

مینرال شیمی کروم اسپینل و تعیین محیط زمین‌ساختی پریدوتیت‌های لردگرم پایین در خاور حاجی آباد، جنوب خاور ایران

محمد پوستی^۱، رویا محمدی پورنازانی^۲، حجت حاج حسینی^۳ و سیدمحسن مرتضوی راوری^۴

^۱استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۲دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

^۳کارشناسی ارشد، شرکت سهامی آب منطقه‌ای، اصفهان، ایران

^۴دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۱۰/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۰۹

چکیده

سنگ‌های پریدوتیتی لردگرم بخشی از کمپلکس‌های اولترابازیک در جنوب خاور ایران هستند. این سنگ‌ها بیشتر شامل مارزبورژیت، دوتیت، لوزولیت، و مقادیر کمی لسنوتیت و منیزیت‌های ثانویه هستند. مطالعات تفصیلی میکروپروب روی کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها مقادیر بسیار بالای $Mg\#(51.2-65.63)$ و $Ct\#(39.9-64.0)$ و مقادیر پایین TiO_2 (میانگین ۰/۰۵ درصد وزنی) را نشان می‌دهند. مقدار $Fe^{3+}\#$ در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها بسیار پایین (>0.02 درصد وزنی) است که نشان‌دهنده تبلور در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن است. همچنین ترکیب الومین‌ها از نوع فورسرتیت ($FeO 90.97-92.63$)، ارتوپیروکسن‌ها از نوع انستایت، کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اسپینل‌ها از نوع آلومینیم کروم‌دار هستند. ترموبارومتری کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن، دمای تعادل دوباره پریدوتیت‌ها را 110 ± 60 درجه سانتی‌گراد در فشار ۲۶ کیلوپا را نشان می‌دهد. نمودارهای جداکننده محیط زمین‌ساختی برای دوتیت‌ها محیط ابرفرورانشی از نوع پیش‌کمان و برای مارزبورژیت‌ها و لوزولیت‌ها ویژگی‌های پریدوتیت‌های آیسال را نشان می‌دهند.

کلیدواژه‌ها: کروم اسپینل، لردگرم، حاجی آباد، پریدوتیت، ابرفرورانشی.

نویسنده مسئول: محمد پوستی

E-mail: m.poosti@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

ریزساختارهای آنهاست. به منظور انجام این کار، نمونه‌های با کمترین دگرسانی انتخاب، پودر و برای تجزیه شیمیایی، ۹ نمونه با کمترین دگرسانی برای تجزیه شیمیایی انتخاب شد. تجزیه شیمیایی برای اکسیدهای عناصر اصلی با روش XRF عناصر فرعی و عناصر کمیاب و خاکلی کمیاب با بهره‌گیری از فناوری ICP توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام پذیرفت. به منظور بررسی شیمی کانی‌ها، شماری مقطع نازک صیقلی تهیه شد و پس از انجام پوشش کربنی، کانی‌های آنها توسط دستگاه میکروسوند الکترونی JEOL مدل CAMEX SX 50 توسط شرکت فرآورده‌های معدنی کرج (ایسیدرو) با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ kv و جریان پرتو ۱۰ میکرومتر مورد تجزیه قرار گرفت. زمان اندازه‌گیری برای اکسیدهای عناصر اصلی ۱۰ ثانیه و برای عناصر فرعی ۲۰ ثانیه در نظر گرفته شد و داده‌های خام با برنامه ZAF تصحیح شدند.

۳- زمین‌شناسی

از دیدگاه ساختاری منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری سندانج سیرجان (سبوری‌پور، ۱۳۸۱ و آقاباتی، ۱۳۸۳) و در محدوده‌ای میان طول جغرافیایی $50^{\circ} 50' 50''$ تا $50^{\circ} 3' 59''$ خاوری و عرض جغرافیایی $28^{\circ} 21' 12''$ تا $28^{\circ} 20' 43''$ شمالی جای گرفته است (شکل ۱). ناحیه سندانج سیرجان به‌عنوان پرتکاپوترین پهنه ساختاری در ایران، بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ هیمالیاست که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با بلوک‌های سیرین و جنوب اوراسیا شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Sengor, 1990; Alavi, 1996; Brunet et al., 2009). پیوستگی بلوک‌های تشکیل‌دهنده ایران به گندوانا بر پایه مشابهت پی‌سنگ پان‌آفریکن، ویژگی توالی پروتوزوییک پسین و کامبرین در ناحیه زاگرس و نیز نبود اثرات رویداد وارسکن در بیشتر نقاط ایران زمین استوار است (Saidi et al., 1997). پهنه سندانج سیرجان نخستین بار توسط Stöcklin (1968) به‌عنوان ساختار خطی جداگانه و مرز صفحات ایرانی و عربی آفریقایی تشخیص داده شد. پهنه سندانج سیرجان به وسیله منطقه باریک چند ده کیلومتری از سنگ‌های رورانده، از

کانی‌های کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها، به دلیل مقاومتی که در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهند، بیشتر در این سنگ‌ها بدون تغییر حفظ شده‌اند؛ به گونه‌ای که می‌توان از آنها به عنوان شاخص‌های پتروژنی قابل اعتمادی به منظور تعیین ترکیب سنگی گروشته اولیه (حتی در سنگ‌های فرابازی به‌شدت سریانیته شده) استفاده کرد (Ahmed et al., 2009; Ismail et al., 2010; Xu et al., 2012). همچنین، شیمی کانی‌های کروم اسپینل و کانی‌های سیلیکاتی همراه آنها در پریدوتیت‌ها می‌تواند در تعیین ترکیب مذاب مادر این سنگ‌ها، جایگاه زمین‌ساختی، درصد ذوب بخشی، میزان فوگاسیته اکسیژن (fO₂)، ماهیت افیولیتی یا غیر افیولیتی آنها، واکنش مذاب/سنگ و غیره به کار برده شود (Dai et al., 2011; Grieco et al., 2007 and 2012; Pagé et al., 2012; Park et al., 2012; Ulrich et al., 2010; Whattam et al., 2011; Xu et al., 2012). مجموعه سنگ‌های اولترابازیک لردگرم بیشتر از مارزبورژیت، دوتیت، لوزولیت، لسنوتیت تشکیل یافته است. تاکنون مطالعات دقیقی در مورد مینرال شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها و ارتباط آنها با خاستگاه ماگمای تشکیل‌دهنده آنها انجام نشده است. این پژوهش اولین تفسیر جامع در مورد کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌های اولترابازیک و توزیع آنها در سنگ‌های فرابازی کمپلکس لردگرم و هدف اصلی آن این است که با استفاده از ترکیب کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های سنگ‌های پریدوتیتی، منشأ و محیط زمین‌ساختی این کمپلکس تعیین، ماهیت بخش گروشته سنگ کره‌ای در این منطقه و بخشی از تاریخ تشکیل این مجموعه روشن و همچنین ماهیت این سنگ‌ها از دید تمرکز مفادبر اقتصادی از این عناصر مشخص شود.

۲- روش مطالعه

ضمن بازدیدهای صحرایی و برداشت اطلاعات مختلف از ویژگی‌های سنگ‌شناختی و ساختاری واحدهای سنگی، نمونه‌برداری سیستماتیک برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی، آزمایش‌های تجزیه سنگ کل و شیمی کانی‌ها انجام و نقشه زمین‌شناسی از کمپلکس پریدوتیتی تهیه شد. مطالعات آزمایشگاهی دربردارنده مطالعات سنگ‌نگاشتی مقاطع نازک میکروسکوپی و صیقلی برای تعیین بافت سنگ‌ها و

کروم اسپینل‌های باقیمانده از سنگ منشا آنها هستند. درزه‌های قائم، ناشی از عملکرد فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه به ویژه گسل هاست. سنگ‌های اولترامافیک در این ناحیه در اثر عوامل زمین‌ساختی دچار شکستگی‌های زیادی شده‌اند؛ شکستگی‌ها به صورت موازی با مقاطع و در بیشتر آنها تبدیل کانی‌های اولیه به سریانتین دیده می‌شود و در همان محل شکستگی‌ها، سریانتینی شدن صورت گرفته است. همچنین در برخی مناطق به خاطر بالا بودن فعالیت منطقه و فشارهای زمین‌ساختی سترگ وارد شده، تورق در سطح سنگ‌ها به شدت صورت گرفته است و رگه‌های ثانویه آهک در امتداد شکستگی‌های تکتونیزه تزریق شده‌اند. گاه کانی‌سازی منیزیت نیز به صورت رگچه و رگه درون سنگ‌های اولترامافیک منطقه دیده می‌شود (شکل‌های ۲ و ۳).

۴- سنگ‌نگاری

ترکیب متوسط مودال هارزبورژیت‌های کمپلکس لردگرم شامل ۸۰ تا ۹۰ درصد الیون و بیشینه ۱۰ درصد ارتوپروکسن است. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کروم اسپینل (حدود ۱ درصد) اشاره کرد. بافت این سنگ‌ها بیشتر دانه‌ای است و در آن بلورهای الیون درشت بیشتر ماکل مکانیکی و تغییر شکل نشان می‌دهند و مرز آنها با یکدیگر و با دیگر کانی‌های سازنده سنگ، به صورت منحنی‌های خمیده و میان‌انگشتی است. نغدهای جدایشی ریز از جنس کلتیپروکسن نیز در بلورهای ارتوپروکسن معمول است. از دیگر ساخت‌های موجود می‌توان به ساخت اکسلوشن و اوجاج در بلورها اشاره کرد، همچنین در بسیاری موارد، ادخال‌های دانه‌ریز تا دانه‌متوسط از کانی الیون نیز درون ارتوپروکسن‌ها دیده می‌شود که ممکن است دارای شکستگی و گاه سریانتینی شده باشد (شکل ۳).

