/۵۲	۹۸/۵۹
Si	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰
Al	۱۰/۱۳	۱۰/۰۹	۱۰/۱۲	۹/۷۵	۹/۸۴	۹/۲۱	۹/۲۰	۹/۲۹	۹/۱۷	۹/۱۴	۹/۰۹	۹/۰۹
Cr	۵/۳۰	۵/۴۱	۵/۵۴	۵/۸۱	۵/۸۰	۶/۱۳	۶/۱۱	۶/۱۴	۶/۰۲	۶/۱۹	۶/۱۴	۶/۱۲
Fe ³⁺	۰/۵۵	۰/۴۸	۰/۲۹	۰/۴۰	۰/۳۲	۰/۶۲	۰/۶۸	۰/۵۶	۰/۷۹	۰/۶۴	۰/۷۲	۰/۷۷
Fe ²⁺	۲/۱۸	۲/۱۴	۲/۱۳	۲/۳۱	۲/۳۲	۲/۶۲	۲/۷۴	۲/۷۷	۲/۵۲	۲/۵۶	۲/۶۲	۲/۵۹
Mn	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Mg	۵/۵۸	۵/۸۳	۵/۸۵	۵/۶۷	۵/۶۸	۵/۳۶	۵/۲۴	۵/۲۰	۵/۴۵	۵/۴۲	۵/۳۶	۵/۳۹
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ni	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲
Total	۲۳/۱۸	۲۴/۰۱	۲۴/۱۵	۲۴/۰۳	۲۴/۰۶	۲۴/۰۱	۲۴/۰۱	۲۴/۰۰	۲۴/۰۱	۲۴/۰۰	۲۳/۹۹	۲۴/۰۱
Cr#	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۵	۰/۳۷	۰/۳۷	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰
Mg#	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۶۷	۰/۶۶	۰/۶۵	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۶۷	۰/۶۸

NiO و الیون‌های هارزبورژیت‌ها دارای کم‌ترین مقدار NiO هستند.

براساس تجزیه نقطه‌ای الیون‌ها، مقدار $Mg\# (100Mg/(Mg+Fe^{2+}))$ الیون در لرزولیت‌ها ۰/۹۱ و در هارزبورژیت‌ها ۰/۹۱-۰/۹۲ محاسبه شده است. این مقادیر نشان می‌دهند که ترکیب شیمیایی الیون‌ها را در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها تفاوت قابل توجهی ندارد. این امر می‌تواند ناشی از واکنش یک مذاب با سنگ‌های پریدوتیتی باشد که منجر به بافر شدن ترکیب الیون‌ها شده و ترکیب آن‌ها را در سراسر واحد، تقریباً یکسان نموده است [۴۰].

کروم اسپینل: در سنگ‌های پریدوتیتی مورد بررسی، بیشتر فازهای سیلیکاتی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها به کانی‌های ثانویه (بیشتر سرپانتین) دگرسان شده‌اند، ولی کروم اسپینل موجود در

الیون: از جمله کانی‌هایی است که نقش مهمی در روند شکل‌گیری ماگمایی دارد [۳۸] و با آگاهی از ترکیب شیمیایی آن می‌توان ویژگی‌های زمین‌ساختی و مباحث مربوط به سنگ‌زایی ماگما را بررسی کرد [۳۹]. الیون از فراوان‌ترین کانی‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران است. ترکیب شیمیایی چند نمونه از الیون‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های این مجموعه پریدوتیتی در جدول ۱ آورده شده است. ترکیب متوسط الیون‌های موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها به ترتیب $Fe_{0.168}$ و $Fe_{0.142}$ است. مقدار فورستريت الیون‌های موجود در هارزبورژیت‌ها کمی بیشتر از لرزولیت‌هاست. مقدار NiO در الیون‌های مورد بررسی بین ۰/۳۰ و ۰/۸۳ درصد وزنی در تغییر است، به طوری که الیون‌های لرزولیت‌ها دارای بیشترین مقدار

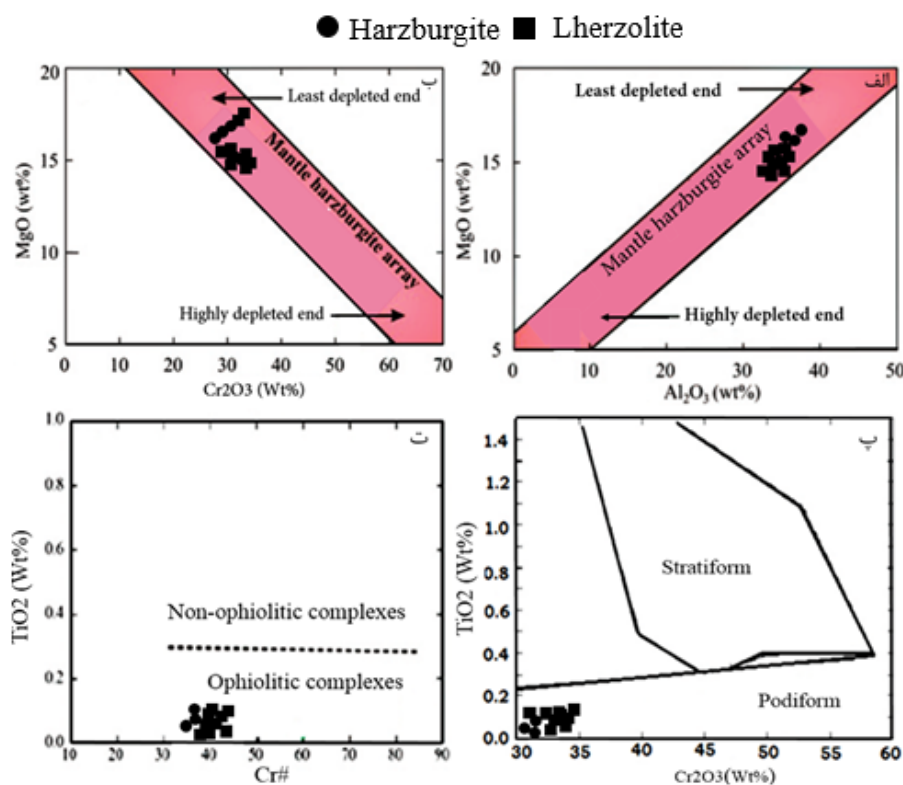
های موجود در لرزولیت‌ها دارای مقدار Cr_2O_3 کمتری هستند ($30/114$ درصد وزنی). مقدار $\text{Cr}\#$ و $\text{Mg}\#$ این کانی به ترتیب $34/8$ و 72 درصد است. همچنین مقدار Al_2O_3 آن $37/706$ درصد وزنی بوده و نسبت به نمونه‌های لرزولیتی بیشتر است. چنان‌که دیده می‌شود، در مقایسه با کروم‌اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها، درصد اکسید کروم، کاهش و اکسید آلومینیم افزایش یافته است. در نتیجه عدد $\text{Cr}\#$ آن‌ها نیز کاهش یافته است. مقدار TiO_2 در کروم‌اسپینل‌های موجود در پریدوتیت-های مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران بسیار پایین (متوسط $0/06$ درصد وزنی) است (جدول ۲).

