

بررسی سنگشناسی و شیمی کانی پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی فاریاب، منطقه گلاشکرد-جنوب شرق پهنه سندج-سیرجان

افسانه ناصری اسفندقه^۱، محمد رهگشای^۱، سasan باقری^۲، ایمان منصف^۳

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۶/۲۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۰/۱۰)

چکیده: مجموعه افیولیتی فاریاب در بخش جنوب شرقی سندج-سیرجان قرار دارد. این مجموعه بیشتر در بردارنده بخش گوشته‌ای افیولیت شامل دونیت، ورلیت و پیروکسنیت و همچنین کرومیتیت و سرپانتینیت بوده که بر یک بستر دگرگونی از مجموعه با جگان رانده شده است. دونیتها به صورت توده‌ای دیده می‌شوند و گاهی در بردارنده لایه‌های نازکی از کرومیتیت هستند. ورلیتها و پیروکسنیتها نیز به صورت دایک در بخش‌های مختلفی رخنمون داشته و فراوانی کمی دارند. بافت‌های اصلی موجود در مجموعه ورلیت و دونیت دانه‌ای و تنفس آواری هستند. در کرومیتیت‌های منطقه نیز، بافت‌های لایه‌ای و توده‌ای دیده می‌شوند. شواهد میکروسکوپی بیانگر وجود جهت یابی ترجیحی در کانی‌ها بوده که با بازتابلور دانه‌ها در دمای بالای گوشته‌ای همراه شده است. شیمی کانی‌های موجود در پریدوتیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها شامل کانی‌های فورسترتیت با کروم کم و نیکل بالا، دیوپسید و کروم اسپینل منیزیم دار همراه با مقادیر کمی ارتوپیروکسن وابسته به گوشته بالایی هستند و دچار بیش از ۳۵ تا ۴۰ درصد ذوب بخشی شده‌اند. براساس نمودارهای تشخیص محیط زمین ساختی، مجموعه پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب بخشی از سنگ کره اقیانوسی هستند که در بالای یک منطقه فرورانش قرار دارند، دستخوش دگرگونی‌های ذوب بخشی شده و سپس به صورت زمین ساختی و به شکل بخشی از افیولیت در پوسته جایگزین شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: افیولیت فاریاب؛ شیمی کانی پریدوتیت؛ مجموعه با جگان-دورکان؛ پهنه سندج-سیرجان.

مقدمه

جزایر قوسی هستند [۵-۲]. توده‌های پریدوتیت در برگرفته شده با گسل در پهنه‌های جوش خورده و در راستای گسل‌های راستا لغز اصلی رایج هستند. با این حال، اهمیت زمین‌ساختی این توده‌ها قابل بحث است [۶-۹]. بررسی ترکیب شیمی کانی‌های باقی‌مانده در این سنگ‌ها اطلاعات مهمی پیرامون شرایط فیزیکی، خاستگاه و محیط زمین ساختی آنها ارائه داده است [۱۰-۱۲].

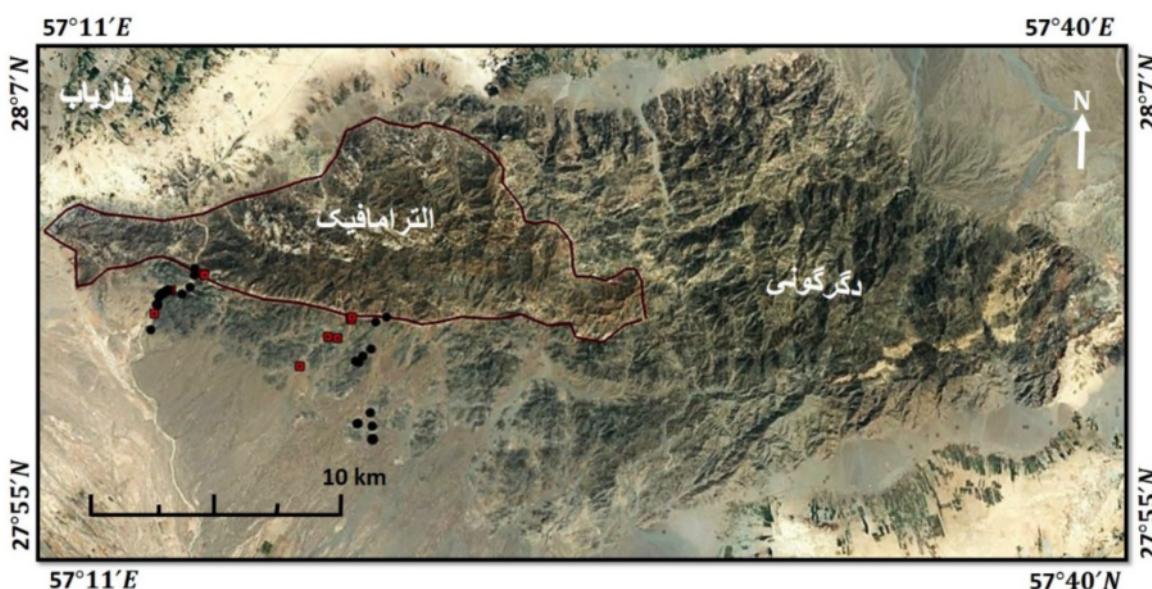
یک توده پریدوتیتی به عنوان یک قطعه گسلی در مجموعه افیولیتی فاریاب در منطقه گلاشکرد (جنوب استان کرمان)، در

افیولیت‌ها به صورت مجموعه‌ای از سنگ‌های مافیک-فرامافیک مشخص، اغلب در پهنه‌های جوش خورده ظاهر می‌شوند که با بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی ایجاد شده و اغلب به صورت بخش‌هایی از پوسته و گوشته اقیانوسی فرارانده شده در نظر گرفته می‌شوند [۱]. موقعیت‌های زمین ساختی متنوعی با زمین شیمیایی ویژه به عنوان مکان‌های مناسب برای تشکیل افیولیت‌ها پیشنهاد شده است که در بردارنده پشت‌های میان اقیانوسی، حوضه‌های کرانه‌ای کوچک، حوضه‌های پشت قوس و

نشانگر تغییرات پنهان آنها طی تبلور کروم اسپینل‌های میزبان، همزمان با تکامل ماگمایی، هستند.

در بررسی‌های صحرایی اولیه طی چند پیمايش بر واحدهای مجموعه افیولیتی فاریاب و جمع‌آوری نمونه‌های سنگی از این واحدها، دو گروه عمدۀ سنگی دربردارنده واحدهای دگرگونی و واحد آذرین فرامافیک تشخیص داده شده‌اند. واحدهای دگرگونی قابل تشخیص در منطقه به طور عمدۀ در گروه شیسته‌ها و آمفیبولیت‌ها قرار دارند. سنگ‌های مافیک منطقه بیشتر دچار دگرگونی شده‌اند اما ساخته‌های اولیه آنها در برخی نقاط قابل تشخیص مانده است. واحد فرامافیک به صورت گسله در تماس با سنگ‌های دگرگونی دیده می‌شود (شکل ۱). شناسایی و بررسی این سنگ‌ها می‌تواند بخشی از تاریخ شکل‌گیری مجموعه افیولیتی را روشن سازد، زیرا این سنگ‌ها به همراه دیگر واحدهای افیولیتی رخدادهای گوشته بالایی و پوسته را به خوبی در خود ثبت کرده‌اند. در این پژوهش، با ارائه داده‌های صحرایی، سنگنگاری و شیمی کانی‌های پریدوتیت در مجموعه افیولیتی فاریاب، برای بررسی خاستگاه این سنگ‌ها و دگرگونی‌های زمین ساختی است که پشت سر گذاشته‌اند بررسی شده است.

دورترین بخش جنوب شرقی پهنه سندج - سیرجان ظاهر شده است. پهنه سندج - سیرجان با راستای شمال غرب - جنوب شرق دربردارنده سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک - ژوراسیک بوده که در کنار سنگ‌های رسوبی کم‌عمق فانروزوئیک در یک کرانه قاره‌ای فعال، بالا آمده است [۱۴، ۱۳]. تاکنون بررسی سنگ‌شناسی و زمین شیمی دقیقی پیرامون پژوهش‌های انجام شده بر این مجموعه‌ها بررسی‌های سنجش از دور، زمین فیزیک و زمین شیمی اکتشافی در مورد وجود کانسار کرومیت و بررسی‌هایی در ارتباط با سایر نهشته‌های معنی، آتشفسانی‌ها و اسکارن‌های موجود در این منطقه هستند. براساس پژوهش رجب زاده و همکاران [۱۵]، سنگ‌های افیولیتی فاریاب در شمال شرق میتاب، قطعه‌هایی از پوسته اقیانوس نئوتیس را نشان می‌دهد که روی کرانه قاره‌ای طی کرتاسه پسین قرار گرفته است. رجب زاده و موسوی نسب [۱۶] کانی‌شناسی و توزیع مواد معنی گروه پلاتین (PGM) و سایر ترکیب‌های جامد در کرومیت افیولیت فاریاب به عنوان مجموعه سرخ‌بند را بررسی کرده‌اند و با تعیین کانی‌شناسی و ترکیب PGM‌های مربوط به اسپینل کروم‌ها، گزارش کرده‌اند و که این کانی‌ها به طور منظم درون کرومیت‌ها توزیع شده‌اند و



شکل ۱ سنگ‌های فرامافیک در تماس با واحدهای دگرگونی و مسیرهای پیموده شده در مجموعه افیولیتی گلاشکرد (گوگل ارث).

بررسی‌های صحرایی

با توجه به تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۱) و نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مورد بررسی (شکل ۳)، کمترین حجم مجموعه‌های سنگی موجود در منطقه گلاشکرد مربوط به سنگ‌های پریدوتیتی با درجه دگرگونی ضعیف و بدون دگرگونی است که با گسل‌های رورانده از سنگ‌های دگرگونی زیرین خود (از دیدگاه ساختاری و نه چینه شناسی) مجزا شده‌اند.