ترکیب متوسط مودال لوزولیت‌های کمپلکس لردگرم شامل ۶۰ تا ۸۰ درصد الیون، ۱۰ تا ۱۵ درصد کلتیپروکسن و ۱۰ تا ۱۵ درصد ارتوپروکسن است. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به کروم اسپینل (حدود ۱ درصد) اشاره کرد که در پیرامون آنها همانند دوتیت‌ها، نوار باربکی از کانی کلریت کروم‌دار نوع کامبریت به رنگ تداخلي آبی جوهری و سریانتین دیده می‌شود. بافت این سنگ‌ها نیز بیشتر دانه‌ای است و در آن بلورهای الیون بیشتر ماکل مکانیکی با نوارهای شکنجی دارند و همه کانی‌های موجود در سنگ، اشکال دگرشکل از خود نشان می‌دهند. در برخی از لوزولیت‌ها پدیده خلیج خوردگی در نتیجه واکنش مذاب با بلورها رخ می‌دهد و بخشی از بلور، در ماگما هضم و به اصطلاح خورده می‌شوند. به عبارت دیگر، بلور در ژرفا و فشار زیادتر متبلور ولی در سطح زمین به علت ناپایداری، دچار خوردگی می‌شوند؛ در اینجا بلور ارتوپروکسن با ادخال‌هایی از الیون و حاشیه خلیجی دیده می‌شود. الیون‌ها نیز با برجستگی زیاد پیرامون ارتوپروکسن فرار گرفته‌اند. در این شرایط معمولاً ابتدا در مرحله اولیه ارتوپروکسن متبلور و سپس به دلیل نامساعد بودن شرایط محیطی و ترمودینامیکی مانند فشار، دما، بخار آب و غیره، شرایط تعادلی آن ناپایدار و دچار خوردگی و انحلال شده است که این انحلال پیرامون و حاشیه بلور به روشنی دیده می‌شود که شکل خلیجی و بی‌شکلی را به بلور ارتوپروکسن داده است (شکل ۳).

در حدود کمتر از ۵ درصد از حجم کل سنگ‌های فوق بازی اولترامافیک لردگرم پایین را دوتیت‌ها به خود اختصاص داده‌اند. الیون مهم‌ترین کانی اولیه دوتیت به شمار می‌رود و پس از آن ارتوپروکسن فرار می‌گیرد و معمولاً درصد کمی از کانی کدر به‌عنوان کانی فرعی در دوتیت‌ها دیده می‌شود. این سنگ‌ها در سطح تازه شکسته شده به رنگ سبز تیره و در سطح هوازه، به علت تأثیر اکسایش به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. فراوانی مودال الیون در این سنگ‌ها بطور میانگین حدود ۹۰ درصد است و ارتوپروکسن ۷ درصد و کانی کدر حدود ۳ درصد از حجم این سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند (شکل ۳).

کربند فعال چین خورده زاگرس در جنوب جدا می‌شود و مرز شمالی آن با کربند آتشفشانی ارومیه دختر توسط فراتادگی‌های سیرجان گاوچونی، کویر توزلو و دشت‌های کواترنری اصفهان بیچار مشخص می‌شود. کهن‌ترین رخنمون واحدهای سنگی پهنه سندرچ سیرجان را در این برهه، واحدهای رسوبی آتشفشانی اواخر ژوراسیک اوایل کرتاسه تشکیل می‌دهد که می‌توان آنها را به سه بخش مجزا تفکیک کرد: الف) بخش زیرین که بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت و آندزیت‌بازالت تشکیل شده است. این واحد سنگی دگرسانی‌های کلریتی، ایدوتی و سیسی گسترده‌ای دارد. ب) به سوی بالا از مقدار ترکیبات مافیک کاسته و به نهشته‌های رسوبی افزوده می‌شود. بنابراین بخش میانی تناوب سنگ‌های آتشفشانی و آهک‌های پلاژیک قهوه‌ای رنگ است. پ) بخش بالایی که از آهک پلاژیک کالیونلادار تشکیل شده است. برخورد دو پهنه ساختاری، نهشته‌های آمیزه‌های رنگین دربرگیرنده فیلش‌های کرتاسه پیشین، به همراه سنگ‌های اولترامافیک و فیلش‌های اتوسن دارای رخنمون است. پهنه سندرچ سیرجان توسط یک منطقه با عرض متغیر از منطقه زاگرس چین خورده جدا می‌شود. این نوار به نسبت باریک را زیرپهنه زاگرس مرتفع یا خرد شده می‌نامند. پهنه باد شده، ژرف‌ترین بخش فرورفتگی زاگرس را طی مزوزویک و اوایل ترشیر شکل می‌دهد.

سنگ‌های اولترامافیک منطقه مورد مطالعه در پیرامون روستای لردگرم در فاصله ۱۵ کیلومتری حاجی آباد و در نزدیکی شهرستان ارزویه جای دارد. اولترامافیک‌های لردگرم شامل هارزبورژیت، لوزولیت مقدار کمی دوتیت به سن تریاس گزارش شده است (سیفوری پور، ۱۳۸۱) واحدهای مجاور آن شامل رسوبات موجود در دشت‌ها به سن کواترنری و مجموعه‌های رسوبی و بازیک (چرت‌های رادیولاریت‌دار، آهک‌های پلاژیک دوباره متبلور شده، دایک دولریتی، گدازه‌های بالشی و ...) به سن کرتاسه پالئوژن گزارش شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۷۷ و ۱۳۸۰؛ احمدی پور، ۱۳۷۹) که در پیرامون اولترامافیک‌ها قرار گرفته‌اند. واحدهای آمیزه رنگین در سطح گسترده‌ای در استان هرمزگان رخنمون دارند و آنها را مربوط به پایان دوران مزوزویک می‌دانند. لایه‌های سری افولینی از بالا به پایین شامل گدازه‌های آتشفشانی بالشی شکل و بازالتی که روی آنها معمولاً رسوبات آهکی پلاژیک و رادیولاریت نواحی ژرف دریا قرار می‌گیرد، دلریت‌ها، گابروها و پیردیتیت‌ها هستند.

هارزبورژیت‌ها بیشتر نقاط مرتفع منطقه را تشکیل می‌دهند. سختی به نسبت بالایی دارند، نسبت به دیگر سنگ‌های منطقه هوازدگی کمتری را تحمل کرده‌اند و فرایند سریانتینی شدن را با درجات مختلفی نشان می‌دهند. بر اثر سریانتینی شدن، سطح برخی از این سنگ‌ها، حالت صابونی پیدا کرده و بیشتر رنگ سبز تیره به خود گرفته‌اند. سریانتینی شدن بیشتر در محل شکستگی به دلیل نفوذ سیال‌ها و تأثیر بیشتر آنها درون شکستگی‌هاست. در نمونه دستی پروکسن‌ها تقریباً قابل تشخیص هستند، رنگ این گروه از سنگ‌ها کاملاً سبز تیره است و در محل شکستگی‌ها کاملاً سیاه هستند (شکل ۲). دوتیت‌ها در نمونه دستی زرد رنگ تا نخودی ولی در برخی نمونه‌ها کاملاً تیره و سبز دیده شده‌اند. رنگ زرد دوتیت‌ها بیشتر به خاطر فرایند سریانتینی شدن است. در برخی نقاط دوتیت‌ها به رنگ سیاه، زرد، سرخ و قهوه‌ای دیده می‌شوند که می‌توان آن را به آزاد شدن آهن و تشکیل اکسیدهای آهن نسبت داد. فرایند سریانتینی شدن سطح سنگ‌ها را براق کرده است. سختی دوتیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها کمتر است. در شرایط سطحی دوتیت‌ها پایداری کمتری دارند. لوزولیت‌ها در صحرا به رنگ سرخ قهوه‌ای تا زرد پررنگ دیده شده‌اند. هوازدگی بر این سنگ‌ها نیز تأثیر گذاشته است؛ به‌صورتی که در برخی مناطق به‌صورت تپه‌های فرسایشی دیده شده‌اند. لیستونیت‌ها در اثر کربناتی شدن سنگ‌های اولترامافیک سریانتینی شده ایجاد می‌شوند. گاه در این سنگ‌ها، شبکه‌های سریانتینی باقیمانده از سنگ اولیه، که احتمالاً دوتیت‌های سریانتینی شده هستند، هنوز قابل تشخیص است. لیستونیت‌ها دارای کانی سریانتین، کلسیت، دولومیت و کوارتز به همراه

۵- شیمی سنگ کل پریدوتیت‌ها

کل سنگ‌های مورد مطالعه از دید مقادیر سیلیس در محدوده اولترابازیک ($42.70\% < SiO_2 < 41.00\%$) فرار می‌گیرند. هارزبورژیت‌های لردگرم دارای مقادیر Al_2O_3 میان 0.7 تا 1.3 درصد وزنی، MgO میان $3.8/5$ تا $4.2/8.0$ درصد وزنی، CaO میان 0.5 تا 1.4 درصد وزنی و Fe_2O_3 میان $1.0/7$ تا $1.2/4$ درصد وزنی دارند (جدول ۱). افزایش مقادیر MgO را می‌توان به افزایش درجه تهی‌شدگی از هارزبورژیت‌ها به سوی دوتیت‌ها نسبت داد (Parkinson and Pearce, 1998; Zhou et al., 2001).

۶- شیمی کانی‌ها

به‌منظور مطالعه شیمی کانی‌ها در مجموع ۴۳ تجزیه میکروپروب روی کروم اسپینل، الیون، ارتوپیروکسن و کلتیروکسن در سنگ‌های مختلف هارزبورژیتی، لرزولیتی و دوتیت‌ها انجام گرفت که نتایج در جدول‌های ۲ تا ۴ آورده شده است.