بین اکسیدهای Al_2O_3 و MgO کروم‌اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها همبستگی مثبت وجود دارد (شکل ۴ الف)، در حالیکه بین اکسیدهای MgO و Cr_2O_3 همبستگی منفی به خوبی نمایان است (شکل ۴ ب). علاوه بر این، جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای Al_2O_3 و Cr_2O_3 نسبت به MgO [۴۲] در گستره گوشته هارزبورژیتی با تهی‌شدگی متوسط تا پایین قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴ الف و ب).

این سنگ‌ها در بیشتر موارد بدون تغییر مانده است، زیرا اسپینل مقاوم‌ترین فاز کانی‌شناسی در برابر دگرسانی و ذوب بخشی در پریدوتیت‌ها به شمار می‌رود [۵، ۶]. بر این اساس، به کمک ترکیب اسپینل‌ها می‌توان ترکیب شیمیایی اولیه سنگ-های پریدوتیتی را تعیین کرد. برای شناسایی ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی، تعداد ۱۱ نقطه از کانی کروم‌اسپینل موجود در هارزبورژیت و لرزولیت تجزیه نقطه‌ای شد و فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن و ۲۴ کاتیون محاسبه شدند (جدول ۲). مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} بر اساس ضرایب عنصرسنجی و فرمول ارائه شده توسط دروپ [۴۱] محاسبه شد. براساس داده‌های ریزپردازش کروم‌اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها نتایج زیر به دست آمدند:

الف- اسپینل در سنگ‌های لرزولیتی: به طور میانگین دارای $33/301$ درصد وزنی Cr_2O_3 ، $34/015$ درصد وزنی Al_2O_3 ، $\text{Cr}\#$ برابر با $40/6$ و $\text{Mg}\#$ برابر با 65 درصد است.

ب- اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها در مقایسه با اسپینل



شکل ۴ جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمیایی کروم‌اسپینل‌ها الف- نمودار Al_2O_3 نسبت به MgO ، ب- نمودار MgO نسبت به Cr_2O_3 ، پ- نمودار TiO_2 نسبت به Cr_2O_3 [۴۵] و ت- نمودار TiO_2 نسبت به $\text{Cr}\#$ [۴۶]. در نمودارهای الف و ب، گستره هارزبورژیت‌های گوشته‌ای برگرفته از مرجع [۴۲] است. علایم مشابه شکل الف است.

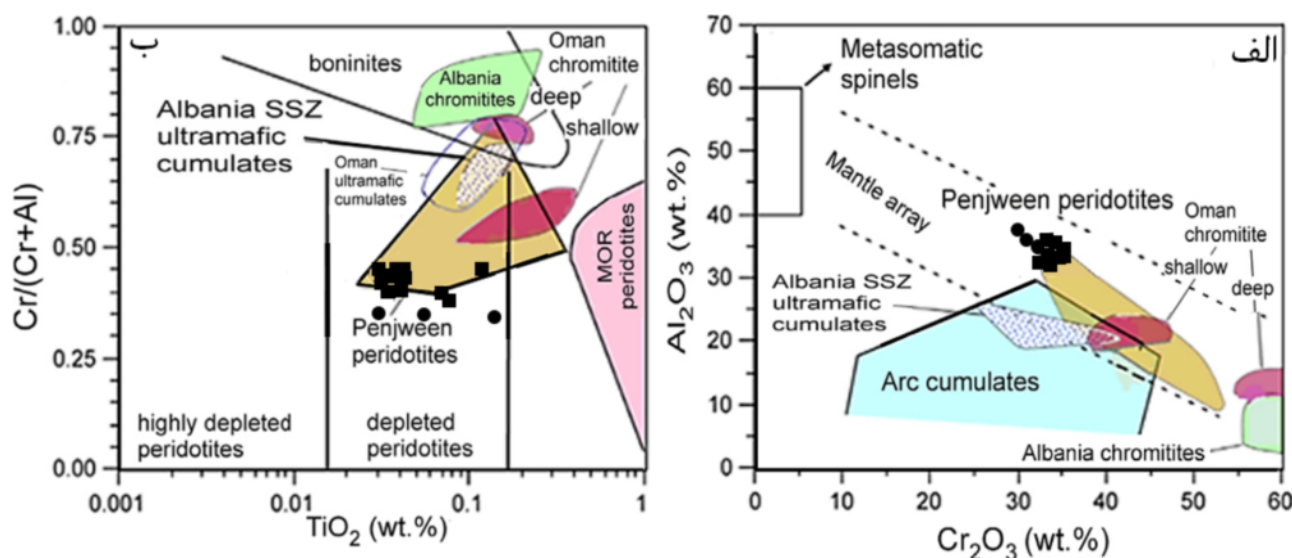
می‌توان به عنوان ملاک تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی استفاده کرد [۴۷]. به اعتقاد برخی [۴۸]، ترکیب شیمیایی اسپینل‌ها به ویژه مقدار $Cr\#$ این کانی‌ها عامل مناسبی در تعیین تاریخچه زمین‌ساختی ماگمایی سنگ میزبان است. مقادیر Al_2O_3 و Cr_2O_3 موجود در کروم اسپینل‌ها از آنجاکه به عنوان باقی‌مانده طبیعی از پریدوتیت گوشته‌ای در نظر گرفته می‌شوند، بنابراین جهت تشخیص ماهیت پریدوتیت‌ها کاربرد دارند [۳۶] و می‌توان از آن‌ها برای جدایش انواع مختلف ماگما، جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه گوشته‌ای آن‌ها استفاده کرد [۴۹].