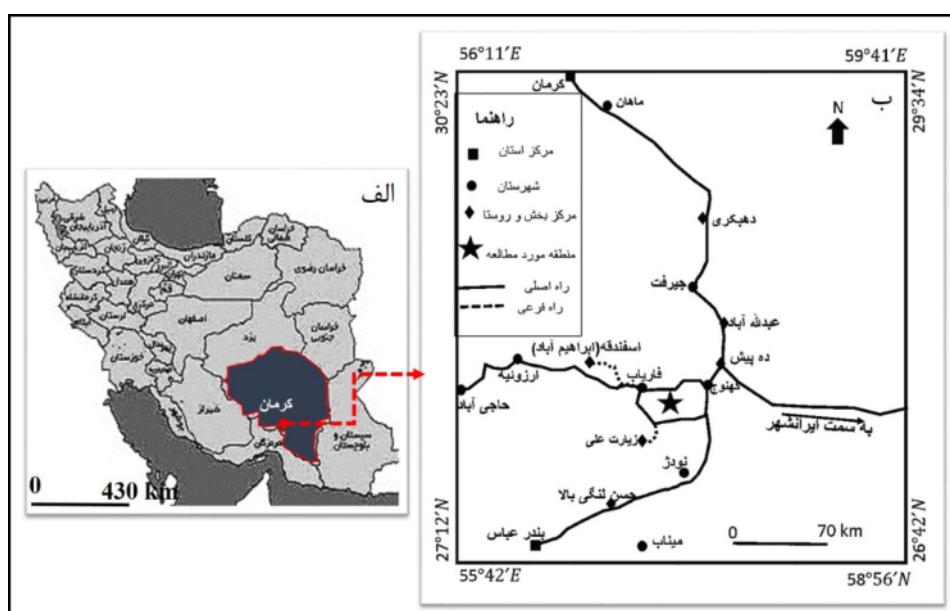
سنگ‌های فرامافیکی در تماس با واحدهای دگرگونی، نسبت به سنگ‌های فرامافیکی که در افق ساختاری بالاتری از واحدهای دگرگونی رخنمون دارند، بافت‌های میلونیتی و دگرشکلی خمیری دانه ریزتری را نشان می‌دهند و افزون بر این، دچار دگرگونی ضعیفی شده و سرپانتینیتی شده‌اند (شکل ۴‌الف). واحدهای فرامافیک به طور عمده به صورت توده‌ای و همراه با کانی‌های ثانویه سرپانتینین، با رنگ سیاه، کرم و گاهی سبز و قرمز ناشی از دگرسانی و اکسید شدن کانی‌های تشکیل-دهنده این سنگ‌ها دیده می‌شوند. آثار رگه‌های دگرسانی سرپانتینی و منیزیتی در برخی از آنها قابل تشخیص است (شکل‌های ۴‌پ و ت). رگه‌های کرومیتی با ضخامت‌های چند متر در واحدهای فرامافیک دیده می‌شوند. رگه‌های کرومیت بیشتر در دونیت‌ها تشکیل شده‌اند. دونیت‌ها گاهی دستخوش دگرسانی شدید شده‌اند و با رنگ‌های قهوه‌ای تا سبز روشن شناسایی می‌شوند (شکل ۴‌ب).

روش بررسی

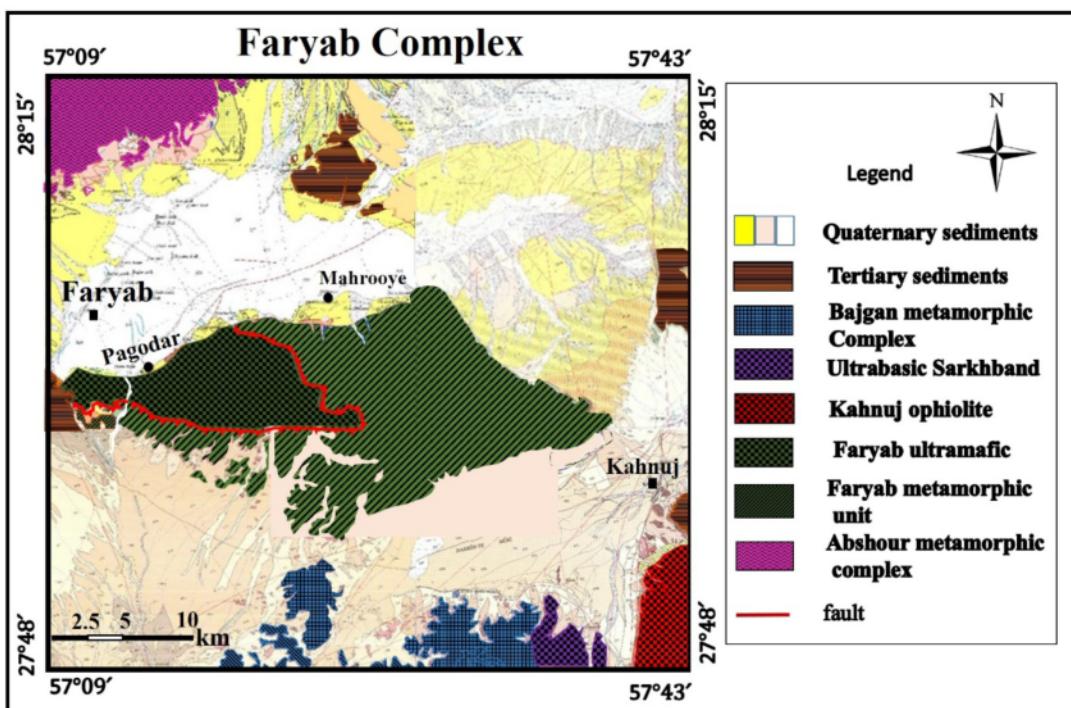
پس از نمونه‌برداری صحرایی، تهیه تعدادی مقاطع نازک صیقلی و ابررسی‌های میکروسکوپی، نمونه‌هایی که بهتر گویای تکامل ویژگی‌های صحرایی و سنگنگاری عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، کانی‌های پیروکسن، کرم اسپینل و الیوین آنها در کشور روسیه در مؤسسه زمین‌شناسی و زمین زمانسنجی پرکامبرین با میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL JSM-6510LA، مجهز به طیف‌سنج پراکندگی انرژی پرتوی ایکس JED-2200 در ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ کیلو ولت و جریان ۱ نانو آمپر، با پرتوی با قطر ۱-۲ میلی‌متر تجزیه شدند.

موقعیت زمین‌شناسی

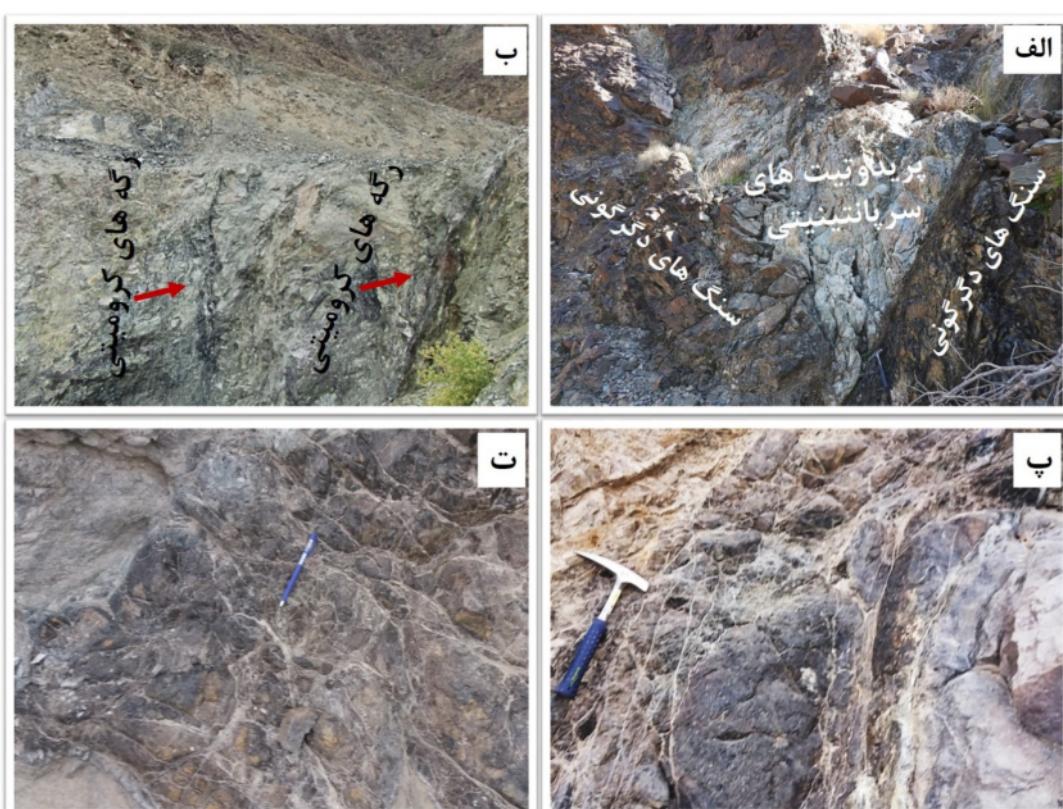
مجموعه افیولیتی فاریاب با گسترشی در راستای شرقی-غربی به طول حدود ۴۰ کیلومتر و عرض حدود ۲۰ کیلومتر در منطقه گلاشکرد و در غرب شهرستان فاریاب، بر اساس تقسیم-بندی‌های ساختاری ایران در دورترین بخش جنوب شرقی پهنه سنتنچ - سیرجان، واقع است (شکل ۲). این مجموعه بخش گوشه‌ای افیولیتی را در بر می‌گیرد که با سنگ‌های دگرگونی مجموعه باجگان از سمت جنوب و غرب [۱۷] و مجموعه‌های دگرگونی پیرامون رودخانه موردان از سمت شمال و بدون برخورد مستقیم دربرگرفته شده [۱۸]، در حالیکه بخش گوشه‌ای دستخوش دگرگونی چندانی نشده است.