۶-۱. کروم اسپینل

کانی‌های کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها در بیشتر موارد بدون تغییر باقی مانده‌اند و همچنین هیچ گونه منطفه‌بندی ترکیبی از مرکز به سوی حاشیه از خود نشان نمی‌دهند و به کمک آنها می‌توان ترکیب شیمیایی اولیه سنگ‌های پریدوتیتی را تعیین کرد. در دوتیت‌ها، مقدار Cr_2O_3 کروم اسپینل‌ها در محدوده بسیار کمی میان $49/69$ تا $53/3$ درصد وزنی (میانگین $51/72$ درصد) تغییر می‌کند؛ در حالی که این مقدار در هارزبورژیت‌ها میان $34/53$ تا $35/83$ درصد (میانگین $35/08$ درصد) و در لرزولیت‌ها میان $38/86$ تا $41/06$ (میانگین $39/88$ درصد) متغیر است. مقدار Cr_2O_3 در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها بسیار نزدیک به یکدیگر است؛ ولی نسبت به دوتیت‌ها مقادیر بسیار پایین‌تری دارد (جدول ۲). مقدار Al_2O_3 در کروم اسپینل‌های دوتیت‌ها پایین و میان $19/91$ تا $20/30$ درصد (میانگین $20/11$ درصد) است. این در حالی است که مقدار این اکسید در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها بیشتر از دوتیت‌ها و به ترتیب میان $34/56$ تا $34/86$ درصد (میانگین $34/70$ درصد) و $29/55$ تا $30/16$ درصد (میانگین $29/84$ درصد) متغیر است. در نمودار Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 یک ارتباط منفی میان همه نمونه‌های دوتیت، هارزبورژیت و لرزولیت برقرار است (شکل ۴ b). در دوتیت‌ها، مقدار FeO کروم اسپینل‌ها در محدوده $16/26$ تا $18/51$ درصد وزنی (میانگین $17/31$ درصد) تغییر می‌کند؛ در حالی که این مقدار در هارزبورژیت‌ها میان $13/46$ تا $13/74$ درصد (میانگین $13/55$ درصد) و در لرزولیت‌ها میان $16/35$ تا $16/58$ (میانگین $16/48$ درصد) متغیر است. مقدار MgO بر عکس است؛ به‌گونه‌ای که مقدار آن در کروم اسپینل‌های دوتیت‌ها در محدوده $11/08$ تا $11/00$ درصد وزنی (میانگین $11/04$ درصد) تغییر می‌کند؛ در حالی که این مقدار در هارزبورژیت‌ها میان $14/89$ تا $15/08$ درصد (میانگین $14/98$ درصد) و در لرزولیت‌ها میان $12/74$ تا $13/50$ (میانگین $12/89$ درصد) متغیر است. در نمودار FeO در برابر MgO (شکل ۴ a) و نمودار Cr_2O_3 در برابر MgO (شکل ۴ c) نیز ارتباط منفی میان اکسیدها به خوبی نمایان است. در نمودار Al_2O_3 در برابر MgO نیز لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها در محدوده با تهی‌شدگی متوسط و دوتیت‌ها در محدوده با بیشترین تهی‌شدگی قرار می‌گیرند (شکل ۴ d). مقدار TiO_2 در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مورد مطالعه بسیار پایین (میانگین $0/08$ درصد) است (جدول ۲). بر پایه مطالعات Zhou and Bei (1992) می‌توان بر پایه میزان TiO_2 موجود در کروم اسپینل‌های کانسارهای لایه‌ای و نیامی شکل (پودیفرم)، این دو را از یکدیگر جدا کرد؛ به‌گونه‌ای که مقدار TiO_2 در کانسارهای نیامی شکل کمتر از $0/3$ درصد و در انواع لایه‌ای شکل بیشتر از $0/3$ درصد است؛ زیرا در طی ذوب بخشی گروشته بالایی، Ti به‌شدت وارد مذاب می‌شود (Jan and Windley, 1990).

مقادیر $Cr\# [100Cr/(Cr+Al)]$ در دوتیت‌ها بالاترین مقدار را دارد ($62/00$ تا $64/00$) و میانگین $63/00$ درصد، در حالی که در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها مقدار این متغیر به ترتیب میان $39/9$ تا $41/02$ درصد (میانگین $40/3$ درصد) و $48/28$ تا $46/64$ درصد (میانگین $47/54$ درصد) متغیر است. در برابر آن، مقادیر

$Mg\#[100Mg/(Mg+Fe)]$ در دوتیت‌ها کمترین مقدار را دارد ($51/2$ تا $51/97$) و میانگین $51/56$ درصد، در حالی که مقدار این متغیر در هارزبورژیت‌ها میان $65/24$ تا $65/63$ درصد (میانگین $65/40$ درصد) و در لرزولیت‌ها میان $57/06$ تا $60/37$ درصد (میانگین $57/02$ درصد) در تغییر است. در نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ (شکل ۸ a) همه نمونه‌های پریدوتیتی در محدوده پریدوتیت‌های آلپی قرار می‌گیرند. در این نمودار، بیشتر کروم اسپینل‌های موجود در دوتیت‌ها، لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها در محدوده کروم اسپینل‌های با Al بالا قرار گرفته‌اند. از نکات قابل توجه در نمودارهای یاد شده می‌توان به تغییرات بسیار محدود کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها و ترکیب بسیار نزدیک کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها اشاره کرد.

۶-۲. الیون‌ها

کانی الیون از فراوان‌ترین کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه است. طبق نمودار شکل ۵ همه نمونه‌ها در محدوده فورستریت قرار می‌گیرند. ترکیب شیمیایی چند نمونه از الیون‌های موجود در سنگ‌های دوتیت، هارزبورژیت و لرزولیتی این سنگ‌ها در جدول ۳ آورده شده است. در دوتیت‌ها الیون دارای بیشترین مقدار فورستریت بوده و حدود تغییرات این متغیر در دوتیت‌ها بسیار محدود است ($Fo\ 91.76 - Fo\ 92.63$) همچنین در هارزبورژیت‌ها ترکیب شیمیایی الیون میان $Fo\ 90.97 - Fo\ 92.52$ تغییر می‌کند و در لرزولیت‌ها میان $Fo\ 91.95 - Fo\ 92.12$ متغیر است.

۶-۳. پیروکسن‌ها

فرمول ساختاری ارتوپیروکسن‌ها بر پایه ۴ کاتیون به ازای ۶ اتم اکسیژن با فرمول عمومی $(Mg, Fe^{2+}, Ca, Na) (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al) (Si, Al)_2O_6$ به دست آمده است. ترکیب اعضای انتهایی ارتوپیروکسن‌ها میان $En\ (0.89-0.99)$ میان $Fs\ (0.04-0.08)$ ، $Wo\ (0.02-0.07)$ و $Fs-En-Wo$ میان $0.93-0.99$ به دست آمده است. ترکیب ارتوپیروکسن‌ها در نمودار $Fs-En-Wo$ (Deer et al., 1992) نشان می‌دهد که همه نقاط در گستره انستاتیت جانمایی شده‌اند (شکل ۶). فرمول ساختاری کلتیپیروکسن‌ها بر پایه ۴ کاتیون به ازای ۶ اکسیژن با فرمول عمومی $(Mg, Fe^{2+}, Ca, Na) (Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al) (Si, Al)_2O_6$ به دست آمده است. عدد متزیمی $Mg\#$ کلتیپیروکسن‌ها میان $0.78-0.94$ تغییر می‌کند. مقدار درصد وزنی Cr_2O_3 در این کانی‌ها میان $0.84-4.37$ درصد وزنی است (جدول ۴). ترکیب کلتیپیروکسن‌ها در نمودار $Fs-En-Wo$ (Deer et al., 1992) در محدوده دیوپسید و اوژیت قرار می‌گیرد (شکل ۶).

۷- بحث

۷-۱. تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها

کانی اسپینل از جمله فازهای تشکیل دهنده پریدوتیت‌های گروشته‌ایست که مقاومت بالایی در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهد (Arai, 1994)؛ ترکیب شیمیایی اسپینل می‌تواند برای تمایز جایگاه زمین‌ساختی جهانی پریدوتیت‌های گروشته‌ای مفید باشد؛ با توجه به موقعیت زمین‌ساختی، اقبولیت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی گوناگونی از جمله در دو محیط MOR و ابر فرورانشی (SSZ) تشکیل می‌شوند (Pearce et al., 2000; Shervais, 2001). اقبولیت‌های SSZ می‌توانند در هر دو پهنه Backarc basins, Forearc basins شکل بگیرند (Shervais, 2001).

هارزبورژیت‌های مورد مطالعه دارای الیون‌های غنی از Mg ($Fo\ 91.6-98.8$) اسپینل‌های کروم‌دار ($Cr\#\ 39.92-41.02$) و اورتوپیروکسن‌های آلومینیم‌دار هستند که همه اینها از ویژگی‌های شاخص پریدوتیت‌های اقبانوسی (آبسال) است (Dick and Bullen, 1984). هارزبورژیت‌های مورد مطالعه همانند پریدوتیت‌های اقبانوسی، سنگ‌های بازماندی (نقاله‌ای) هستند که پس از خروج ماگما‌های تولدایی از یک گروشته بارور به جای مانده‌اند (Zhou et al., 1996; Zhou and Robinson, 1997). کروم اسپینل‌های پراکنده موجود در هارزبورژیت منشأ بازماندی دارند و در نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$

از میزان ذوب بخشی به دست آورد. معمولاً چندین منبر ترکیبی برای نمونه Cr# اسپینل و Fo الیون برای برآورد درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها توسط خروج مذاب از آنها استفاده می‌شود (Dick and Bullen, 1984). یک سری معادلات تجربی در مورد ارتباط میان درجه ذوب بخشی و میزان Cr# در کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیتی (Batanova et al., 2008) و پریدوتیت‌های اقیانوسی (Hellebrand et al., 2001) ارائه شده است. بر پایه معادله ارائه شده توسط Batanova et al. (2008) $(F\% = 9.71 * \text{Ln}(Cr\#\text{sp}) + 25.8)$ پریدوتیت‌های مورد مطالعه درجه ذوب بخشی میان ۲۱/۶ تا ۲۲/۴ را تحمل کرده‌اند. این در حالی است که بر پایه معادله ارائه شده توسط Hellebrand et al. (2001) $(F\% = 10 * \text{Ln}(Cr\#\text{sp}) + 24)$ مقدار پادشده بیش از ۱۹/۴ تا ۱۹/۸ درصد بوده که کمی کمتر از مقادیر به دست آمده پیشین است. مطالعات انجام شده در کمپلکس آبدشت یکی از کمپلکس‌های فرابازی بزرگ در جنوب خاور ایران (نجف‌زاده و احمدی‌پور، ۱۳۹۳)، نیز نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های این ناحیه درجات بالای ذوب بخشی ۲۰ تا ۲۵ درصد و منبع گوشته ای را نشان می‌دهند که از یک ماگمای مرتبط با کمان با ماهبت بونینیتی در بالای یک پهنه فرافروانش به وجود آمده است.

۷-۳. دما فشارسنجی پریدوتیت‌ها

با استفاده از نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، تعیین فشار و دما در زمان تبلور کانی‌ها در پریدوتیت‌ها با دماسنجی زوج کانی کلینوپروکسن ارتوپروکسن (Wood and Banno, 1973)، الیون اسپینل و فشارسنجی کلینوپروکسن، محاسبات دما فشارسنجی با استفاده از نرم‌افزار PETMAFIC (Soto, 1995) انجام گرفت. فرمول محاسبه دماسنجی که توسط Wood and Banno (1973) ارائه شده است عبارتند از:

$$T_c = (-10202 / (\text{Ln}K) - 7.65 X_{Fe}^{Opx} + 3.88 (X_{Fe}^{Opx})^2 - 4.6) - 273.15$$

$$K = \frac{\alpha \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_7 / \alpha \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6^{Opx}}{\alpha \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6^{Opx}} = \frac{(X_{Mg}^{M2} X_{Mg}^{M1})^{Opx}}{(X_{Mg}^{M2} X_{Mg}^{M1})^{Opx}}$$

که در این معادله میزان فعالیت $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ در پروکسن با استفاده از رابطه $\alpha \text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = X_{Mg}^{M2} X_{Mg}^{M1}$ و میزان تأثیر Fe^{2+} در پروکسن‌های معمولی با در نظر گرفتن عبارت $X_{Fe}^{Opx} = (\text{Fe}_2 + \text{Fe}^{2+} + \text{Mg})^{Opx}$ و رابطه این معادله میانگین دمای تعادل کانی‌های ارتوپروکسن کلینوپروکسن همزیست را 110 ± 6 درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد. از محتوای Na و K در پروکسن‌ها برای تعیین فشار حاکم بر پریدوتیت‌های گوشته‌ای منطقه از معادله ارائه شده توسط Nimis and Taylor (2000) استفاده شده است:

$$P(K\text{bar}) = -T(K)126.9 * \text{Ln}[a_{CaCrTa}^{Cr}] + 15483 * \text{Ln}(Cr^{Cr}/T(K) + T(K)/71.38 + 107.8)$$

$$(Na+K)a_{CaCrTa}^{Cr} = Cr - 0.81Cr\#$$

فشار به دست آمده از این روش برای پریدوتیت‌های مورد مطالعه $2/5 \pm 26$ کیلوبار است.