بررسی جایگاه کروم اسپینل‌ها در نمودار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 [۵۰] نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های منطقه مورد بررسی در گستره پریدوتیت‌های گوشته‌ای قرار می‌گیرند [۵۰-۵۵] (شکل ۵ الف). پایین بودن مقدار Ti کروم اسپینل‌های موجود، تهی‌شدگی منبع گوشته‌ای سازنده آن‌ها را پیشنهاد می‌کند [۴۴]. در نمودار TiO_2 نسبت به $Cr\#$ [۳۵] نیز کروم اسپینل‌ها بیشتر در گستره تهی شده قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب).

بر اساس مطالعات رو و همکاران [۴۳] کانسارهای کرومیت لایه‌ای و انبانی (پادیفرم) را می‌توان بر پایه مقدار TiO_2 موجود در کروم اسپینل‌ها، از یکدیگر جدا کرد، به گونه‌ای که مقدار TiO_2 در کانسارهای انبانی کمتر از ۰/۳ درصد بوده در حالی که مقدار این اکسید در انواع لایه‌ای بیشتر از ۰/۳ درصد است. زیرا طی ذوب بخشی گوشته بالایی، Ti به شدت وارد مذاب می‌شود [۴۴]. در نمودار TiO_2 نسبت به Cr_2O_3 [۴۵]، نمونه‌های کروم اسپینل موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها در گستره کرومیت‌های انبانی قرار می‌گیرند (شکل ۴ پ). همچنین بیان شده است [۳۳] که هسته‌های کروم اسپینل با مقادیر تیتان کمتر از ۰/۲ wt%، از مشخصه‌های سنگ‌های افیولیتی است. بر همین اساس، در نمودار TiO_2 نسبت به $Cr\#$ [۴۶]، کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های منطقه مورد بررسی وابسته به پریدوتیت‌هایی با ماهیت افیولیتی هستند (شکل ۴ ت).

سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی پریدوتیت‌ها

ترکیب شیمیایی اسپینل‌ها در جایگاه‌های مختلف زمین‌ساختی متفاوت است و از مقادیر $Mg\#$ ، $Cr\#$ و TiO_2 موجود در آن‌ها

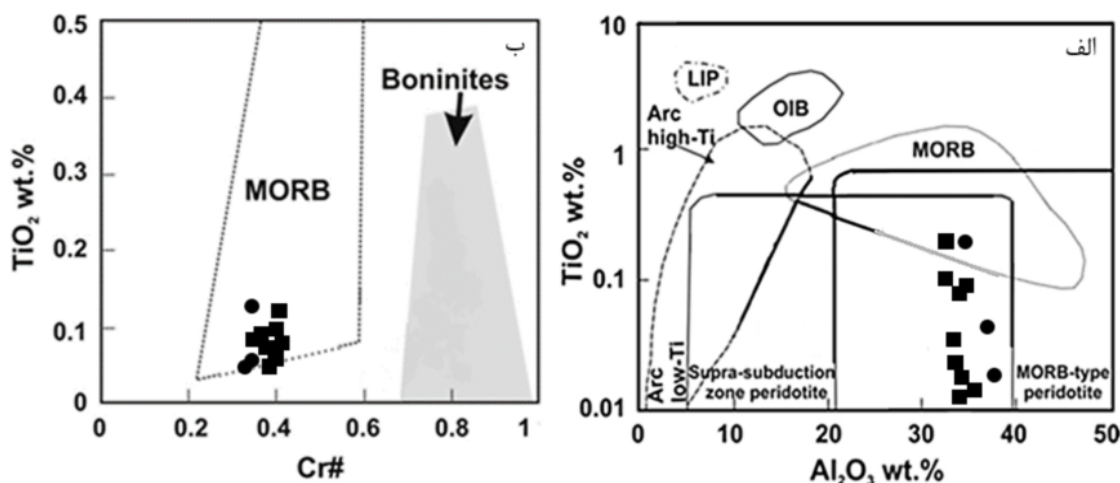


شکل ۵ الف- جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 [۵۰] برای تعیین خاستگاه گوشته‌ای پریدوتیت‌های افیولیت شمال شرق کامیاران. ب- جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر نمودار $Cr\#$ نسبت به TiO_2 [۳۵] کروم اسپینل‌ها جهت تعیین درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران. گستره‌های گوناگون مشخص شده در این نمودارها عبارتند از: بونینیت [۵۱]؛ پریدوتیت‌های مگماکی [۵۲]، فرامافیک‌های انباشتی عمان [۵۳]؛ کرومیتیت‌های عمان [۵۴] و پریدوتیت‌های پینج‌وین [۵۵].