شکل ۲ (الف) موقعیت جغرافیایی استان کرمان و شهرستان فاریاب در نقشه ایران؛ (ب) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به مجموعه افیولیتی گلاشکرد در شهرستان فاریاب.



شکل ۳ نقشه ساده از واحدهای مجموعه گلاشکرد، برگرفته از نقشههای زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ پاگدار، محمدآباد، کهنوج و نودز، از انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران (۱۹۷۹-۲۰۱۳).



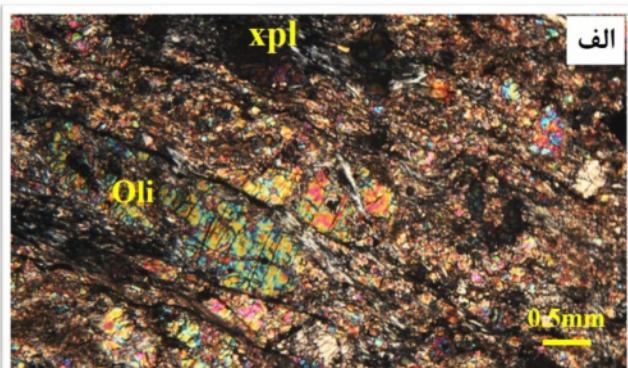
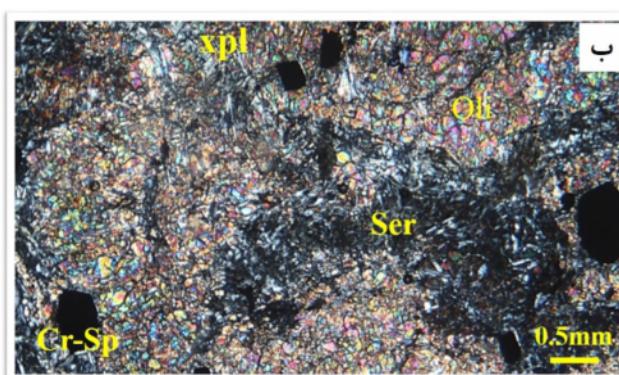
شکل ۴ (الف) واحد پریدوتیت سرپانتینیتی شده به صورت گسله در کنار واحدهای دگرگونی، دید به سمت شمال شرق؛ (ب) رگههای سیاه کرومیت در سنگهای سفید دونیتی، دید به سمت شمال؛ (پ و ت) رگههای سرپانتینیتی در واحدهای پریدوتیت، دید به سمت شمال غرب.

کلینوپیروکسن و گاهی حدود ۱۰ درصد کانی‌های آمفیبول، ۳ درصد کروم اسپینل و ۲ درصد کانی‌های ارتوپیروکسن است. دگرسانی در این سنگ‌ها نسبت به دونیت‌ها کمتر است و به طور کلی بافت دانه‌ای را نشان داده‌اند. همچنین بافت تنش آواری و شبکه‌ای در سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌الیوین بی‌شک بوده و دارای شکستگی‌های فراوانی است که با کانی‌های ثانویه پر شده‌اند. این در حالی است که کانی کلینوپیروکسن یکی از دیگر پورفیری آواری‌های موجود در این سنگ‌ها با دو رخ عمود، رنگ‌های تداخلی آبی، سبز و صورتی و تیغه‌های جدایشی دیده می‌شود. این کانی گاهی دارای لبه‌های منحنی شکل است که در کنار ارتوپیروکسن و کروم اسپینل قرار دارد. اسپینل موجود در این سنگ‌ها اغلب به صورت بی‌شک، دارای لبه‌های نامنظم و تقریباً زیگزاگی و در اندازه‌های متفاوت تشکیل شده است. اسپینل در ورليت به صورت پراکنده و بین کانی‌های الیوین یا کنار آنها و پورفیری آواری‌های کلینوپیروکسن ظاهر شده است. در بعضی از کانی‌های اسپینل، درونبارهای ریز الیوین دیده می‌شوند. شکfte بلورهای آمفیبول که به احتمال بسیار در مراحل پس از تشکیل ورليت و در نتیجه یک مرحله دگرگونی ناحیه‌ای به وجود آمده‌اند، قابل مشاهده هستند. این کانی‌ها به دو صورت کشیده و منشوری هستند. بلورهای آمفیبول به صورت شکfte بلورهای ثانویه در آنهاست. بلورهای آمفیبول به صورت شکfte بلورهای ثانویه روی کانی‌های اولیه (الیوین) تشکیل شده‌اند (شکل ۶ ب).

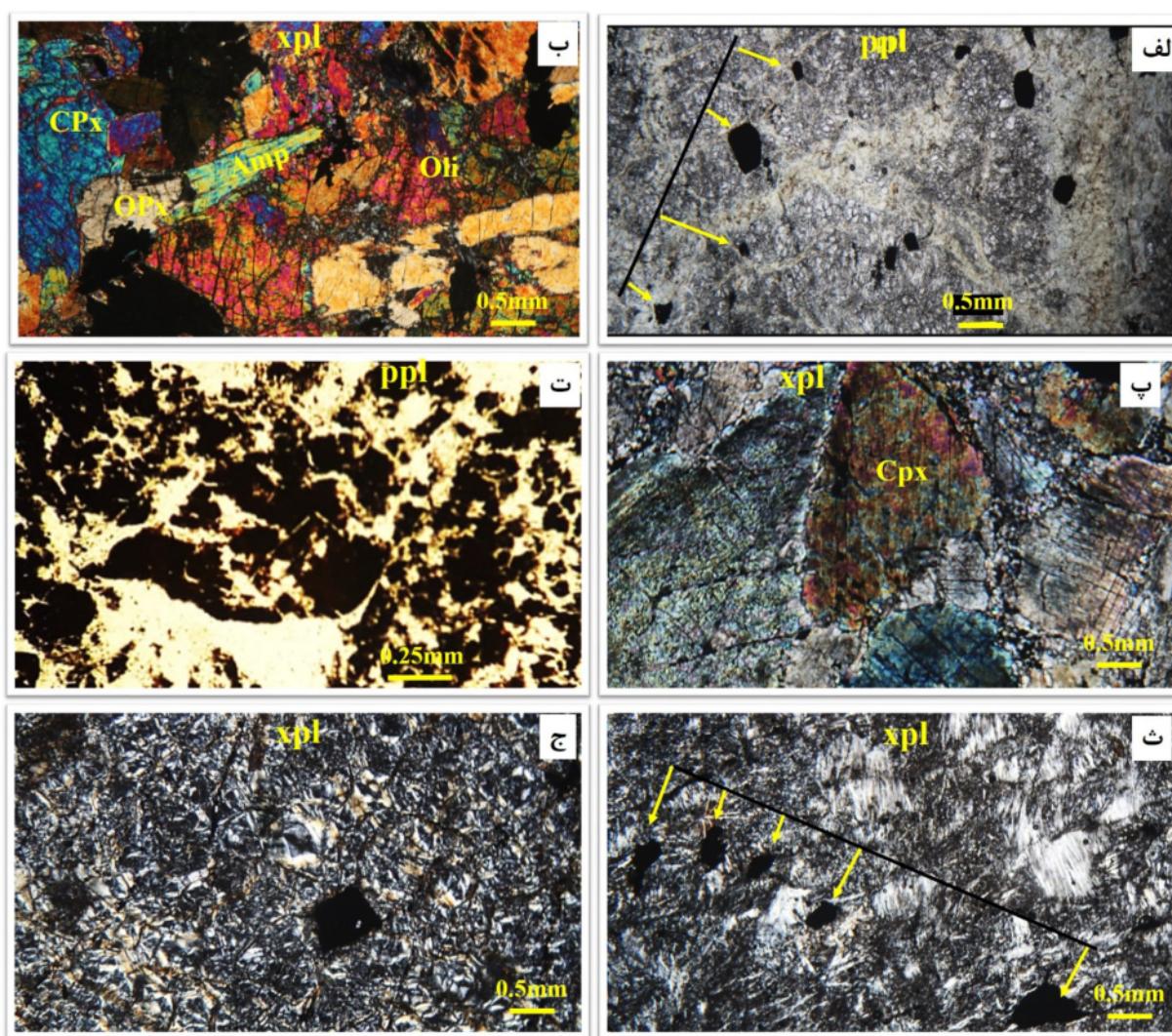
سنگنگاری
بر اساس تقسیم‌بندی مرجع [۱۹] و با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی، مهمترین واحدهای سنگی پریدوتیت تشکیل دهنده مجموعه گلاشکرد دربردارنده دونیت، ورليت، پیروکسنیت، کرومیتیت و سرپانتینیت هستند که در ادامه توصیف می‌شوند.

دونیت: دونیت‌ها مهمترین سنگ شناسی دربردارنده کانی‌های کرومیت منطقه گلاشکرد را تشکیل داده‌اند. ترکیب متوسط مودال آنها بیش از ۹۷ تا ۹۵ درصد الیوین و ۵ تا ۳ درصد اسپینل است. بافت اصلی آنها ای بوده اما بافت تنش آواری نیز در الیوین‌ها و اسپینل‌ها دیده شده است. آثار دگرشکل از قبیل کرنش دانه‌ها در شرایط خمیری و بافت‌های میلیونیتی در بلورهای الیوین دیده شده است. الیوین‌ها در بیشتر مقاطع دستخوش دگرسانی سرپانتینیتی شده، به طوری که در بعضی نمونه‌ها، کامل به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند و گاهی بافت شبکه‌ای ایجاد شده است (شکل ۵). الیوین‌ها دارای خاموشی موجی و بیشتر بدون شکل دار تا بدون شکل و اغلب به رنگ سیاه تشکیل شده‌اند. کروم اسپینل‌ها اغلب به صف شده و نیز به صورت پراکنده درون الیوین‌ها قرار گرفته‌اند. در بعضی از نمونه‌ها، بلورهای کروم اسپینل دارای ترکهای کششی، جهت-یافتنگی و بافت‌های میلیونیتی هستند (شکل ۶ الف).