۷-۴. دماسنجی بر پایه الیون - اسپینل

دماسنجی الیون اسپینل برای اولین بار توسط Evans and Frost (1975) برای سنگ‌های لرزولیت به کار گرفته شد. اساس این روش دماسنجی بر جابه‌جایی Mg و Fe میان الیون و اسپینل است. جابه‌جایی این کاتیون‌ها در کانی‌های الیون و اسپینل در سنگ‌های پریدوتیتی حتی در زمان سرد شدن کامل این سنگ‌ها و دماهای بسیار پایین نیز ادامه می‌یابد و مانند دیگر روش‌های دماسنجی، پروکسن‌های همزیست در دماهای بالا قطع و ثابت نمی‌شوند. چندین روش دماسنجی را می‌توان در این بخش نام برد (Fabries, 1979; Ballhaus et al., 1991). در روش ارائه شده توسط Fabries (1979) که بر پایه تبادل Fe^{2+} ، Fe^{3+} ، Mg و Cr استوار است و عامل فشار تأثیر ندارد، بر پایه معادله زیر به دست می‌آید:

$$T_c = ((4250 * Y_{Sp}^{Cr} + 1343) / (\text{Ln}K_{D2} + 1.825 * Y_{Sp}^{Cr} * 0.571)) - 273$$

$$KD2 = \text{Ln}K_{D1} - 4 * Y_{Sp}^{Fe^{3+}}$$

$$KD1 = (X_{O1}^{Mg} * X_{Sp}^{Fe^{2+}}) / (X_{Sp}^{Mg} * X_{O1}^{Fe^{2+}})$$

محدوده پریدوتیت‌های آلی قرار می‌گیرند (شکل ۸ a). الیون موجود در دوتیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها میزان فورستریت بالاتری دارد (Fo 91.77-92.02) و میزان کروم اسپینل‌های پراکنده موجود در دوتیت‌ها به گونه‌ای غیر متعارف میزان Cr# بسیار بالایی دارند (Cr# 62.60-64.01) مقادیر بالای Cr در کروم اسپینل‌ها (Cr# > 70) از ویژگی ماگماهای بونینیتی یا ماگماهای توله‌ای با Mg بالاست (شکل ۸ b) که در محیط پهنه بالای مناطق فرورانش (Suprasubduction) تشکیل می‌شوند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1992; Arai et al., 2006). برای تعیین منشأ ماگما و نیز تعیین جایگاه زمین‌ساختی کمپلکس‌های فرابازی می‌توان از ترکیب شیمیایی کروم اسپینل استفاده کرد (Dick and Bullen, 1984; Kamenetsky et al., 2001). برای نمونه می‌توان از مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 موجود در اسپینل‌های ماگمایی برای جدایش انواع مختلف ماگما، موقعیت زمین‌ساختی و منشأ گوشته‌ای آنها استفاده کرد (Kamenetsky et al., 2001). با انطباق مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 ، کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مورد مطالعه در محدوده کمان و پریدوتیت‌های بالای پهنه فرورانش (Suprasubduction) جای می‌گیرند (شکل ۷ a). همچنین در نمودار TiO_2 در برابر Fe_2O_3 بیشتر نمونه‌ها در محدوده افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش جانمایی می‌شوند (شکل ۷ a). از سوی دیگر با انطباق ترکیب کروم اسپینل‌های پریدوتیت‌ها در نمودار Cr# در برابر TiO_2 همه نمونه‌ها در محدوده کمپلکس‌های افیولیتی جای می‌گیرند (شکل ۷ b). همچنین در نمودار Cr# در برابر Mg# کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌ها، بیشتر نمونه‌ها در محدوده افیولیت‌های بالای پهنه فرورانش جانمایی می‌شوند (شکل ۸ a و b). در نمودار Mg# در برابر Cr#، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پریدوتیت‌های Fore-arc جانمایی می‌شوند. در این نمودار محدوده پریدوتیت‌های آیسال از Dick and Bullen (1984) محدوده پریدوتیت‌های Fore-arc از Ishii et al. (1992) و O'Hara and Ishii (1998) و محدوده بونینت‌ها از Dick and Bullen (1984) است و علامت فلش‌های دوسویه برای مشخص کردن تغییرات ترکیب Sp-O1 و Sp-Prx برگرفته از Bédard and Hébert (1998) است (شکل ۸ c) و در نمودار Mg# الیون‌های همزیست با کروم اسپینل‌ها در برابر Cr# اسپینل‌ها، دوتیت‌ها در محدوده SSSZ و هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها در محدوده پریدوتیت‌های آیسال قرار می‌گیرند (شکل ۸ d).

۷-۲. درجه ذوب بخشی پریدوتیت‌ها

در پریدوتیت‌ها معمولاً درجه ذوب شدگی از کمتر از ۵ درصد تا حدود ۳۰ درصد رخ می‌دهد (McDonough and Frey, 1989). با افزایش درجه ذوب بخشی سنگ‌های تهی شده یا به بیان دیگر سنگ‌های پریدوتیتی مادر در گوشته بالایی، درصد مودال الیون به تدریج افزایش، میزان کلینوپروکسن به سرعت کاهش و میزان اورتوپروکسن نیز در ابتدا به آرامی ولی پس از ناپدید شدن کلینوپروکسن به سرعت کاهش می‌یابد. این تغییرات، بسته به ترکیب اولیه سنگ مادر در محدوده ۱۵ تا ۳۰ درصد از درجه ذوب شدگی رخ می‌دهد (Jaques and Green, 1980). در طول پدیده ذوب بخشی، نه تنها نسبت فازهای موجود در تفاله کم و زیاد می‌شود؛ بلکه ترکیب هر فاز نیز تغییر می‌کند. برای نمونه، نسبت Mg/Fe در الیون و پروکسن‌ها و نیز نسبت Cr/Al در اسپینل‌ها افزایش می‌یابد؛ در حالی که میزان Na، Al، Ti و پروکسن کم می‌شود (Jaques and Green, 1980) که این امر نشان‌دهنده آن است که عناصر ماگمادوست مانند Al، Fe و Ti و آلکالی‌ها تمایل دارند که به مذاب وارد شوند؛ ولی عناصر دیرگداز مانند Mg و Cr تمایل دارند که در تفاله باقی بمانند. بنابراین ترکیب مودال و نیز شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های گوشته‌ای، می‌تواند شاخصی از درجه ذوب شدگی و یا تهی‌شدگی این سنگ‌ها باشد. پریدوتیت‌های به شدت دیرگداز یعنی هارزبورژیت‌ها و دوتیت‌ها که در گوشته سنگ‌کره‌ای اقیانوسی با فاره‌ای یافت می‌شوند، سنگ‌هایی هستند که در نتیجه درجات بالای ذوب بخشی یک گوشته همگن تشکیل می‌شوند (Dick and Bullen, 1984). به کمک ترکیب شیمیایی کانی‌های کروم اسپینل موجود در این سنگ‌ها می‌توان یک برآورد اولیه

۸- نتیجه‌گیری

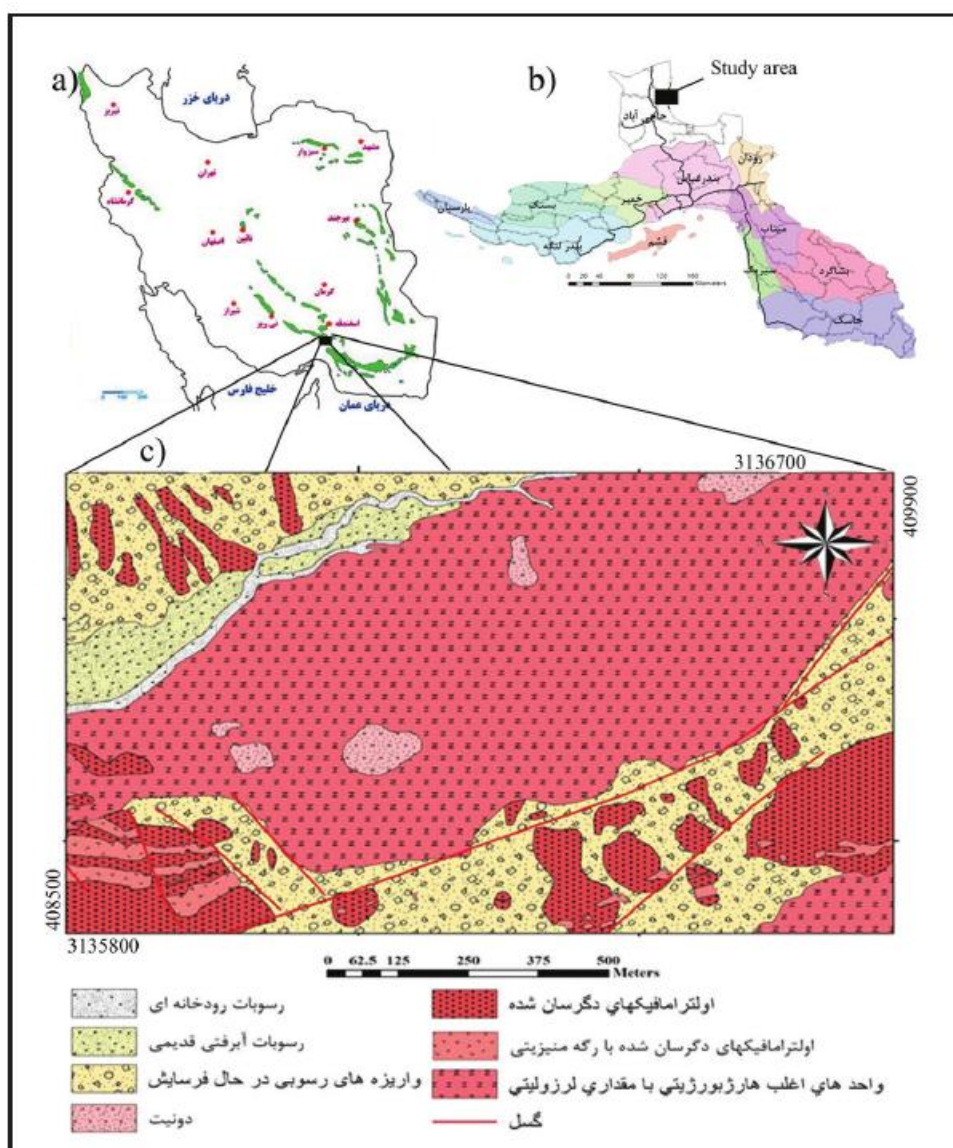
مطالعات شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های لردگرم از نوع پریدوتیت‌های تفاله‌گرفته‌ای هستند که در نتیجه ذوب بخشی ۲۰ تا ۲۵ درصدی از یک گوشته بارور با ترکیب احتمالی لرزولیتی به وجود آمده‌اند. بر پایه شیمی اسپینل و الیون به نظر می‌رسد که دو نوع پریدوتیت ابرفرورانشی نوع پیش کمان و آیسال در منطقه وجود دارد. ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت مورد مطالعه در محدوده نوع آلی فرار می‌گیرد و نیز مقادیر بالای $Cr\#$ و مقادیر بسیار پایین TiO_2 در کانی‌های یادشده نشان‌دهنده یک محیط پهنه بالای فرورانش است و در منطقه فرورانشی SSZ در جلوی کمان (Forearc) تشکیل شده‌اند. دما فشارسنجی کانی‌های کلینوپروکسن ارتوپروکسن، میانگین دمای تعادل دوباره 60 ± 110 درجه سانتی‌گراد را در فشار ۲۵ کیلوبار نشان می‌دهد.