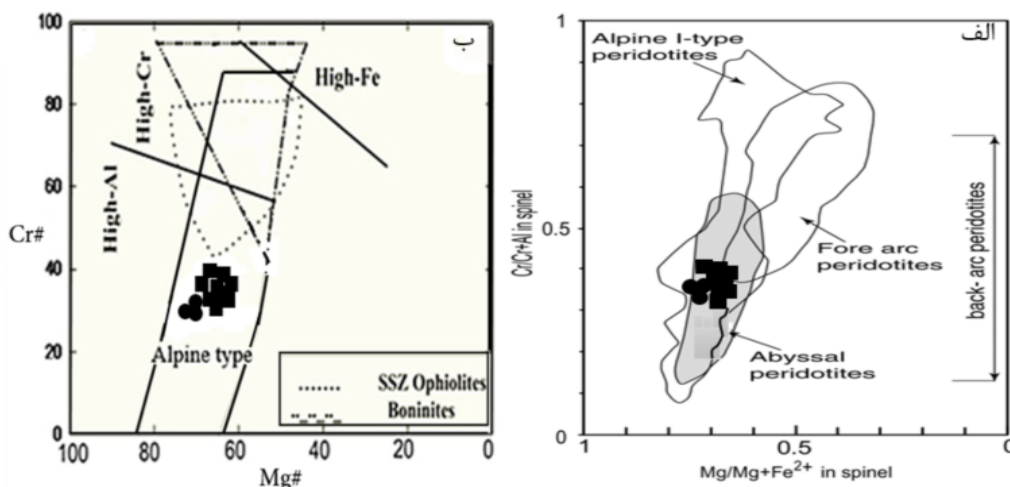
موارد از مشخصه‌های پریدوتیت‌های اقیانوسی (مغاکي) هستند [۵۲].

نمودار عدد کروم (Cr#) نسبت به عدد منیزیم (Mg#) برای تفکیک پریدوتیت‌های آلی نوع I [۵۲]، پریدوتیت‌های عمیق و جلوی قوس [۵۳] و پریدوتیت‌های پشت قوس [۵۸] از هم استفاده می‌شود. در نمودار شکل ۷ الف، اسپینل‌های بررسی شده، محیط زمین‌ساختی آلی نوع I (دارای درصد ذوب بخشی کمتر از ۲۰ درصد و غنی از آلومینیم)، مغاکي و پشت قوس را برای لرزولیت و هارزبورژیت‌های مورد بررسی نشان می‌دهند. در شکل ۷ ب، اسپینل‌های مورد بررسی، قلمرو کرومیت‌های آلی و گستره غنی از آلومینیم را برای این پریدوتیت‌ها نشان می‌دهند.

مقدار TiO_2 به عنوان عاملی برای تشخیص محیط زمین-ساختی در نظر گرفته می‌شود. در نمودارهای TiO_2 نسبت به Al_2O_3 [۴۹] و TiO_2 نسبت به Cr# [۵۶] که برای تمایز گستره پریدوتیت‌های نوع پشته میان اقیانوسی MOR و منطقه بالای فرورانش (SSZ) استفاده می‌شوند، اسپینل‌های مورد بررسی در گستره پریدوتیت‌های MOR واقع می‌شوند (شکل ۶). بالا بودن مقدار Al و پایین بودن مقدار Ti در اسپینل از ویژگی‌های اسپینل‌های وابسته به بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) مورب هستند [۵۷]. پریدوتیت‌های مورد بررسی دارای الیون‌های غنی از Mg ($\text{Fo}_{90/68}-\text{Fo}_{91/42}$) و اسپینل‌های کروم‌دار ($\text{Cr\#} = 34/3-40/3$) هستند که این



شکل ۶ الف- جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در الف- نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۴۹] و ب- نمودار Cr# نسبت به TiO_2 [۵۶].



شکل ۷ جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در الف) نمودار Cr# نسبت به Mg# (قلمروها برگرفته از مرجع [۴۳]) و ب- نمودار عدد کروم نسبت به عدد منیزیم اسپینل‌ها. (قلمرو پریدوتیت‌های آلی نوع I برگرفته از مرجع [۵۲]، قلمرو پریدوتیت‌های عمیق و جلوی قوس از [۵۳] و قلمرو پریدوتیت‌های پشت قوس برگرفته از مرجع [۵۸] است).