ورليت: بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، ورليت در منطقه گلاشکرد شامل حدود ۴۰ درصد الیوین، ۴۵ درصد



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی دونیت‌ها: (الف) بلورهای کشیده شده و میلیونیتی الیوین در دونیت در نور قطبیده متقطع (XPL); (ب) بلورهای الیوین (Oli) باقیمانده و سرپانتین (SrP) در نور قطبیده متقطع (XPL)



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی دونیت، ورلیت، پیروکسینیت، کرومیتیت و سرپانتینیت: (الف) بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار کرومیت به صورت پراکنده و جهت دار در دونیت در نور قطبیده صفحه ای (PPL)، (ب) شکفته بلورهای الیونین (Oli)، کلینوپیروکسن (CPX)، ارتوپیروکسن (OPX) و آمفیبول (Am) در ورلیت در نور قطبیده متقاطع (XPL)، (با) بزرگنمایی ۴۰x، (پ) کانی های کلینوپیروکسن در پیروکسینیت در XPL با بزرگنمایی ۴۰x، (ت) کرومیتیت کروم اسپینل های بی شکل با آثار خردش دگی شدید، با رنگ نارنجی و قهوه ای تیره و دارای میانباره های سرپانتین که با رنگ سفید در PPL با بزرگنمایی ۱۰۰x مشخص هستند؛ (ث) کروم اسپینل های به صفت شده و (ج) کروم اسپینل شکل دار در سرپانتینیت در XPL، با بزرگنمایی ۴۰x

بسیار با ترکیب ارتوپیروکسن بوده که از لبه در حال سرپانتینیتی شدن هستند. بلورهای اسپینل در این سنگها دیده نشده اند (شکل ۶ پ).

کرومیتیت: در مجموعه های فرامافیک، مقدار کرومیت موجود در دونیت ها گاهی به تدریج افزایش می یابد و زمانی که مقدارش به بیش از ۴۰ درصد برسد، آن سنگ کلینوپیروکسن نامیده می شود [۲۰]. کرومیتیت از نظر زایشی با دونیت در ارتباط است، به طوری که در بسیاری از مجموعه های ابر بازی دنیا

پیروکسینیت: این سنگ ها به صورت برونزدهای کوچکی در نزدیکی دونیت ها با رنگ هوازدگی تقریباً کرم یافت شده اند. کانی دیده شده در این سنگها به طور عمده (بیش از ۹۰ درصد) کلینوپیروکسن (کلینوپیروکسینیت) است. نمونه هایی از بلورهای بسیار درشت کلینوپیروکسن در حال دگرسان شدن به آمفیبول دیده می شوند. در بعضی از نمونه ها، پیروکسن ها به صورت بی شکل با سطوح نامنظم، دارای دو رخ عمود و تیغه های جدایشی دگرشکلی باریکی در راستای رخ ها به احتمال

الیوین، کرومیت و به احتمال بسیار ارتوبیروکسن و همچنین کانی‌های ثانویه طلق و کلسیت دیده شده، اما در بعضی دیگر از این سنگ‌ها، اثری از کانی‌های چون مثل الیوین، ارتوبیروکسن و کلینوپیروکسن دیده نشده است. کانی الیوین در این سنگ‌ها هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه و یا باز متبلور شده تشخیص داده شده است. کرومیت‌ها با رنگ سیاه به شکل بلورهای شکل دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌ها، آثار به صفحه‌گی وجود دارد (شکل‌های ۶ ت و ج).

شیمی کانی‌های موجود در پریدوتیت‌ها

الیوین: الیوین‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب اغلب سرپانتینی شده‌اند. شدت سرپانتینی شدن این کانی‌ها در بعضی نمونه‌ها بالاست، اما در بعضی نمونه‌ها می‌توان بخش‌هایی از کانی الیوین را به صورت سالم در زیر میکروسکوپ دید. الیوین‌ها در پریدوتیت‌ها از نظر ترکیب به نسبت یکنواختی دارند (جدول ۱).

براساس نمودار $(\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ نسبت به $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$ ، الیوین در پریدوتیت‌ها ماهیت فورستریت و کریزولیت دارد (شکل ۷ الف) و از $\text{Fo}_{89.79}$ تا $\text{Fo}_{92.2}$ متغیر است. مقدار NiO از $0.57/_{100}$ تا $0.13/_{100}$ درصد وزنی و به مقدار معمول این اکسید در پریدوتیت‌های گوشه است. مقدار FeO از $7/_{4}$ تا $9/_{38}$ درصد وزنی متغیر است، در حالیکه مقادیر Cr_2O_3 ناچیز اندازه‌گیری شد (کمتر از $1/_{100}$ درصد وزنی).

کلینوپیروکسن: مقاوم بودن کلینوپیروکسن نسبت به دگرشکلی در سنگ‌های پریدوتیتی مجموعه فاریاب باعث گردیده است که این کانی نسبت به دیگر کانی‌های موجود در سنگ (الیوین و ارتوبیروکسن) کمتر دستخوش تغییر شود و از این رو، در همه نمونه‌های پریدوتیتی حضور دارد. فرمول ساختاری کلینوپیروکسن مورد بررسی بر اساس ۶ اتم اکسیژن محاسبه گردید. کلینوپیروکسن در پریدوتیت‌ها دارای مقدار $\text{Mg}^{\#}$ برابر با $0.97 - 0.93$ ، همراه با مقدار Al_2O_3 ، CaO ، Cr_2O_3 و TiO_2 به ترتیب $0.15 - 0.08/_{100}$ درصد وزنی، $0.06/_{100}$ درصد وزنی، صفر و تا $0.06/_{100}$ درصد وزنی است (جدول ۲). این کانی دارای ترکیب‌های متوسط $\text{W}_{\text{O}} = 53/_{35} - 47/_{35}$ ، $\text{En} = 44/_{88} - 50/_{52}$ و $\text{Fs} = 1.82$ است و رده‌بندی مرجع [۲۲] نشان می‌دهد که همه کلینوپیروکسن‌ها بیشتر دیوپسید هستند (شکل ۷ ب).

(چون افیولیت توروودوس در قبرس [۲۱] و منطقه مورد بررسی گلاشکرد)، ارتباط این دو کامل نمایان است و گاهی کرومیت‌های پر عیار (بالای ۵۰ درصد) در منطقه ایجاد شده‌اند. کانی‌های عمدۀ در این سنگ‌ها کروم اسپینل (کرومیت) و الیوین هستند. با توجه به تقسیم‌بندی مرجع [۲۰]، مقدار کرومیت در کرومیتیت‌های توهدۀای با بافت پراکنده ۴۰ تا ۸۵ درصد و در کرومیتیت‌های توهدۀای ۸۶ تا ۱۰۰ درصد است. در سنگ‌های فرامافیک منطقه گلاشکرد، اسپینل‌ها گاهی به صورت لایه‌هایی بین الیوین‌ها یا سرپانتین‌ها و گاهی نیز به صورت بلورهای پراکنده در زمینه‌ای از الیوین قرار دارند. همچنین درونبارهایی از الیوین درون آنها دیده شده است.

کرومیت مهمترین و بیشترین کانی تشکیل دهنده کرومیتیت‌های مجموعه فاریاب است. این کانی در مقاطع میکروسکوپی اغلب بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار است و آثار خردش‌گی شدیدی را نشان می‌دهد. اغلب بافت اولیه کرومیت‌ها به دلیل خردش‌گی زیاد قابل تشخیص نیست، اما با توجه به الگوی قرارگیری بلورها در کنار هم، می‌توان بافت توهدۀای را برای آنها تشخیص داد، زیرا در بافت توهدۀای، بلورها با زاویه 120° درجه اتصال سه گانه تشکیل داده‌اند که در این کانی‌ها نیز می‌توان این اتصال سه گانه را دید. کرومیت‌های مورد بررسی در انواع دگرسان نشده یا کمتر دگرسان شده در PPL، رنگ‌های نارنجی، قهوه‌ای مایل به قرمز تا قهوه‌ای تیره و در انواع دگرسان شده، رنگ سیاه را نشان داده‌اند، اما در نور قطبیده مقاطع (XPL) تیره هستند. در بلورهای کرومیت، آثار شکستگی‌های کششی دیده نشده و فضای بین بلورها با سرپانتین پر شده است. همچنین دانه‌های کرومیت گاهی دارای میانبارهایی از سرپانتین هستند. افزون بر کانی کرومیت، الیوین نیز از دیگر کانی‌های تشکیل دهنده کرومیتیت‌های است. الیوین در کرومیتیت‌ها نسبت به سایر واحدهای سنگی چون دونیت‌ها، دارای آثار دگرسانی شدیدتر هستند. در کرومیتیت‌های مورد بررسی نیز، الیوین‌ها کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند و اثری از آنها باقی نمانده است (شکل ۶ ت).

سرپانتینیت: مهمترین کانی تشکیل دهنده در سرپانتینیت‌ها سرپانتین با رنگ‌های تداخلی خاکستری روشن تا سفید است که به صورت کانی صفحه‌ای تا رشتۀای با چندرنگی زرد در نور قطبیده طبیعی دیده می‌شود. در برخی از مقاطع میکروسکوپی از نمونه‌های سرپانتینیت مورد بررسی، آثاری از کانی‌های اولیه

مقدار MgO از ۱۰/۷۱ تا ۱۰/۷۱ درصد وزنی در ورلیت و ۸/۴۷ - ۱۳/۴۹ درصد وزنی در کرومیتیت و مقدار TiO₂ در ورلیت تا ۰/۴۳ درصد وزنی و در کرومیتیت از ۰/۰۵ تا ۰/۰۵ درصد وزنی هستند. غنی‌شدگی کروم اسپینل‌های سالم از Mg و کم Cr بودن Ti و Fe⁺³ در آنها بیانگر ماهیت اولیه این کانی‌هاست [۲۴].