دمای به دست آمده با این روش برای پریدوتیت‌های مورد مطالعه ۹۲۰ درجه سانتی‌گراد است. از سوی دیگر با روش ارائه شده توسط Ballhaus et al. (1991) که در آن عامل فشار نیز تأثیرگذار است، دماسنجی از راه رابطه زیر به دست می‌آید:

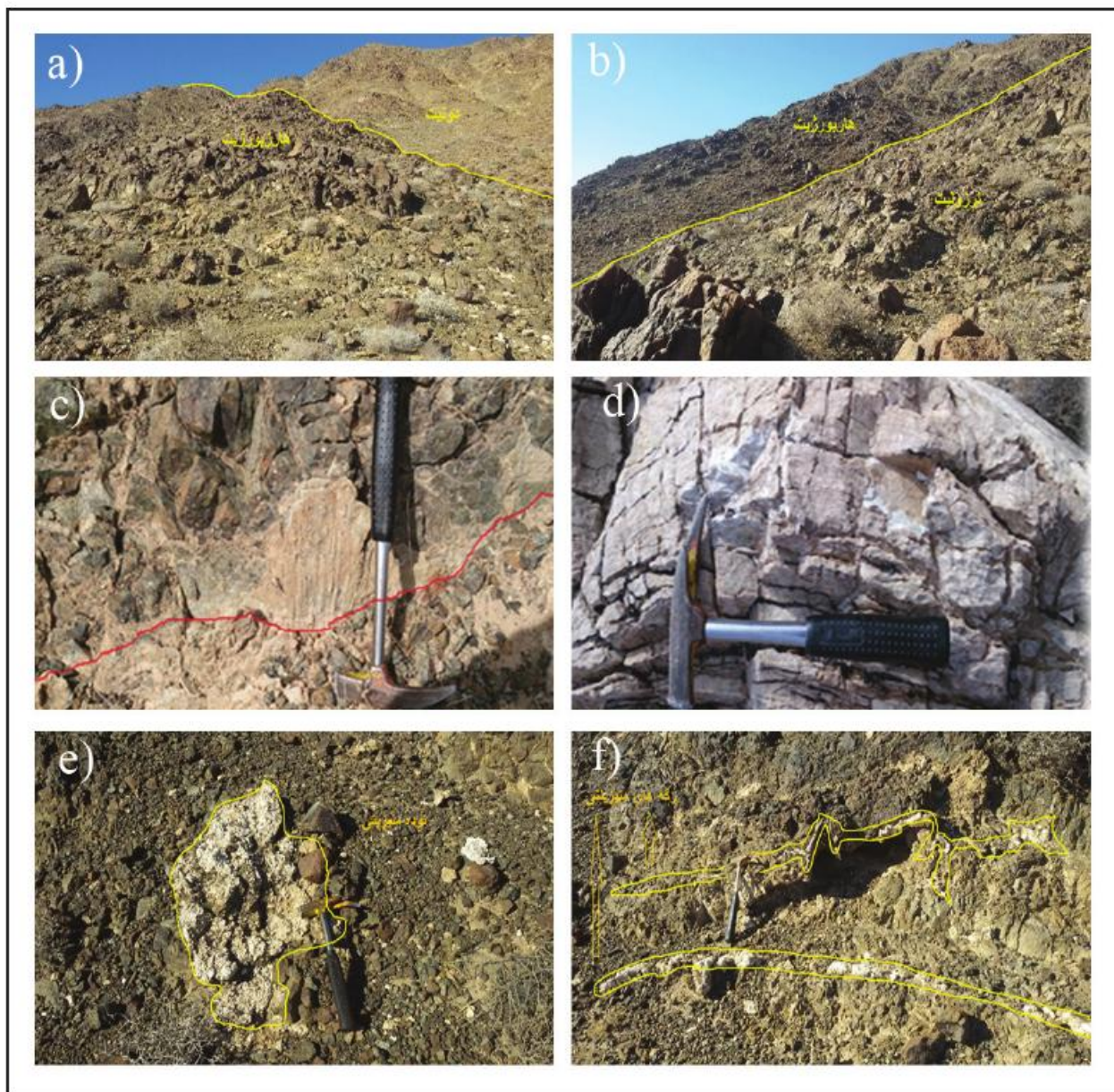
$$Tc = A + [161.50 X_{Sp}^{Cr} + (251.50 (X_{Sp}^{Fe^{3+}} + X_{Sp}^{Ti}))] / R \cdot \ln K_{D1} + 4.705 - 273.15$$

$$A = 63350 + 280 P_{Gpa} + [(7000 + 108 P_{Gpa}) \cdot 1 - 2 X_{O}^{Fe^{3+}}] - 1960 (X_{Sp}^{Mg} - X_{Sp}^{Fe^{3+}})$$

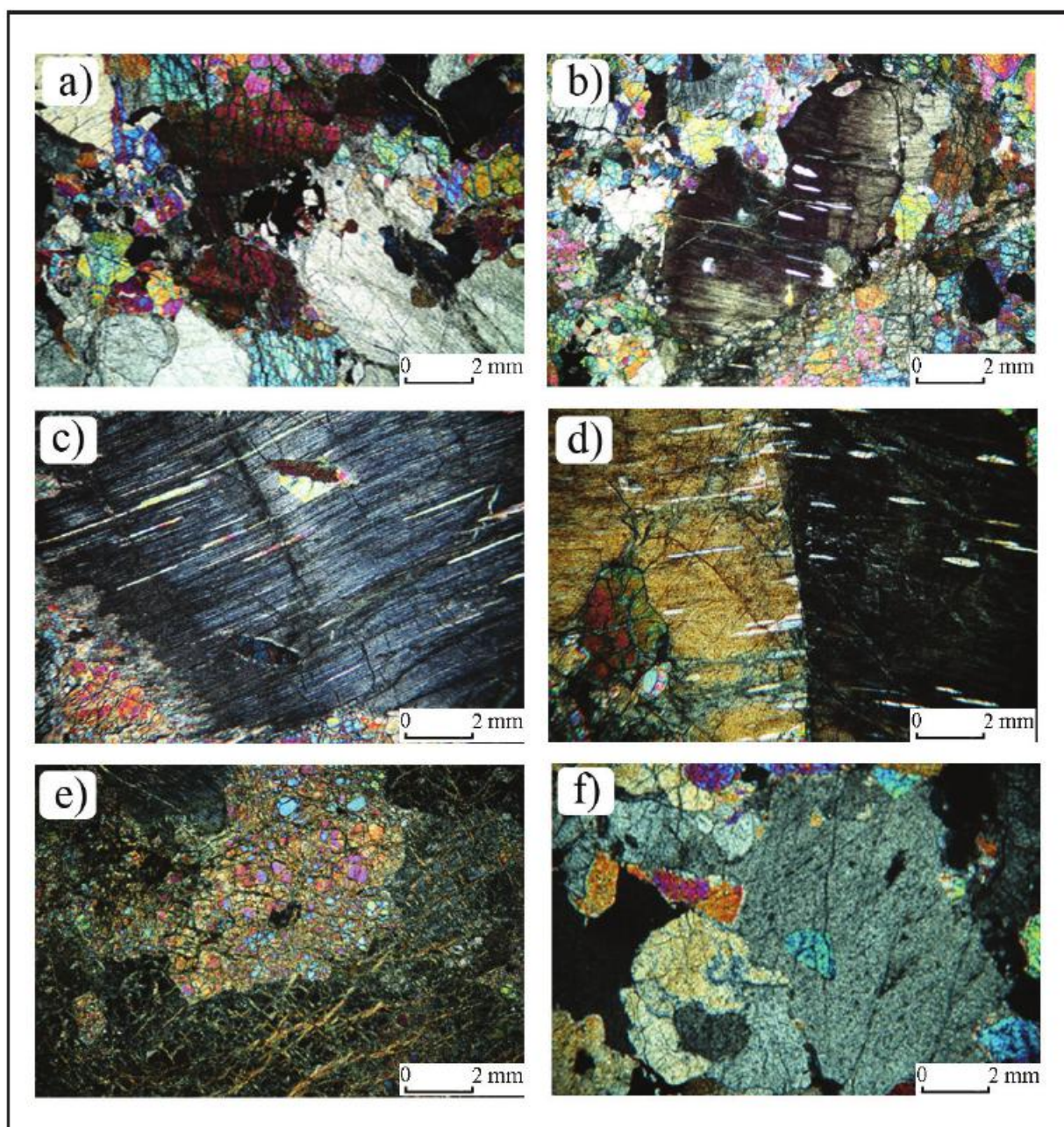
طبق این روش دمای به دست آمده حدود ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد در فشار ۲۵ کیلوبار و ۸۷۲ درجه سانتی‌گراد در فشار ۱۵ کیلوبار است. نتایج، اختلاف دمایی را میان دمای تعادل دوباره به دست آمده از دماسنج دو پروکسن و دماسنج الیون اسپینل نشان می‌دهد که این اختلاف می‌تواند نشان‌دهنده آن باشد که کانی‌های الیون و اسپینل موجود در پریدوتیت‌ها در دمای پایین‌تری نسبت به پروکسن‌های همزیست خود به تعادل رسیده‌اند.



شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پراکندگی ایلیوت‌ها و آمیزه رنگین‌های ایران؛ (b) موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه جغرافیایی استان هرمزگان؛ (c) نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی حاجی‌آباد.

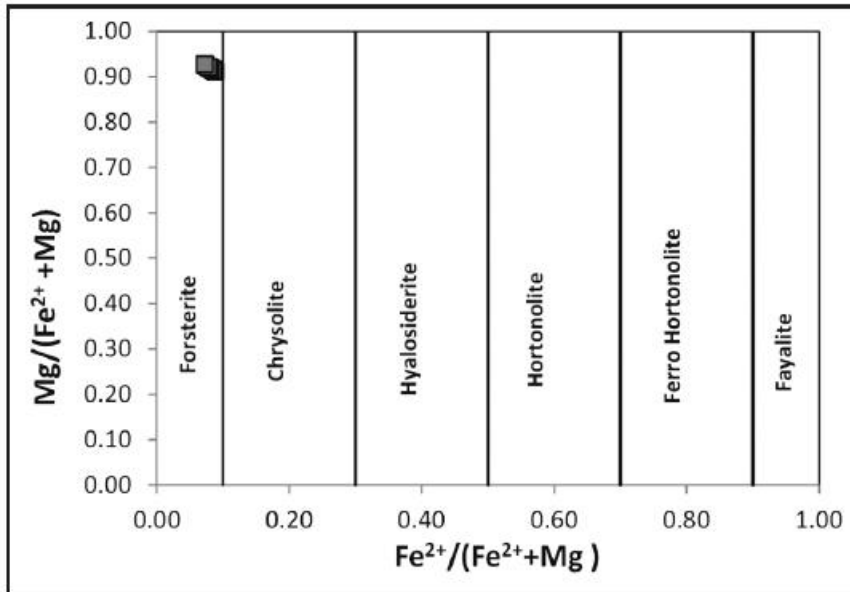
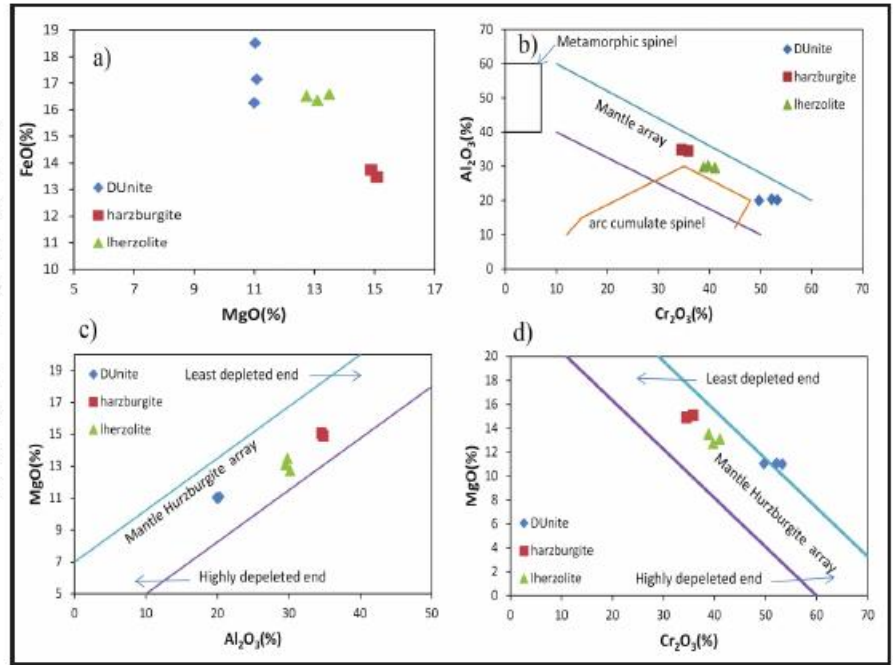


شکل ۲- (a) محل همیری و برونزد سنگ‌های هارزبورژی و دوتیت؛ (b) محل همیری و برونزد سنگ‌های هارزبورژی و لوزولیتی؛ (c) گسل‌های وارون در سنگ‌های اولترامافیک که در امتداد آنها سرپانتینیزاسیون صورت گرفته و در برخی موارد به وسیله کانی‌های ثانویه پر شده است، دیده سوی شمال؛ (d) برونزد سنگ‌های لیستونیتی در شمال منطقه مورد مطالعه؛ (e) و (f) نمایی از کانی‌های ثانویه منیزیت موجود در منطقه لردگرم.



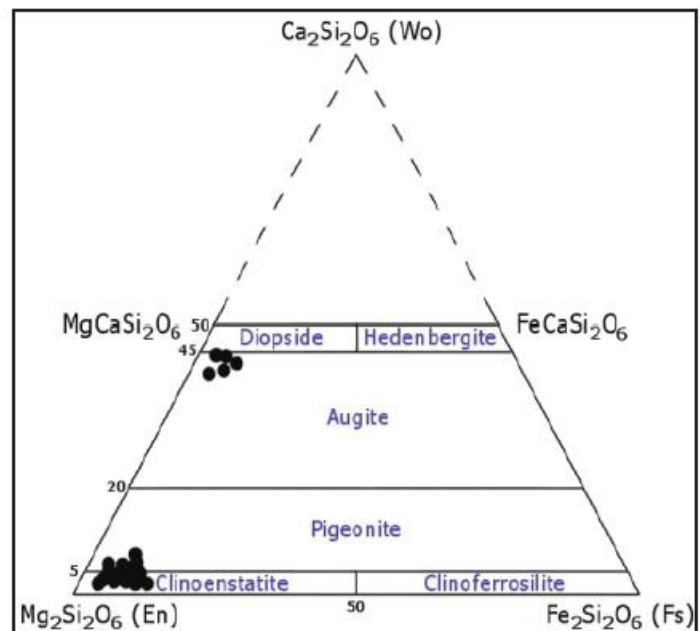
شکل ۳- (a) سنگ هارزبورژیت که در آن کانی الومین و ارتوپیروکسن کانی های تیره یا کدر را دربر گرفته اند؛ (b) هارزبورژیت با حالت اعوجاج و خم شدگی بلور ارتوپیروکسن؛ (c) لرزولیت با بافت اکسلوشن که تیغه های کلینوپیروکسن در بلور ارتوپیروکسن فرار گرفته است؛ (d) بلور ارتوپیروکسن در سنگ لرزولیتی دارای ادخال الومین که حالت کینگ باند و اکسلوشن نشان می دهد؛ (e) بلورهای الومین خرد شده که در میان بلورها، سرایتین دیده می شود. همچنین در این تصویر پیرامون الومین و ارتوپیروکسن در بر گرفته است؛ (f) سنگ دونیتی به همراه بلور ارتوپیروکسن.

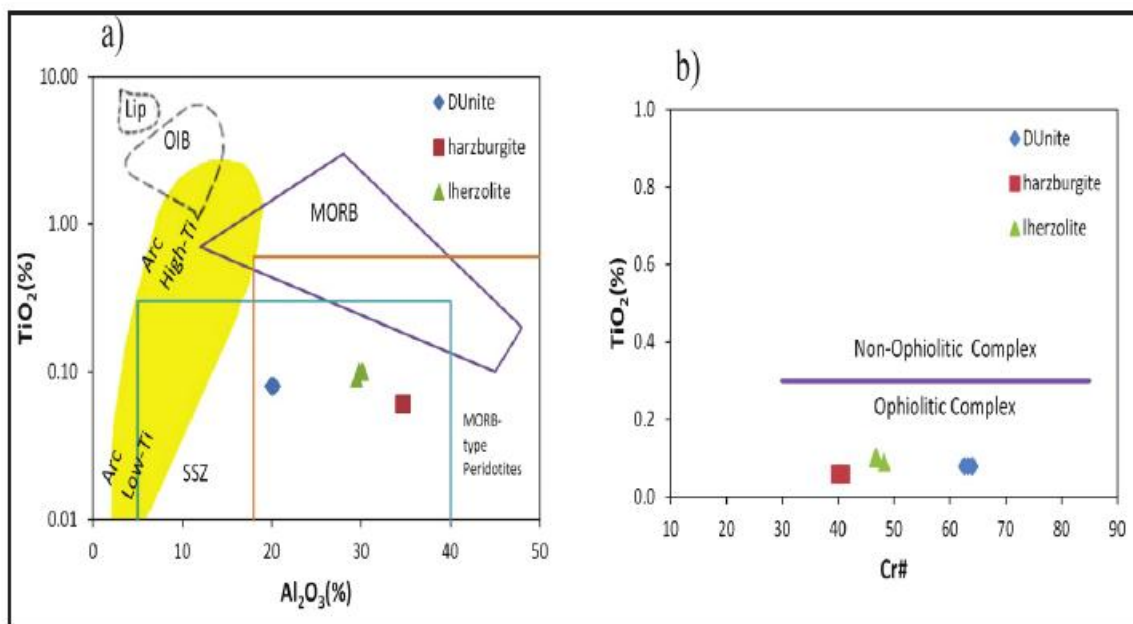
شکل ۴- ترکیب شیمیایی کروم اسپینل‌های موجود در انواع سنگ‌های پریدوتیتی منطقه مورد مطالعه: (a) تغییرات MgO در برابر FeO ; (b) تغییرات Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 که نمونه‌ها در محدوده آریه گوشته‌ای قرار گرفته‌اند (محدوده‌های روی شکل برگرفته از Conrad and Kay (1984) و Haggerty (1988) و Kepezhinskas et al. (1995) تغییرات Al_2O_3 در برابر MgO محدوده هاربورژیت‌های گوشته‌ای برگرفته از Al-Abed (2000) است؛ (d) تغییرات MgO در برابر Cr_2O_3 محدوده هاربورژیت‌های گوشته‌ای برگرفته از Al-Abed (2000) است.