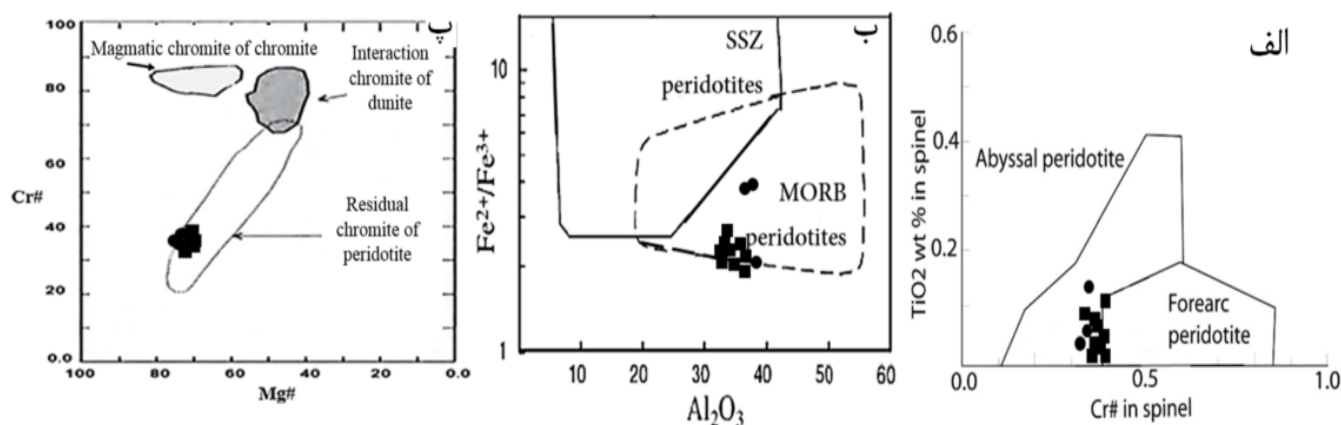
الیوین و پیروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Al در اسپینل‌ها افزایش می‌یابد، در حالی که مقدار Al ، Na و Ti پیروکسن‌ها کم می‌شود [۶۵]. این امر نشان می‌دهد که عناصر ماگمادوست مانند Fe ، Al ، Ti و قلیایی‌ها تمایل دارند که به مذاب وارد شوند، ولی عناصر دیرگداز مانند Mg و Cr میل دارند که در تفاله باقی بمانند. بنابراین، ترکیب مودال و نیز شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای می‌تواند شاخصی از درجه ذوب بخشی و یا تهی‌شدگی این سنگ‌ها باشد.

به کمک ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های به شدت دیرگداز مانند هارزبورژیت می‌توان یک برآورد اولیه از میزان ذوب بخشی به دست آورد [۶۶]. معمولاً چندین متغیر ترکیبی (برای نمونه $Cr\#$ اسپینل و مقدار Fo الیوین) برای برآورد درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها بر اثر خروج مذاب از آن‌ها استفاده می‌شوند [۵۲]. بر اساس نمودار $Cr\#$ اسپینل نسبت به $Mg\#$ الیوین [۶۱] سنگ‌های مورد بررسی مربوط به پریدوتیت‌های مغاک‌ی با ترکیب الیوین اسپینل که دچار ذوب بخشی حدود ۲۰ درصدی شده‌اند، هستند (شکل ۹ الف). با توجه به نمودار $Cr\#$ اسپینل نسبت به مقدار TiO_2 اسپینل [۶۷] سنگ‌های مورد بررسی باقی‌مانده از ذوب بخشی حدود ۲۰-۱۵ درصدی گوشته لرزولیتی هستند (شکل ۹ ب).

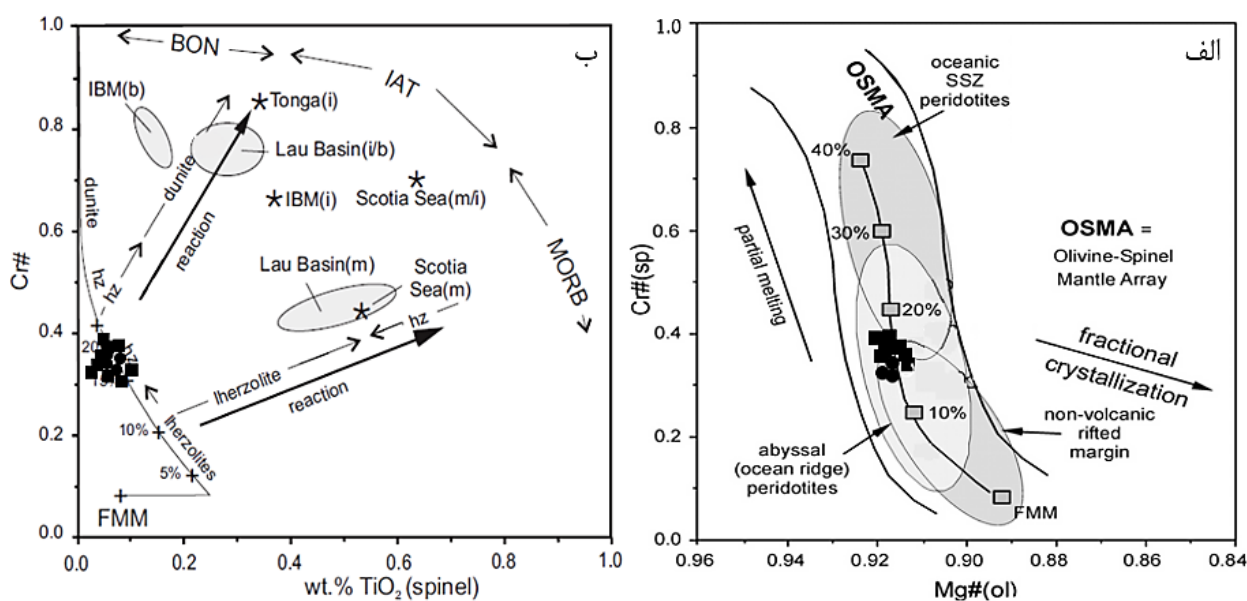
پریدوتیت‌های مورد بررسی در گستره پریدوتیت‌های اقیانوسی (مغاک‌ی) قرار می‌گیرند (شکل‌های ۸ الف و ب). بر اساس نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ [۵۹]، کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران در گستره پسماندی قرار گرفته‌اند (شکل ۸ پ). بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت که پریدوتیت‌های مورد بررسی، سنگ‌های بازماندی (تفاله‌ای) هستند که پس از خروج ماگماهای تولییتی از یک گوشته تهی شده به جای مانده‌اند [۵۹-۶۳].