محیط زمین‌ساختی و خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی
بر پایه ترکیب شیمیایی کانی‌های تجزیه شده، چون اسپینل و پیروکسن، می‌توان خاستگاه و شرایط تشکیل پریدوتیت‌های گوشه‌های مجموعه افیولیتی فاریاب تعیین کرد [۲۷-۲۵]؛ برای مثال، از ترکیب اسپینل‌ها می‌توان پریدوتیت‌های گوشه‌های از پریدوتیت‌های انباست سنگ تفکیک نمود. همچنین، با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن‌ها می‌توان پریدوتیت‌های گوشه‌های زیر پوسته اقیانوسی و زیر پوسته قاره‌ای را از هم تشخیص داد. براساس نمودار مقدار Al₂O₃ نسبت به Cr₂O₃ کانی‌های اسپینل موجود در پریدوتیت‌های مجموعه‌های نام بده این پریدوتیت‌ها در گستره پریدوتیت‌های گوشه‌ای قرار دارند (شکل ۷ ت). گستره‌های گوناگون مشخص شده در شکل ۷ ت برگرفته از مراجع [۳۰-۲۸] هستند.

جدول ۱ میانگین ترکیب الیوین‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه گلاشکردن، (بر حسب درصد وزنی) و فرمول ساختاری بر اساس ۴ اتم اکسیژن، به همراه مقدار اعضا پایانی آنها.

نوع سنگ	Whr	Whr	Whr	Whr	Whr	Whr	Per							
نمونه	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fb-25							
SiO ₂	۴۱,۷۵	۴۱,۳۲	۴۱,۷۶	۴۰,۷۲	۴۱,۷۱	۴۱,۴۵	۴۱,۴۲	۴۱,۹۳	۴۱,۵۵	۴۲,۵۷	۴۱,۵۳	۴۱,۶	۴۲,۴	
TiO ₂	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al ₂ O ₃	۰,۰۴	۰,۰۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
FeO	۸,۴۲	۸,۳	۸,۳۶	۹,۳۸	۹,۲۴	۹,۲۶	۹,۰۵	۷,۹۹	۷,۷۲	۸,۰۶	۷,۴۸	۷,۷۷	۷,۴	
MnO	۰,۲۳	۰,۱۴	۰,۱۹	۰,۳	۰,۲۵	۰,۲۱	۰,۱۴	۰,۴۶	۰,۲۸	۰,۱۷	۰,۵۵	۰,۳	۰,۲۲	
MgO	۴۸,۴۴	۴۸,۸	۴۷,۹	۴۷,۷۴	۴۸,۲۹	۴۸,۶۱	۴۸,۶۳	۴۹,۴۸	۵۰,۲	۴۹,۱۵	۴۹,۳	۴۹,۸۸	۴۹,۷۶	
CaO	۰	۰	۰,۲۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	
NiO	۰,۳۲	۰,۵۶	۰,۲۶	۰,۴۶	۰,۳۵	۰,۵۲	۰,۶۳	۰,۱۴	۰,۱۱	۰,۰۵	۰,۱۳	۰,۴۳	۰,۲۲	
مجموعه	۹۹,۱۸	۹۹,۱۶	۹۸,۵۰	۹۸,۶۰	۹۹,۸۴	۱۰۰	۹۹,۸۷	۱۰۰	۹۹,۸۶	۱۰۰	۹۸,۹۹	۹۹,۹۹	۱۰۰	
Si	۱,۰۲۳	۱,۰۱۴	۱,۰۲۹	۱,۰۱	۱,۰۲	۱,۰۱۳	۱,۰۱۳	۱,۰۱۸	۱,۰۱	۱,۰۳	۱,۰۱۷	۱,۰۱۱	۱,۰۲۵	
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	
Al	۰,۰۰۱	۰,۰۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	
Cr	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	
Fe ⁺²	۰,۱۷۳	۰,۱۷	۰,۱۷۲	۰,۱۹۵	۰,۱۸۹	۰,۱۸۹	۰,۱۸۵	۰,۱۶۲	۰,۱۵۷	۰,۱۶۳	۰,۱۵۳	۰,۱۵۸	۰,۱۵	
Fe ⁺³	۰													
Mn	۰,۰۰۵	۰,۰۰۳	۰,۰۰۴	۰,۰۰۶	۰,۰۰۵	۰,۰۰۴	۰,۰۰۳	۰,۰۰۹	۰,۰۰۶	۰,۰۰۳	۰,۰۱۱	۰,۰۰۶	۰,۰۰۵	
Mg	۱,۷۷	۱,۷۹	۱,۷۵۹	۱,۷۶۷	۱,۷۶	۱,۷۷	۱,۷۷	۱,۷۹	۱,۸۱۷	۱,۷۷	۱,۷۹۹	۱,۸۰۶	۱,۷۹۳	
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	
Ni	۰,۰۰۷	۰,۰۱۱	۰,۰۰۵	۰,۰۰۹	۰,۰۰۷	۰,۰۱	۰,۰۱۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۲	۰,۰۰۱	۰,۰۰۳	۰,۰۰۸	۰,۰۰۴	
مجموعه	۲,۹۷۷	۲,۹۹	۲,۹۷	۲,۹۸۹	۲,۹۸	۲,۹۸۷	۲,۹۸۷	۲,۹۸	۲,۹۹	۲,۹۷	۲,۹۸۳	۲,۹۸۹	۲,۹۷۵	
Mg#	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۰	۰,۹۰	۰,۹۰	۰,۹۱	۰,۹۲	۰,۹۲	۰,۹۲	۰,۹۲	۰,۹۲	۰,۹۲	
فورستریت	۹۰,۸۸	۹۱,۱۶	۹۰,۹	۸۹,۷۹	۹۰,۰۷	۹۰,۱۴۷	۹۰,۴۲	۹۱,۲۵	۹۱,۷۹	۹۱,۴۱	۹۱,۶۲	۹۱,۶۷	۹۲,۰۹	
فالیلت	۸,۸۷	۸,۶۹	۸,۹	۹,۹	۹,۶۷	۹,۶۳۲	۹,۴۴	۸,۲۷	۷,۹۲	۸,۴۱	۷,۸	۸,۰۲	۷,۶۸	
تفروپیت	۰,۲۵	۰,۱۵	۰,۲۱	۰,۳۲	۰,۲۷	۰,۲۲۱	۰,۱۵	۰,۴۸	۰,۲۹	۰,۱۸	۰,۵۸	۰,۳۱	۰,۲۳	
نام الین	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Fo	Chr							

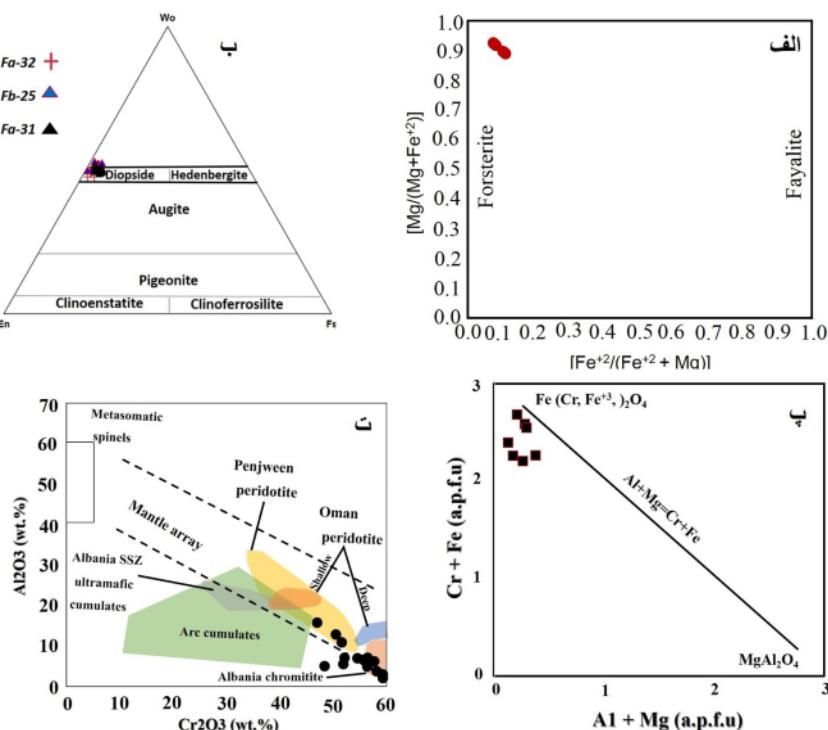
Whr = Whrlite & Per = Peridotite: Fo = Forsterite & Chr = Chrysolite

کروم اسپینل: اسپینل مهم‌ترین کانی از نظر تغییرات ترکیبی در سنگ‌هاست و می‌تواند برای فهم فرآیندهای موثر بر سنگ، به کار رود به طوریکه Cr# (که این کانی‌ها می‌توانند به عنوان یک نشانگر در تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها استفاده شود [۲۳]). ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار متبلور شده در محیط‌های مختلف متفاوت بوده و در واقع محیط تبلور مهم‌ترین عامل موثر بر ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار است. البته، ترکیب این کانی‌ها در اثر دگرسانی و دگرگونی پسروند نیز دچار تغییر می‌گردد، ولی این تغییرات جزئی است [۲۳].

کروم اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه با Cr₂O₃ بالا ۵۸,۱۶ - ۵۰,۸۷ - ۲۳,۸۹ درصد وزنی در ورلیت‌ها و ۴۷,۴۶ - ۴۰,۰۵ - ۵,۲۶ درصد وزنی در کرومیتیت و Al₂O₃ کم (۸,۱۸) درصد وزنی در کرومیتیت مشخص می‌شوند (شکل ۷ پ). مقدار Cr# = Cr/(Cr + Al) برابر با ۰,۷ تا ۰,۸۳ در ورلیت و ۰,۶۶ تا ۰,۸۷ در کرومیت است، در حالی که (Mg# = Mg/(Mg + Fe⁺²)) در گستره ۰,۰۵ تا ۰,۳۷ در ورلیت و ۰,۵۷ تا ۰,۷۷ در کرومیت تغییر می‌کند (جدول ۳). کروم اسپینل‌ها دارای مقدار FeO از ۲۵,۸۹ تا ۶۰,۷۵ درصد وزنی در کرومیتیت، وزنی در ورلیت و ۱۷,۲ - ۲۶,۲۵ درصد وزنی در کرومیتیت،

جدول ۲ میانگین ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه گلاشکرد، (بر حسب درصد وزنی) به همراه فرمول ساختاری و مقدار اعضای پایانی آنها.