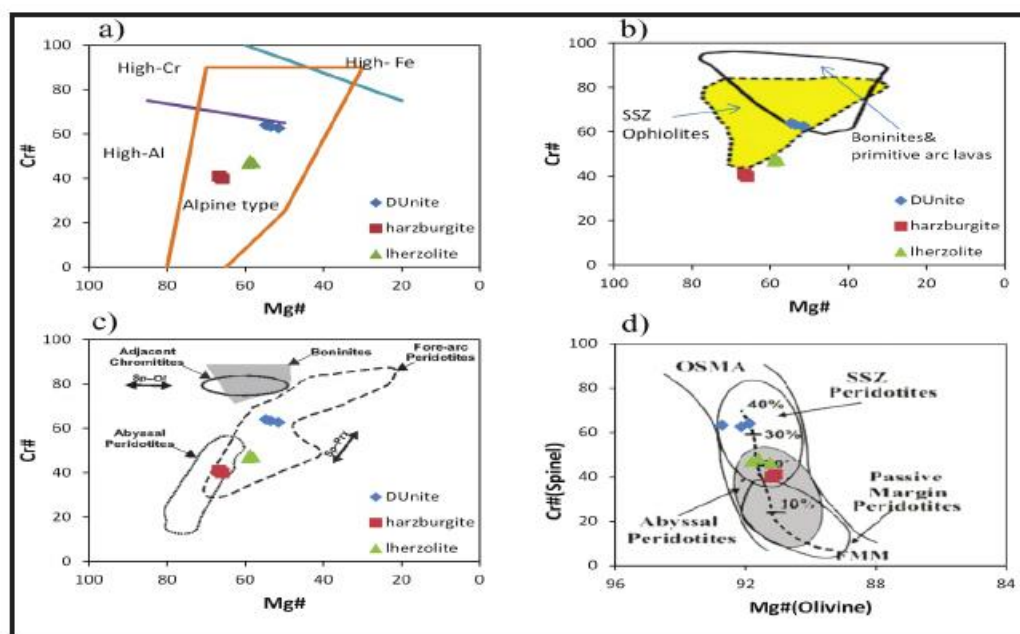
شکل ۵- نمودار رده‌بندی الیون‌های مورد مطالعه.

شکل ۶- نمودار مثلثی رده‌بندی پیروکسن‌های مورد مطالعه، ترکیب پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید و انستاتیت قرار می‌گیرد.





شکل ۷- (a) تغییرات ترکیب کروم اسپینل ها در نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 ، بازالت های رشته کوه های میان اقیانوسی MORB، بازالت های جزایر اقیانوسی OIB، پهنه بالای فرورانش SSZ، ایالت های بزرگ آذرین LIP، نمودار Cr# در برابر TiO_2 برای تشکیل کمپلکس های افیولیتی و غیر افیولیتی (Bonavia et al., 1993).



شکل ۸- (a) نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ کروم اسپینل ها، محدوده نوع آلی از Irvine (1967) و دیگر محدوده ها از Zhou and Bai (1992) (b) نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ ، محدوده افیولیت های پهنه فرافروانش (SSZ) و بونیت ها از (Bridges et al. (1995) (c) نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ ، محدوده پریدوتیت های آبیال از Dick and Bullen (1984)، محدوده پریدوتیت های Fore-arc از Ishii et al. (1992) و O'Hara and Ishii (1998) و محدوده بونیت ها از Dick and Bullen (1984) و فلش های دوسویه برای مشخص کردن تغییرات ترکیب $Sp-Ol$ و $Sp-Prx$ برگرفته از (Bédard and Hébert (1998) (d) نمودار $Mg\#$ الیون های همزیست به کروم اسپینل ها در برابر $Cr\#$ اسپینل ها، محدوده های پریدوتیت های آبیال، SSZ و Passive margin peridotites oceanic ridge برگرفته از Dick and Bullen (1984) و Pearce et al. (2000) و محدوده OSMA و Boninites Fractionation line برگرفته از Arai (1992 and 1994)

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و نتایج محاسبه نرم سنگ‌های مورد مطالعه.

Sample No.	HM-203	HM-213	HM-214	HM-215	HM-216	HM-200	HM-211	HM-219	HM-218
Rock Type	HZ	HZ	HZ	HZ	HZ	LZ	LZ	LZ	DU
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
SiO ₂	42.20	41.00	41.90	41.10	42.00	41.50	41.70	41.10	42.70
Al ₂ O ₃	0.80	1.10	1.30	0.20	1.20	0.90	1.30	1.00	0.40
Fe ₂ O ₃	10.70	12.20	12.00	12.40	11.50	11.90	12.20	11.50	11.20
Na ₂ O	0.30	0.29	0.25	0.32	0.34	0.33	0.31	0.36	0.20
K ₂ O	0.15	0.12	0.17	0.13	0.18	0.14	0.16	0.19	0.08
CaO	0.70	1.20	1.20	0.50	0.90	1.40	1.10	1.00	0.50
MgO	42.30	40.40	39.80	41.70	40.00	38.50	39.90	41.00	42.80
SO ₃	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
TiO ₂	0.25	0.24	0.23	0.20	0.21	0.27	0.29	0.28	0.09
MnO	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Cr ₂ O ₃	0.50	0.50	0.50	0.50	0.60	0.60	0.50	0.50	0.50
NiO	0.50	0.50	0.50	0.70	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
L.O.I.	2.00	2.68	2.46	2.41	3.00	4.17	2.33	3.11	1.06
	100.70	100.53	100.61	100.46	100.73	100.51	100.59	100.84	100.33
Trace elements(ppm)									
Ag	4.05	1.41	0.48	0.28	0.28	3.53	0.69	0.33	1.12
As	4.94	3.08	4.08	5.82	3.11	1.75	3.72	3.38	< 0.5
B	6.48	7.01	6.05	6.74	7.57	6.74	6.71	7.44	6.39
Ba	7.19	16.10	14.28	89.23	10.63	7.97	8.61	7.81	5.38
Be	0.03	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.06	< 0.01	< 0.01
Bi	4.48	4.53	3.45	3.95	4.52	4.27	4.51	4.33	4.09
Cd	0.49	1.03	1.00	0.60	0.10	0.87	0.53	< 0.1	0.19
Ce	< 0.6	2.13	1.41	< 0.6	2.12	0.14	1.51	< 0.6	0.84
Co	107.00	102.00	104.00	112.00	104.00	100.00	103.00	102.00	114.00
Cr	1667.00	2301.00	1980.00	62.86	2596.00	1740.00	2499.00	2068.00	1035.00
Cs	9.14	9.57	9.30	8.68	10.58	7.88	8.96	8.04	9.97
Cu	25.66	18.39	86.74	2.03	19.16	5.32	13.44	8.32	10.85
Dy	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08	< 0.08	0.45	< 0.08	< 0.08
Er	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.72	< 0.5
Eu	0.16	0.15	0.27	0.18	0.41	0.29	0.30	0.30	0.25
Ga	6.92	11.21	6.86	8.24	8.97	3.54	8.57	7.56	4.86
Gd	0.58	0.64	0.52	0.18	0.56	0.44	0.17	0.48	0.34
Ge	1.06	1.00	0.90	0.93	1.05	0.87	0.98	0.90	1.12
Hf	3.45	3.41	3.39	3.27	3.75	3.08	3.55	3.36	3.58
Hg	0.10	0.08	0.08	0.10	0.09	0.07	0.09	0.08	0.11
Ho	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.10	< 0.1
In	< 0.5	0.51	0.56	< 0.5	0.63	< 0.5	< 0.5	0.55	0.55
La	1.33	0.40	1.30	< 0.3	0.89	1.91	< 0.3	< 0.3	0.69
Li	5.20	6.69	6.00	5.63	6.33	7.41	6.85	7.92	6.46
Lu	0.51	0.53	0.62	0.57	0.57	0.53	0.47	0.62	0.61
Mn	994.00	1040.00	1026.00	886.00	1041.00	959.00	1012.00	999.00	1005.00
Mo	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.53	0.73	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Nb	0.12	0.17	0.45	< 0.1	0.34	0.28	0.36	0.14	0.11

ادامه جدول ۱-

Sample No.	HM-203	HM-213	HM-214	HM-215	HM-216	HM-200	HM-211	HM-219	HM-218
Rock Type	HZ	HZ	HZ	HZ	HZ	LZ	LZ	LZ	DU
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
Nd	2.50	1.95	3.45	1.44	0.87	2.38	1.49	1.16	1.43
Ni	2714.00	2562.00	2399.00	3068.00	2613.00	2385.00	2515.00	2308.00	2855.00
P	3.97	6.10	7.29	1.98	8.86	6.13	1.88	1.67	0.70
Pb	29.18	11.85	24.24	75.50	14.09	41.32	17.62	5.34	20.12
Pr	4.40	3.59	5.62	3.42	4.67	3.24	3.86	3.57	4.24
Rb	1.59	2.21	4.12	3.39	2.92	2.46	1.33	2.00	1.58
S	84.60	96.65	64.01	77.30	194.00	317.00	115.00	148.00	242.00
Sb	3.26	3.71	3.72	1.99	3.62	3.69	5.83	3.93	2.57
Sc	6.18	7.60	7.97	2.36	7.80	6.90	8.37	7.95	4.48
Se	3.38	1.95	3.17	1.48	2.19	3.14	2.58	2.41	4.36
Sm	1.15	1.34	-0.28	0.83	-0.30	0.42	0.62	1.06	2.06
Sn	13.71	13.07	12.81	13.30	13.90	12.58	13.27	12.52	14.05
Sr	5.71	7.94	14.80	12.17	10.50	8.83	4.78	7.19	5.69
Ta	0.64	0.56	0.57	0.57	0.56	0.55	0.59	0.57	0.62
Tb	0.83	0.81	0.81	0.73	0.82	0.73	0.84	0.73	0.75
Te	0.78	0.77	0.79	0.73	0.79	0.73	0.78	0.75	0.80
Th	6.74	6.84	7.10	6.66	7.30	6.37	6.79	6.85	7.40
Ti	46.18	73.44	148.00	8.83	121.00	98.17	128.00	61.49	45.24
Tl	1.60	0.77	1.41	1.71	1.33	< 0.5	0.56	0.63	1.91
Tm	1.15	1.16	1.02	1.13	1.13	1.09	1.13	1.05	1.04
U	4.34	4.19	4.06	4.28	4.54	4.09	4.20	3.98	4.43
V	27.70	36.85	39.10	5.16	36.54	30.75	42.97	32.70	14.82
W	4.05	4.16	7.19	3.80	4.15	4.82	4.85	5.63	6.60
Y	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Yb	0.73	0.72	0.80	0.43	0.61	0.61	0.87	0.79	0.60
Zn	83.95	64.92	33.01	24.87	31.31	62.32	44.20	26.74	26.16
Zr	4.19	5.31	8.32	0.28	7.76	8.99	9.26	3.08	10.23
Norm									
Or	0.91	0.73	1.03	0.79	1.10	1.86	0.97	1.16	0.48
Ab	2.59	2.53	2.17	0.00	2.97	2.92	2.69	3.14	0.00
An	0.40	1.39	1.97	0.00	1.26	0.09	1.73	0.57	0.00
Wo	1.32	1.99	1.73	1.07	1.40	3.00	1.62	1.90	1.05
En	1.02	1.51	1.32	0.81	1.07	2.27	1.23	1.46	0.81
Fs	0.15	0.27	0.23	0.15	0.18	0.41	0.22	0.24	0.13
Hy	10.83	7.21	11.43	8.77	11.98	10.30	10.12	6.42	14.47
Ol(Fo)	67.41	66.83	62.71	68.58	63.25	61.76	63.78	68.59	65.47
Ol(Fa)	10.73	13.18	12.33	13.99	11.79	12.30	12.60	12.26	11.66
Mt	2.60	2.60	2.58	1.31	2.56	2.69	2.67	2.67	1.58
Il	0.49	0.47	0.45	0.39	0.41	0.54	0.57	0.55	0.17
	98.45	98.71	97.95	95.86	97.97	98.14	98.20	98.96	95.82

جدول ۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری کروم اسپینل‌های نمونه‌های مورد مطالعه بر پایه ۴ اکسیژن.