درجه ذوب بخشی در پریدوتیت‌های مورد بررسی

در پریدوتیت‌ها معمولاً درجه ذوب بخشی کمتر از ۵ درصد و تا حدود ۳۰ درصد است [۶۴]. با افزایش درجه ذوب بخشی سنگ‌های تهی شده یا به بیان دیگر در سنگ‌های پریدوتیتی مادر واقع در گوشته بالایی، مقدار مودال الیوین به تدریج افزایش، مقدار کلینوپروکسن به سرعت کاهش و مقدار ارتوپروکسن نیز نخست به آرامی ولی پس از ناپدید شدن کلینوپروکسن به سرعت کاهش می‌یابد [۶۳]. این تغییرات، بسته به ترکیب اولیه سنگ مادر در درجات ذوب بخشی ۱۵ تا ۳۰ درصد رخ می‌دهند [۶۵]. در پدیده ذوب بخشی، نه تنها نسبت فازهای موجود در تفاله کم و زیاد می‌شود، بلکه ترکیب هر فاز نیز تغییر می‌کند. به عنوان مثال، نسبت Mg/Fe در



شکل ۸ جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در (الف) نمودار TiO_2 نسبت به $Cr\#$ [۵۲]. قلمرو پریدوتیت‌های مغاک‌ی برگرفته از مراجع [۵۲، ۶۱] و قلمرو پریدوتیت‌های جلوی قوس از [۶۳، ۶۲]. ب- نمودار Al_2O_3 نسبت به Fe^{2+}/Fe^{3+} [۴۹]. پ- نمودار $Cr\#$ نسبت به $Mg\#$ [۵۹].



شکل ۹ الف- جایگاه نمونه‌های مورد بررسی بر الف) نمودار $Mg\#(ol)$ الیومین نسبت به $Cr\#$ کروم‌اسپینل همزیست با آن [۶۱]. ب- نمودار $Cr\#$ نسبت به TiO_2 در کروم‌اسپینل‌ها [۶۷].

برداشت

بافت‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی شمال-شرق کامیاران همچون جهت‌یافتگی، کشیدگی و خمیدگی در بلورها، وجود تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن در ارتوپیروکسن و نسل‌های مختلف کانی‌ها نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در شرایط گوشته بالایی تشکیل شده‌اند. آنها در ادامه، دستخوش دگرنهادی گوشته شده‌اند و مقادیر عناصر خاکی نادر سنگین در آنها افزایش یافته است. بررسی شیمی کانی کروم‌اسپینل که کانی باقی‌مانده از پریدوتیت‌های گوشته اولیه در نظر گرفته می‌شود، نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران از نوع اقیانوسی بوده و شبیه به پریدوتیت‌های آلی نوع I هستند. این سنگ‌ها مربوط به پریدوتیت‌های تهی شده و پسماندی هستند که باقی‌مانده‌های برآمده از مقادیر نسبتاً بالای ذوب‌بخشی گوشته (۱۵ تا ۲۰ درصد) که منجر به جدایش مذاب‌های با ترکیب مورب شده است، هستند. همچنین، بالا بودن مقدار Al و پایین بودن مقدار Ti در کروم‌اسپینل‌ها نشان دهنده محیط پشته‌های میان اقیانوسی است.

قدردانی

نویسندگان مقاله بر خود واجب می‌دانند که از اساتید ارجمندی که با ارائه نقطه نظرات ارزشمند علمی خود موجب غنای این پژوهش شده‌اند، کمال تشکر را داشته باشند.

مراجع

- [1] Morishita T., Maeda J., Miyashita S., Kumagai H., Matsumoto T., Dick H.J.B., "Petrology of local concentration of chromian spinel in dunite from the slow spreading southwest Indian Ridge". European Journal of Mineralogy, Vol: 19 (2007) p: 871-882.
- [2] Dare S.A.S., Pearce J.A., McDonald I., Styles M.T., "Tectonic discrimination of peridotites using fO_2 -Cr-NO and Ga-Ti-Fe³⁺ systematics in chrome-spinel", Chemical Geology, Vol: 261 (2009) p: 199-216.
- [3] Uysal I., Zaccarini F., Garuti G., Meisel T., Tarkian M., Bernhardt H. J., Sadıklar M. B., "Ophiolitic chromitites from the Kahramanmaraş area, southeastern Turkey: their platinum group elements (PGE) geochemistry", mineralogy and Os-isotope signature. Ofioliti, Vol: 32 (2007) p: 151-161.
- [4] Caran S., Coban H., Flower M. F. J., Ottley C. J., Yilmaz K., "Podiform chromitites and mantle