Rock type	Whr	Whr	Whr	Whr	Per	Per	Per	Per	Whr	Whr	Whr	Whr
Sample No.	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fb-25	Fb-25	Fb-25	Fb-25	Fa-31	Fa-31	Fa-31	Fa-31
SiO ₂	۵۴.۲۳	۵۴.۴۳	۵۴.۶	۵۵.۰۳	۵۵.۱۳	۵۵.۴۳	۵۵	۵۴.۷۱	۵۳.۵۵	۵۳.۶۳	۵۶.۱۲	۵۴.۳۲
TiO ₂	-	-	-	-	۰.۱۲	۰.۱۳	-	-	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۸
Al ₂ O ₃	۰.۵۳	۰.۰۱	۰.۳۱	۰.۴۱	۰.۴۱	۰.۱۶	۰.۵۷	۰.۳۲	۲.۵۴	۲.۳۹	۲.۴۴	۲.۱۱
Cr ₂ O ₃	۰.۱۱	-	-	-	۰.۳۱	۰.۱۳	۰.۷	۰.۲۴	۰.۷۴	۰.۷	۰.۵۹	۰.۵۶
FeO	۱.۵۳	۱.۶۶	۱.۳۸	۱.۱۴	۱.۶۹	۱.۴۷	۱.۵۷	-	۲.۶۲	۲.۶۱	۲.۷۷	۲.۵۹
MnO	-	-	۰.۱۵	-	۰.۰۴	-	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۰۷	۰.۱۴	۰.۰۹	۰.۱
MgO	۱۸.۲۹	۱۸.۱۶	۱۷.۹	۱۷.۲۴	۱۶.۹۳	۱۶.۸۹	۱۶.۶۱	۱۷.۱۶	۱۶.۴۳	۱۶.۲۳	۱۷.۳۷	۱۶.۸۸
CaO	۲۵.۲	۲۴.۷۵	۲۵.۷۹	۲۶.۰۷	۲۵.۹	۲۵.۷۸	۲۶.۳۸	۲۶.۶	۲۴.۵۹	۲۴.۹۷	۲۴.۹۹	۲۵.۲۱
Na ₂ O	۰.۱۳	-	-	۰.۱۱	-	-	-	-	۰.۲۴	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۱۵
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱
مجموع	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۹۹.۹۹	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Si	۱.۹۷	۱.۹۹	۱.۹۸	۲	۱.۹۹	۲	۱.۹۹	۱.۹۸	۱.۹۴	۱.۹۴	۱.۹۵	۱.۹۴
Ti	-	-	-	-	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	-	-	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲
Al	۰.۰۲۳	-	۰.۰۱۳	۰.۰۱۸	۰.۰۱۷	۰.۰۰۷	۰.۰۲۴	۰.۰۱۴	۰.۱۰۸	۰.۱۰۲	۰.۱	۰.۰۸۹
Cr	۰.۰۰۳	-	-	-	۰.۰۰۹	۰.۰۰۷	۰.۰۲	۰.۰۰۷	۰.۰۲۱	۰.۰۲	۰.۰۱۶	۰.۰۱۶
Fe ⁺²	۰.۰۴۶	۰.۰۰۵	۰.۰۲۲	۰.۰۲۵	۰.۰۵۱	۰.۰۴۵	۰.۰۴۷	۰.۰۴۹	۰.۰۷۹	۰.۰۷۹	۰.۰۷۹	۰.۰۷۷
Mn	-	-	۰.۰۰۵	-	۰.۰۰۱	-	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳
Mg	۰.۹۹	۰.۹۹	۰.۹۷	۰.۹۳	۰.۹۱۲	۰.۹۱	۰.۸۹	۰.۹۲۶	۰.۸۸۶	۰.۸۸	۰.۸۹۹	۰.۹
Ca	۰.۹۸	۰.۹۷	۱.۰۰۳	۱.۰۱۳	۱.۰۰۳	۱	۱.۰۲	۱.۰۳۱	۰.۹۲	۰.۹۷	۰.۹۳	۰.۹۶۶
Na	۰.۰۰۹	-	-	۰.۰۰۸	-	-	-	-	۰.۰۱۷	۰.۰۱۸	۰.۰۱۷	۰.۰۱
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
مجموع	۴	۴	۴	۴	۳.۹۹	۳.۹۸	۴	۴	۴	۴	۴	۴
Mg#	۰.۹۵	۰.۹۴	۰.۹۵	۰.۹۶	۰.۹۵	۰.۹۵	۰.۹۴	۰.۹۴	۰.۹۰	۰.۹۰	۰.۹۱	۰.۹۱
ولاتستونت	۴۸.۳۹	۴۸.۲۲	۴۹.۷۰	۵۰.۹۷	۵۰.۹۷	۵۱.۱۱	۵۱.۹۲	۵۱.۲۲	۴۹.۱۹	۴۹.۷۹	۴۸.۱۳	۴۹.۳۷
استناتیت	۴۸.۸۸	۴۹.۷۵	۴۸	۴۶.۹۰	۴۶.۳۶	۴۶.۶	۴۵.۴۹	۴۶.۰۸	۴۵.۷۴	۴۵.۰۳	۴۶.۶۵	۴۶
فورستزیت	۲.۲۸	۲.۵۲	۲.۳۰	۱.۷۴	۲.۶۶	۲.۲۹	۲.۵۹	۲.۵۹	۴.۲۰	۴.۲۸	۴.۲۴	۴.۱۱
AC	۰.۴۵	-	-	۰.۳۹	-	-	-	-	۰.۸۷	۰.۹	۰.۸۷	۰.۵۳
نام کلینوپیروکسن	دیبوسید											



شکل ۷ شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشه‌ای مجموعه گلاشکرد: (الف) نمودار $\text{Mg} \#$ برای الیوین‌ها [۲۸]; ب) نمودار کاتیونی $\text{Fe} \#$ نسبت به $\text{Al} + \text{Cr}$ برای کروم اسپینل‌ها، خط مورب نشان دهنده جایگزینی $1:1$ است؛ (پ) ترکیب پیروکسن‌های بررسی شده [۲۲]؛ ت) مقدار Al_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 اسپینل‌های کروم‌دار [۳۱-۲۹].

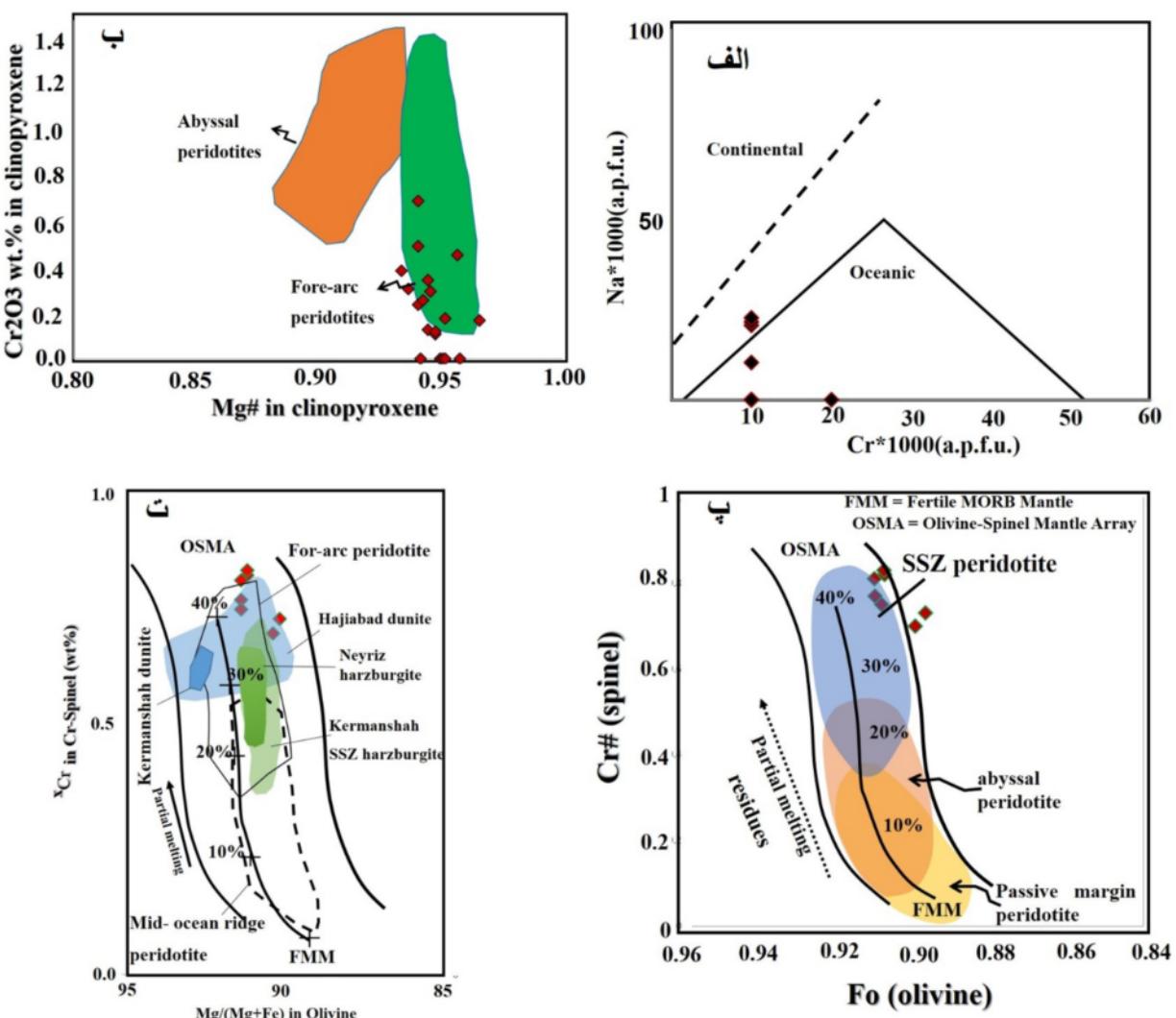
الیوین- اسپینل (OSM) در شکل ۸ پ [۳۳] بر اساس مقدار $\text{Cr}^{\#}$ از کروم اسپینل رسم شده است. بر پایه این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در میدان پریدوتیت‌های پهنه ابرفروانش (SSZ) قرار دارند. از این نمودار همچنین مشهود است که پریدوتیت‌ها در معرض درجه بالایی از ذوب بخشی (٪/۴۰) قرار گرفته‌اند. همچنین نمودار مقدار $\text{Cr}^{\#}$ از کروم اسپینل نسبت به مقدار $\text{Mg}^{\#}$ از الیوین درجه بالایی از ذوب بخشی (٪/۴۰) و موقعیت زمین ساختی پریدوتیت‌های جلو قوس را نشان می‌دهد (شکل ۸ ت). بر اساس این نمودار، پریدوتیت‌های مورد بررسی تا حدی با پریدوتیت‌های حاجی آباد، نیریز و کرمانشاه در پهنه زاگرس قابل مقایسه هستند. با توجه به نتایج به دست آمده از نمودارها می‌توان گفت که پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب در این پژوهش از درجه‌های بالای ذوب بخشی از یک گوشته زیر اقیانوسی تشکیل شده‌اند.

بر اساس تقسیم‌بندی پریدوتیت‌های افیولیتی با استفاده از عدد کروم در اسپینل‌ها [۲۳] که پریدوتیت‌های با عدد کروم بیش از ۶، بیشتر در جزایر قوسی تشکیل می‌شوند، عدد کروم اسپینل‌های پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب نشان دهنده تشکیل این سنگ‌ها در ارتباط با فروانش در یک پوسته اقیانوسی است.

بر پایه مقدار $\text{Cr}^{\#}$ و $\text{Na}^{\#}$ در واحد ساختاری کلینوپیرکسن-های موجود در پریدوتیت‌های گوشته منطقه مورد بررسی، همه پریدوتیت‌ها در گستره محیط اقیانوسی قرار دارند (شکل ۸-الف). گستره‌های مشخص شده در شکل ۸ الف برگرفته از مرجع [۳۲] هستند. نمودار مقدار Cr_2O_3 در کلینوپیرکسن پریدوتیت‌ها نسبت به $\text{Mg}^{\#}$ نشان می‌دهد که آنها شباهت بسیاری به پریدوتیت‌های حوضه پیش کمان مجموعه‌های افیولیتی دارند که بیانگر ارتباط خاستگاه آنها با محیط زمین ساختی ابرفروانش است (شکل ۸ ب). نمودار آرایه گوشته

جدول ۳ میانگین ترکیب اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه گلاشکرد، (بر حسب درصد وزنی)، و فرمول ساختاری بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن.

نوع سنگ	Whr	Whr	Whr	Whr	Whr	Whr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr	Chr
نمونه	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-32	Fa-38	Fa-38	Fa-38	Fa-38	Fa-38	Fa-38
SiO_2	۰,۷۹	۲,۸۹	۶,۷۶	۰,۵۳	۱,۸۵	۲,۸۵	۰,۰۴	۰,۱۴	۰,۰۱	۲,۷۲	۰,۲۹	۲,۶۵
TiO_2	۰,۴۵	۰,۳۸	۰	۰,۴۳	۰	۰,۲۸	۰,۲۵	۰,۲۲	۰,۲۵	۰,۱۴	۰,۲۱	۰,۲۹
Al_2O_3	۷,۶۱	۷,۱۵	۶,۱	۶,۲۲	۵,۸	۸,۱۸	۱۳,۲۶	۱۶,۲۴	۷,۶۰	۷,۶۴	۷,۱۱	۵,۴۹
Cr_2O_3	۵۰,۸۷	۴۶,۳۴	۳۰,۶۲	۴۶,۱۵	۲۳,۸۹	۲۸,۱۹	۵۰,۹۸	۴۷,۴۶	۵۶,۹۳	۵۲,۶۰	۵۶,۱۳	۵۶,۸۰
FeO	۲۵,۸۹	۳۸,۴۷	۳۸,۶۸	۳۹,۸۲	۶۰,۷۵	۵۵,۰۷	۲۳,۱۸	۱۹,۴۹	۲۳,۸۱	۲۳,۶۷	۲۶,۲۵	۲۱,۴۹
MnO	۰,۴	۰,۵۹	۰,۳۱	۰,۴۷	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۵۲	۰,۲۹	۰,۴۶	۰,۵۱	۰,۵۹	۰,۵۲
MgO	۹,۴۱	۳,۶۴	۵,۶۶	۵,۳	۱,۷۱	۱۰,۷۱	۱۰,۳۲	۱۳,۴۹	۹,۶۴	۸,۸۶	۸,۷۳	۱۰,۰۵
CaO	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰,۰۴	۰,۰۳	۰	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳
ZnO		۰,۵۴	۰	۱,۰۸	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
مجموع	۹۶	۱۰۰	۸۸,۱۳	۱۰۰	۹۴,۲۱	۱۰۵	۹۸,۶۹	۹۷,۳۷	۹۸,۷۰	۹۶,۱۵	۹۹,۳۳	۹۷,۳۲
Si	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷	۴۳,۹۷
Ti	۰,۰۹۴	۰,۰۸۲	۰	۰,۰۹	۰	۰,۰۵۳	۰,۰۵	۰,۰۴۳	۰,۰۵۱	۰,۰۳	۰,۰۴۳	۰,۰۶۲
Al	۲,۵۰۴	۲,۴۱۲	۲,۳۸	۲,۰۳۳	۲,۰۷	۲,۴۴	۴,۱۳	۴,۹	۲,۴۱۹	۲,۵۷	۲,۲۸	۱,۸۳
Cr	۱۱,۲۲۶	۱۰,۴۹	۸,۰۲	۱۰,۱۱۹	۵,۷۲	۵,۶۵	۱۰,۵۷	۹,۶۳	۱۲,۱۶	۱۱,۸۶	۱۲,۰۴۷	۱۲,۶۸
Fe^{+3}	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe^{+2}	۶,۰۴۳	۹,۲۰۸	۱۰,۰۷۲	۹,۲۲۵	۱۵,۳۸	۱۱,۷۷	۵,۰۹	۴,۱۸	۵,۳۸	۵,۶۵	۵,۹۶	۵,۰۷۳
Mn	۰,۰۹۵	۰,۱۴۳	۰,۰۸۷	۰,۱۱	۰,۰۵۴	۰,۰۴۵	۰,۱۱۶	۰,۰۶۲	۰,۱۰۵	۰,۱۲۲	۰,۱۳۵	۰,۱۲۵
Mg	۳,۹۱۶	۱,۵۵۳	۲,۷۹۶	۲,۱۹۱	۰,۷۷	۴,۰۴۴	۴,۰۳۴	۵,۱۶	۳,۸۸	۲,۷۷	۲,۵۳	۴,۲۳۱
Ca	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰,۰۱۰	۰,۰۰۹	۰,۰۰۱	۰,۰۰۵	۰,۰۰۹	۰,۰۰۸
Zn	۰,۱۱۴	۰	۰	۰,۲۲۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷	۶۷,۹۷
$\text{Cr}^{\#}$	۰,۸۲	۰,۸۱	۰,۷۷	۰,۸۳	۰,۷۳	۰,۷۰	۰,۷۲	۰,۶۶	۰,۸۳	۰,۸۲	۰,۸۴	۰,۸۷
$\text{Mg}^{\#}$	۰,۳۹	۰,۱۴	۰,۲۱	۰,۱۹	۰,۰۴۸	۰,۲۶	۰,۴۴	۰,۵۵	۰,۴۲	۰,۴۰	۰,۳۷	۰,۴۶



شکل ۸ الف) مقدار اتمی کاتیون Na کلینوپیروکسن نسبت به آن در پریدوتیت‌های گوشه‌های مجموعه گلاشکرد [۳۲] که براساس آن، این پریدوتیت‌ها در گستره محیط اقیانوسی قرار دارند؛ ب) نمودار $Mg\#$ در Cr_2O_3 نسبت به Cr_2O_3 در کلینوپیروکسن، زمینه‌های پریدوتیت‌های آبیسال و پریدوتیت‌های فورآرک به ترتیب بر گرفته از مراجع [۳۵، ۳۶] هستند؛ پ) روابط بین Cr از کروم سپینل‌ها و فورسترتیت از الیوین‌های همزیست [۳۶]؛ آرایه گوشه‌های الیوین-اسپینل (OSMA) و روند ذوب [۳۳] تغییرات ترکیبی برای پریدوتیت‌های لبه و غیرفعال [۲۲]، پریدوتیت‌های ناحیه ابرفروزانش اقیانوسی [۳۷] را نشان داده‌اند. همچنین دونیت کرمانشاه، هارزبورژیت‌ها [۳۸] دونیت‌های حاجی‌آباد [۴۰، ۳۹] و هارزبورژیت نیریز [۴۱] نشان داده شده‌اند؛ ت) نمودار $Cr\#$ اسپینل نسبت به $Mg\#$ الیوین، پریدوتیت‌های ناحیه ابرفروزانش اقیانوسی، پریدوتیت‌های کرانه قاره‌ای غیرفعال [۳۷] و پریدوتیت‌های ناحیه آبیسال (خط الراس اقیانوس) [۳۳] نشان داده شده‌اند.