- Russia)", Ore Geology Reviews, Vol: 30, p: 257-276.
- [12] Grieco G., Merlini A., Cazzaniga A., "The tectonic significance of PGM-bearing chromitites at the Ranomena mine, Toamasina chromite district, Madagascar", Ore Geology Reviews, Vol: 44, (2012) p: 70-81.
- [13] Pagé P., Barnes S.J., Bédard J.H., Zientek M.L., "In situ determination of Os, Ir, and Ru in chromites formed from komatiite, tholeiite and boninite magmas: Implications for chromite control of Os, Ir and Ru during partial melting and crystal fractionation", Chemical Geology, Vol: 302-303, (2012) p: 3-15.
- [14] Park J.W., Campbell I.H., Eggins S.M., "Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano", Vanuatu. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol: 78, 92012) p: 28-50.
- [15] Ulrich M., Picard C., Guillot S., Chauvel C., Cluzel D., Meffre S., "Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite", Lithos, Vol: 115 (2010) p: 223-236.
- [16] Whattam S.A., Cho M. Smith I.E.M., "Magmatic peridotites and pyroxenites, Andong Ultramafic Complex, Korea: Geochemical evidence for supra-subduction zone formation and extensive melt-rock interaction". Lithos, Vol: 127, (2011) p: 599-618.
- [17] Ahmadi M., "Petrology of the Kamyaran basaltic rocks", M.S. thesis, University of Tehran. In Persian (1380).
- [18] Ajirlu M., Haji Ali Oghli R., Moazzen M., "Mineral chemistry and tectonic setting of dibasic dykes of Iranian ophiolitic complex, west of Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, Vol. 25, No. 3, 609-618. In Persian (1396).
- [19] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, Vol: 18(2), (1981) p: 210-265.
- [20] Stöcklin J., "Possible Ancient continental margins in Iran. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.)", The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, New York, (1974) pp. 873-887.
- [21] Shafaii Moghadam H., Stern R. J., "Geodynamic evolution of Upper Cretaceous peridotites of the Antalya ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): Implications for partial melting and melt-rock interaction in oceanic and subduction-related settings", Lithos, Vol: 114, p: 307-326.
- [5] Gonzelez-Jimenez J.M., Proenza J.A., Camprubi A., Centeno-Garcia E., Gonzalez-Partida E., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., "Chromite deposits at Loma Baya: petrogenesis and clues for the origin of the coastal Guerrero Composite Terrane in Mexico", 11th Biennial meeting SGA, Chile (2011).
- [6] Ahmed A.H., Arai S., Abdel-Aziz Y.M., Rahimi A., "Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the NWeoproterozoic Bou Azzer ophiolite", Anti-Atlas, Morocco. Precambrian Research, Vol: 138 (2005) p: 225-234.
- [7] Ahmed A.H., Arai S., Abdel-Aziz Y.M., Ikenne M., Rahimi A., "Platinum-group elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite", Anti-Atlas, Morocco. Journal of African Earth Sciences, Vol: 55, (2009) p: 92-104.
- [8] Ismail S.A., Mirza T.M., Carr P.F., "Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq". Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 37, (2010) p: 31-41.
- [9] Xu Z., Han B.F., Ren R., Zhou Y.Z., Zhang L., Chen J.F., Su L., Li X.H., Liu D.Y., "Ultramafic-mafic mélange, island arc and post-collisional intrusions in the Mayile Mountain, West Junggar, China: Implications for Paleozoic intra-oceanic subduction-accretion process, Lithos, Vol: 132-133, p: 141-161.
- [10] Dai J.G., Wang C.S., Hébert R., Santosh M., Li Y.L., Xu J.Y., "Petrology and geochemistry of peridotites in the Zhongba ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone: Implications for the Early Cretaceous intra-oceanic subduction zone within the Neo-Tethys", Chemical Geology, Vol: 288, (2011) p: 133-148.
- [11] Grieco G., Diella V., Chaplygina N., Savelieva G., "Platinum group elements zoning and mineralogy of chromitites from the cumulate sequence of the Nurali massif (Southern Urals,

- study and its paleotectonic implications". Tectonophysics, Vol: 68(1), (1980) p: 83-111.
- [33] Farahat E.S., "Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, Central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications". Chemie der Erde-Geochemistry, Vol: 68(2), (2008) p: 193-205.
- [34] Mercier J.C.C., Nicolas A., "Textural and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenolithes from basalts". Journal of Petrology, Vol: 16, (1975) p: 454-487.
- [35] Juteau T., Maury R.C., "The oceanic crust, from accretion to mantle recycling. pringer-Paris, Chichester, Vol: 18, (1999) p: 109-121.
- [36] Juteau T., Maury R., "La croûte Océanique, Pétrologie et Dynamique Engogène", Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex 13 (2009).
- [37] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist, Vol: 68, (1983) p: 277-279.
- [38] Ghasemi H., Darakhshi M., "Mineralogy, geochemistry and role of olivine fractional crystallization in the generation of Shirgasht Lower Paleozoic igneous rocks, northwest of Tabas", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, Vol. 16 (1387) No. 2, 207-224. In Persian.
- [39] Yazdani M., Jahangiri A., Moazzen M., Haji Ali Oghli R., Ahangari M., "Using mineral chemistry of spinel and olivine in determining tectonic setting of ophiolitic peridotite in northwest of Iranshahr", southeast of Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, Vol. 22 (1393) No. 4, 557-570. In Persian.
- [40] Kelemen P., Whitehead J.A., Aharonov E., Joordahl K.A., "Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle. J. Geophys. Res., Vol: 100, (1995) p: 475-496.
- [41] Droop G.T.R., "A general equation for estimating Fe+3 concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine, Vol: 51, (1987) p: 431-435.
- [42] Al-Abed S., "Petrogenesis of chromite and associated minerals in the upper mantle peridotite Zagros ophiolites: formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone". Geological Magazine, Vol: 148, (2011) p: 762-801.
- [22] Shahidi M., Nazari H., "Geological map of Harsin", 1/100.000 scale. Tehran: Geological survey of Iran (1997).
- [23] Whitechurch H., Omrani J., Agard P., Humbert F., Montigny R., Jolivet L., implications for regional geodynamics and obduction. Lithos, Vol: 182-183, (2013) p: 11-32.
- [24] Braud J., "La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): reconstitution pale'oge'ographique", e'volution ge'odynamique, magmatique et structurale. The'se, Universite' Paris-Sud, p. 489 (1987).
- [25] Ghazi A.M., Hassanipak A.A., "Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: implications for Tethyan plate tectonics". Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 17(3), (1999) p: 319-332.
- [26] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran". Journal of Asian Earth Sciences, Vol: 21(4), (2003) p: 397-412.
- [27] Aghanabati S.A., Bro J., "1:250000 geologic map of Kermanshah". Geological Survey and Mining Exploration of Iran (1356).
- [28] Sadeghi M., Delavari S., "1:100000 geologic map of Kamyaran", Geological Survey and Mining Exploration of Iran (1385).
- [29] Rafia R., Shahidi A.R., "1:100000 geologic map of Mianrahan". Geological Survey and Mining Exploration of Iran (1376).
- [30] Shafaii-Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., "Significance of Naien-Baft ophiolitic belt (Iran): short lived transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone", CR Geosci., Vol: 341, (2009) p: 1016-1028.
- [31] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, International journal of earth sciences, Vol: 94(3), (2005)p: 401-419.
- [32] Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological

- [52] 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, Vol: 86, (1984) p: 54-76.
- [53] Tamura A., Arai S., "Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle", Lithos, Vol: 90(1), (2006) p: 43-56.
- [54] Rollinson H., "The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions", Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 156, (2008) p: 273-288.
- [55] Aswad K.J., Aziz N.R., Koyi H.A., "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petroectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region", Iraq. Geological Magazine, Vol: 148(5-6), (2011) p: 802-818.
- [56] Uysal I., Zaccarini F., Sadilkar M.B., Tarkian M., Thalhammer O.A.R., Garuti G., "The podiform chromitites in the Dagkuplu and Kavak mines, Eskisehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data", Geologica Acta, Vol: 7, (2009) p: 351-362.
- [57] Sigurdsson H., Schilling J.G., "Spinel in Mid-Atlantic ridge basalts: chemistry and occurrence, Earth and Planetary Science Letters, Vol: 29, (1976) p: 2-7.
- [58] Monnier C., Girardeau J., Maury R., Cotton J., "Back-arc basin origin for the East Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone, Comptes Rendus Geosciences, Vol: 341, (1995) p: 1016-1028.
- [59] Zhou M.F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z., "Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle, Journal of Petrology, Vol: 37, (1996) p: 3-21.
- [60] Zhou M.F., Robinson P.T., "Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits", Economic Geology, Vol: 92, (1997) p: 259-262.
- [61] Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional of the northern Semile ophiolite". Ph.D thesis. Ohio state University, (2008) 639p.
- [43] Zhou M.F., Bai W.J., "Chromite deposits in China and their origin. Mineralium Deposita", Vol: 27, (1990) p: 192-199.
- [44] Jan M.Q., Windley B.F., "Chromian spinel-silicate chemistry in ultrabasic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan", Journal of Petrology, Vol: 31, (1990) p: 667-715.
- [45] Ferrario A., Garuti G., "Platinum-group minerals in chromite-rich horizons of the Niquelandia complex (Central Goias, Brazil). In Prichard, H.M., Potts, P.J., Bowels, J.F.W., and Cribb, S.J. (eds.) Geo- Platinum, Vol: 87, p: 261-272. Springer Netherlands (1998).
- [46] Bonavia F.F., Diella V., Ferrario A., "Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill", southern Ethiopia. Econ. Geol., Vol: 88, (1993) p: 198-202.
- [47] Arai S., Kadoshima K., Morishita T., "Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels". Journal of the Geological Society, Vol: 163, (2006) p: 869-879.
- [48] Hajialioghli R., Moazzen M., Droop G.T.R., Oberhansli R., Bousquet R., Jahangiri A., Ziemann M., "Serpentine polymorphs and P-T evolution of metaperidotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran". Mineralogical Magazine, Vol: 71(4), (2007) p: 203-222.
- [49] 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, Vol: 42, (2001) p: 655-671.
- [50] Franz L., Wirth R., "Spinel inclusions in olivine of peridotite xenoliths from TUBAF seamount (Bismark Archipelago-Papua New Guinea): evidence for the thermal and tectonic evolution of the oceanic lithosphere". Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 140, (2000) p: 283-295.
- [51] Kepezhinskas P.K., Taylor R.N., Tanaka H., "Geochemistry of plutonic spinels from the north Kamchatka arc: comparisons with spinels from other tectonic settings". Mineralogical Magazine, Vol: 57(4), (1993) p: 575-589.

tholeiitic basalts", Contribution to Mineralogy and Petrology, Vol: 73, (1980) p: 287-310.

[66] Salavati M., Kananian A., Samadi Sufi A., Zaimnia F., "Major mineral chemistry of the ultramafic rocks in south Caspian ophiolitic complex, east of Gilan: evidence for fractional crystallization in high pressure", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, No. 1 (1388) 149-166. In Persian.

[67] Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J., 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, Vol: 139, (2000) p: 36-53.

relationships", Review and Interpretation, Chemical Geology, Vol: 113, (1994) p: 191-204.

[62] Bloomer S.H., Fisher R.L., "Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench: A non-accreting plate boundary", The Journal of Geology, Vol: 95(4), (1987) p: 469-495.

[63] Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc", Leg 125. (1992) In: Fryer, P.

[64] McDonough W.F., Frey F.A., "Rare earth elements in upper mantle rocks", Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol: 21(1), (1989) p: 100-145.

[65] Jaques A.L., Green D.H., "Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of