در بخش‌های مختلفی رخنمون داشته و فراوانی کمی دارند. بافت اصلی در مجموعه ورلیت و دونیت دانه‌ای است و دونیت‌ها دارای بافت تنش آواری نیز هستند. در کرومیتیت‌های منطقه نیز، بافت‌های لایه‌ای و توده‌ای دیده می‌شوند. شواهد میکروسکوپی نشانگر نسل‌های مختلف کانی‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه هستند و وجود بافت‌هایی چون باز تبلور و جهت-

برداشت

۱. براساس بررسی‌های صحرایی، سنگ نگاری و شیمی کانی، سنگ‌های پریدوتیت مجموعه افیولیتی فاریاب بیشتر از دونیت، ورلیت و پیروکسنیت و همچنین کرومیتیت و سرپانتینیت تشکیل شده‌اند. دونیت‌ها هم به شکل لایه‌ای و هم به صورت توده‌ای دیده می‌شوند و گاهی در بردارنده لایه‌های نازکی از کرومیتیت هستند. ورلیت‌ها و پیروکسنیت‌ها به صورت دایک

- ophiolites*", Proceeding of the International Ophiolite Symposium Cyprus, (1980) 261-272.
- [5] Beccaluva L., Ohnenstetier D., Ohnensteter M., "Geochemical discrimination between ocean floor and island arc tholeiites-applications to some ophiolites", Canadian Journal of Earth Sciences, 16 (1979), 1874-1881.
- [6] Beccaluva L., Coltorti M., Giunta G., Siena F., "Tethyan vs Cordilleran ophiolites: A reappraisal of distinctive tectonomagmatic features of supra-subduction complexes in relation to the subduction mode", Tectonophysics 393 (2004), 163 – 174.
- [7] Coleman R. G., "Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotite along continental edges", Journal of Geophysical Research 76 (1971), 1212 – 1222.
- [8] Hamilton W., "Tectonics of the Indonesian region", US Geological Survey Professional Paper 1078, (1979).
- [9] Dilek Y., Moores E. M., Elthon D., Nicolas A., "Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from field studies and the ocean drilling program", Geological Society of America Special Paper 349, (2000).
- [10] Metzger E. P., Robert B. M., Gregory D. H., "Geochemistry and tectonic setting of the ophiolitic in galls complex, North Cascades, Washington: Implications for correlations of Jurassic cordilleran ophiolites", The Journal of geology 110.5 (2002) 543-560.
- [11] Ahmed A. H., Arai S., Abdel-Aziz Y. M., Rahimi A., "Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco", Precambrian Research 138 (2005) 225-234.
- [12] Kamenetsky V. S., Anthony J. C., Sébastien M., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks" Journal of Petrology 42.4 (2001) 655-671.
- [13] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: A review, Am", Assoc. Pet. Geol. Bull., 52, (1968) 1229–1258.
- [14] Alavi M., "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations", Tectonophysics, 229, (1994) 211 – 238.
- [15] Rajabzadeh M.A., Ohnensteter M., Ohbekteter D., Reisberg L., "Chrome and platinum-group element (PGE) mineralization in

- یابی ترجیحی کانی‌ها نشان می‌دهند که فازهای دگرشكلي دما بالای گوشه‌ای بر این سنگ‌ها عمل کردند.
۲. بر اساس بررسی های سنگ نگاری و شیمی کانی، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی دربردارنده الیوین (فورستریت و کریزولیت)، کلینوبیروکسن (دیوپسید)، اسپینل‌کرومودار، به مقدار کم سرپانتین و ارتوبیروکسن (انستاتیت) هستند.
۳. حضور کانی‌های معمول سنگ‌های پریدوتیتی چون الیوین، پیروکسن و اسپینل‌ها نشان می‌دهد که این پریدوتیت می‌تواند وابسته به گوشه‌ای باشد. پریدوتیت‌های بررسی شده از آنجا که دارای دونیت و کرومیت فراوان هستند، ذوب بخشی درجه بالایی را پشت سر گذاشته اند. مقدار کم Al_2O_3 و Na_2O کلینوبیروکسن‌ها نشان دهنده درجه بالای ذوب بخشی واحدهای سنگی گوشه است.
۴. ظهور قطعه‌های پریدوتیت در بالای سنگ‌های دگرگونی به روشنی گویای جایگیری زمین ساختی آنهاست.
۵. پریدوتیت‌های مجموعه فاریاب در یک محیط ابرفرورانش (جلوقوس) در نتیجه درجه‌های بالای ذوب بخشی تشکیل شده‌اند که با مقادیر $\text{Mg}^{\#}$ و $\text{Cr}^{\#}$ بالا در اسپینل و الیوین مشخص می‌شود.

قدرتانی

از آقای دکتر Sergey Skublov از موسسه زمین‌شناسی و زمین زمان‌شناسی پرکامبرین RAS در کشور روسیه که در تهییه و انجام تجزیه‌های نقطه‌ای کمک در خور توجهی به گروه پژوهشی ما داشته‌اند، همچنین از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی دانشگاه شهید بهشتی تقدیر و تشکر می‌شود.

مراجع

- [1] Coleman, R. G., "Ophiolites", Springer Verlag, Berlin (1977).
- [2] Miyashiro, "The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc", Earth Planetary Science Letters, 19 (1973), 218-224.
- [3] Pearce J. A., "Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus", Tectonophysics, 25 (1975), 48-67.
- [4] Pearce J. A., "Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan

- [27] Zhou M. F., Kerrich R., "Morphology and composition of chromite in komatiites from the Belingwe greenstone belt, Zimbabwe", *The Canadian Mineralogist*, (1992) 30, 303-317.
- [28] Kepezhinskas P. K., Defant M. J., Drummond M. S., "Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc", *Journal of Petrology* 36, (1995) 1505–1527.
- [29] Deer WA, Howie R A, Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Wiley, New York, (1992) pp 1–696.
- [30] Conrad W. K., Kay R. W., "Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: Crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc" *Journal of Petrology* 25, (1984) 88–125.
- [31] Haggerty S. E., "Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts", *Journal of Geological Society of Australia* 14, (1988) 687–699.
- [32] Kornprobst J., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., "Na and Cr contents in Cpx from peridotites: A possible discriminant between sub-continental and sub-oceanic mantle", *Earth and Planetary Science Letters* 53, (1981) 241-254.
- [33] Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and Interpretation", *Chemical Geology* 113, (1994) 191-204.
- [34] Johnson K. T. M., Dick H. J. B., Shimizu N., "Melting in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopside in abyssal peridotites", *Journal of Geophysical Research* 95, (1990) 2661-2678.
- [35] Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske M., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in Izu-Ogazawara-Mariana forearc" Leg 125. In: P., Fryer, J. A., Pearce and L. B., Stocking (Eds.): *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results* 125, College station, Texas (1992) 445-485.
- [36] 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.
- [37] Pearce J.A., Barker P.F., Edward S.J., Parkinson I.J., Leat P.T., "Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South chromitites from the Assemion and Neyriz ophiolites, Zagros belt, Iran", International platinum symposium, Institute of mineralogy and petrology, mining university, Leoben, Austria (1998).
- [16] Rajabzadeh M.A., Moosavinasab Z., "Mineralogy and distribution of platinum-group minerals (PGM) and other solid inclusions in the Faryab ophiolitic chromitites, Southern Iran" *Mineralogy and Petrology*, 107 (2013) 943-962.
- [17] McCall G.J.H., "Explanatory Text of the Minab Quadrangle Map: 1: 250,000" ,No. J13. Geological Survey of Iran, Tehran, 530 p 1985a.
- [18] Le Maitre R.W., "A classification of igneous rocks and glossary of terms", Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell (1989).
- [19] Babakhani A.R., Alavi Tehrani N., "Geological map of Sabzevaran, scale 1: 250000", Geological survy of Iran (1992).
- [20] Al-Aabaed S., "Petrogenesis of chromite and associated minerals in the upper mantle peridotite of the northern Semail ophiolite", PhD thesis, the ohio state University, (2000) p 639.
- [21] Greenbaum D., "The chromitiferous rocks of the Troodos ophiolite complex, Cyprus. Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists", *Nature*, 72, (1977) 1175-1194.
- [22] Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes" *Canadian Mineralogists* 27, (1989) 143–156.
- [23] Dick HJB., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine type peridotites and spatially associated lavas" *Contrib Mineral Petrol* 86, (1984) 54–76.
- [24] Wunder B., Richard W., Matthias G., "Antigorite: Pressure and temperature dependence of polysomatism and water content", *European Journal of Mineralogy* 13.3, (2001) 485-495.
- [25] 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* 37, (1996) 3-21.
- [26] Reynolds R. L., Neil S. F., Mark R. H., "Sources of aeromagnetic anomalies over Cement oil field (Oklahoma), Simpson Oil Field (Alaska), and the Wyoming-Idaho-Utah thrust belt", *Geophysics* 56.5, (1991) 606-617.

- geodynamics of the Bitlis-Zagros suture zone”, Geological Journal. J. 48, (2013) 579–602.*
- [40] Peighambari S., Ahmadipour H., Stosch H.G., Daliran F., “Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite massif and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran”, *Ore Geology Reviews* 39 (2011) 245–264.
- [41] Monsef I., Rahgoshay M., Pirouz M., Chiaradia M., Grégoire M., Ceuleneer G., “The Eastern Makran Ophiolite (SE Iran): Evidence for a Late Cretaceous fore-arc oceanic crust”, *International Geology Review*, v. 56, (2018) p. 1395–1412.
- Sandwich arc-basin systems, south Atlantic”, Contributions to Mineralogy and Petrology 139, (2000) 36–53.*
- [38] Allahyari K., Saccani E., Rahimzadeh B., Zeda O., “Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Saw lava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): New evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic forearc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran”, *J Asian Earth Sci* 79, (2014) 312–328.
- [39] Shafaii Moghadam H., Mosaddegh H., Santosh M., “Geochemistry and petrogenesis of the Late Cretaceous Haji-Abadophiolite (Outer Zagros Ophiolite Belt, Iran): Implications for