Rock Type	Du	Du	Du	Hz	Hz	Lz	Lz	Lz
Sample No.	27 / 1	28 / 1	29 / 1	16 / 1	17 / 1	31 / 1	32 / 1	33 / 1
TiO ₂	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.10	0.09	0.10
Al ₂ O ₃	20.11	19.91	20.30	34.56	34.86	29.82	29.55	30.16
Cr ₂ O ₃	53.30	49.69	52.18	35.83	34.53	38.86	41.06	39.73
FeO	16.26	18.51	17.15	13.46	13.74	16.58	16.35	16.52
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.14	0.12	0.10	0.10	0.14
MgO	11.00	11.03	11.08	15.08	14.89	13.50	13.10	12.74
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.75	99.22	100.79	99.13	98.20	98.96	100.25	99.39
Formula	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)	4(O)
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.74	0.74	0.75	1.19	1.21	1.05	1.04	1.07
Cr	1.32	1.24	1.29	0.83	0.80	0.92	0.97	0.94
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.43	0.49	0.45	0.33	0.34	0.42	0.41	0.41
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.51	0.52	0.52	0.66	0.65	0.60	0.58	0.57
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Cr#	64.00	62.61	63.29	41.02	39.92	46.64	48.24	46.91
Mg#	54.67	51.51	53.52	66.63	65.89	59.21	58.82	57.89
Mole fractions								
XFe ₂ (A)	0.42	0.49	0.45	0.33	0.34	0.41	0.41	0.41
XMg (A)	0.51	0.52	0.52	0.66	0.65	0.60	0.58	0.57
XMn (A)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XZn (A)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XNi (A)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XAl (B)	0.37	0.37	0.37	0.59	0.60	0.53	0.52	0.53
XFe ₃ (B)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XCr (B)	0.66	0.62	0.64	0.41	0.40	0.46	0.48	0.47
XFe ₂ (B)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
XTi (B)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

جدول ۳- نتایج تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری کانی البون در نمونه‌های مورد مطالعه بر پایه ۴ اکسیژن.

Rock Type	du	du	du	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Lz	Lz	Lz	Lz
Sample name	30	31	32	4	5	6	7	8	9	10	13	14	15	27	28	29	30
SiO ₂	40.71	40.32	40.11	40.56	40.97	40.63	40.56	40.44	40.23	40.90	41.10	35.24	40.37	40.39	39.77	39.57	40.13
TiO ₂	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.02	0.08	0.03	0.01	0.00	0.06	0.04	0.01	0.03	0.05	0.02	0.01	0.02	0.06
Cr ₂ O ₃	0.41	0.04	1.17	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.21	1.45	1.53
FeO	7.86	7.64	7.16	8.57	8.46	8.46	7.99	7.86	8.46	8.46	8.43	8.06	8.26	7.74	7.72	7.70	7.12
MnO	0.13	0.13	0.11	0.12	0.14	0.13	0.14	0.14	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14	0.11	0.15
MgO	49.90	50.18	51.19	49.14	49.14	49.41	48.86	49.52	51.35	50.34	50.74	56.74	49.84	49.38	50.37	51.21	51.23
NiO	0.00	0.00	0.00	0.41	0.42	0.45	0.44	0.41	0.45	0.45	0.39	0.41	0.41	0.40	0.37	0.39	0.40
CaO	0.01	0.00	0.02	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01
TOTAL	99.04	98.35	99.77	99.08	99.26	99.13	98.04	98.38	100.88	100.35	100.84	100.62	99.07	98.10	100.60	100.47	100.63
N _o (O)	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	1.00	0.99	0.98	1.00	1.01	1.00	1.00	0.99	0.99	1.00	1.01	0.86	0.99	0.99	0.98	0.97	0.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.03
Fe(ii)	0.16	0.16	0.15	0.18	0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.15
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.83	1.84	1.87	1.80	1.80	1.81	1.79	1.81	1.88	1.84	1.86	2.08	1.82	1.81	1.84	1.87	1.87
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	3.00	2.99	3.03	2.98	2.99	2.99	2.96	2.98	3.06	3.03	3.05	3.12	3.00	2.97	3.03	3.04	3.05
End members																	
Fo	91.76	92.01	92.62	90.97	91.06	91.11	91.46	91.69	91.43	91.26	91.35	92.52	91.37	91.79	91.95	92.12	92.63
Fa	8.11	7.86	7.27	8.90	8.79	8.75	8.39	8.16	8.45	8.60	8.51	7.37	8.49	8.07	7.90	7.77	7.22
Tp	0.14	0.14	0.11	0.13	0.15	0.14	0.15	0.15	0.12	0.13	0.13	0.11	0.14	0.14	0.15	0.11	0.15
XFeO(l)/XMgO(l)	0.29	0.28	0.26	0.33	0.32	0.32	0.31	0.30	0.31	0.31	0.31	0.27	0.31	0.29	0.29	0.28	0.26
Fe ²⁺ /Fe ²⁺ +Mg	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08	0.07
Mg/Fe ²⁺ +Mg	0.92	0.92	0.93	0.91	0.91	0.91	0.92	0.92	0.92	0.91	0.91	0.93	0.91	0.92	0.92	0.92	0.93

جدول ۴- نتایج تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری کانی‌های کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample No.	Ortho pyroxene								Clino pyroxene						
	19	20	21	22	23	54	55	56	57	58	11	12	24	25	26
SiO ₂	55.48	54.23	54.87	55.94	55.24	55.56	55.97	55.63	55.56	55.44	51.91	53.14	54.48	54.95	56.08
TiO ₂	0.05	0.04	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.05	0.09	0.11	0.07
Al ₂ O ₃	2.38	2.44	2.25	2.59	2.09	0.02	0.08	0.03	0.01	0.00	3.95	3.17	3.08	3.19	2.84
Cr ₂ O ₃	0.51	0.11	0.79	0.56	1.15	0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.84	1.40	4.37	1.68	2.28
FeO	4.94	4.97	4.98	5.00	5.12	8.57	8.46	8.46	7.99	7.86	2.63	2.00	1.69	1.81	2.28
MnO	0.15	0.15	0.13	0.14	0.15	0.12	0.14	0.13	0.14	0.14	0.06	0.06	0.02	0.02	0.11
MgO	33.90	33.21	34.36	33.14	33.77	34.14	34.14	34.41	33.86	34.52	17.33	17.49	22.17	22.15	23.57
CaO	1.84	1.93	1.66	1.58	1.57	0.04	0.05	0.02	0.03	0.01	22.30	23.32	12.80	13.74	12.37
Na ₂ O	0.04	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.16	0.20	0.63	0.65	0.65
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.03
Total	99.30	97.08	99.09	99.01	99.17	98.68	98.85	98.69	97.63	97.98	99.23	100.84	99.36	98.32	100.28
Formula	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)	6(O)
Si	1.92	1.92	1.90	1.95	1.92	1.95	1.96	1.95	1.97	1.95	1.90	1.91	1.96	1.99	1.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.10	0.10	0.09	0.11	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.13	0.13	0.14	0.12
Cr	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.12	0.05	0.06
Fe ³⁺	0.05	0.06	0.09	0.01	0.05	0.09	0.08	0.10	0.07	0.10	0.02	0.01	0.14	0.12	-0.11
Fe ²⁺	0.09	0.09	0.06	0.16	0.10	0.16	0.17	0.15	0.17	0.13	0.06	0.05	0.19	0.17	0.18
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.75	1.75	1.77	1.72	1.75	1.79	1.78	1.80	1.79	1.81	0.94	0.94	1.19	1.19	1.24
Ca	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.87	0.90	0.49	0.53	0.47
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.05	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Mg#	0.95	0.95	0.97	0.92	0.95	0.92	0.91	0.92	0.91	0.93	90.00	89.00	86.00	88.00	87.00
En	0.92	0.91	0.94	0.89	0.92	0.92	0.91	0.92	0.91	0.93	0.50	0.50	0.64	0.63	0.66
Fs	0.05	0.05	0.03	0.08	0.05	0.08	0.09	0.08	0.09	0.07	0.03	0.02	0.10	0.09	0.09
Wo	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47	0.48	0.26	0.28	0.25
Mole fractions															
XSi (T)	0.96	0.96	0.95	0.97	0.96	0.97	0.98	0.97	0.98	0.98	0.95	0.96	0.98	0.99	0.99
XAl (T)	0.04	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.05	0.04	0.02	0.01	0.01
XAl (M1)	0.02	0.02	0.01	0.05	0.00	0.05	0.04	0.05	0.03	-0.05	0.07	0.05	0.09	0.12	0.10
XFe3 (M1)	0.05	0.06	0.09	0.01	0.05	0.09	0.08	0.10	0.07	0.10	0.02	0.01	0.14	0.12	-0.11
XFe2 (M1)	0.05	0.05	0.03	0.08	0.05	0.08	0.08	0.07	0.08	0.07	0.05	0.04	0.13	0.12	0.12
XMg (M1)	0.87	0.87	0.87	0.86	0.86	0.87	0.87	0.88	0.88	0.88	0.83	0.86	0.79	0.82	0.82
XFe2 (M2)	0.05	0.05	0.03	0.08	0.05	0.08	0.09	0.08	0.09	0.07	0.01	0.00	0.06	0.05	0.06
XMg (M2)	0.88	0.88	0.91	0.86	0.88	0.92	0.91	0.92	0.91	0.93	0.11	0.08	0.40	0.37	0.42
XCa (M2)	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.87	0.90	0.49	0.53	0.47
XNa (M2)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.05	0.04

کتابنگاری

- احمدی پور، ح.، ۱۳۷۹- پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس های اولترامافیک- مانییک صوغان و آبدشت، شمال غرب دولت آباد بافت، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس، ۴۸۵ ص.
- آقابانی، س. ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۵۶.
- سیفوری پور، س.، ۱۳۸۱- نقشه زمین شناسی یکصد هزارم حاجی آباد، سازمان زمین شناسی کشور.
- قاسمی، ح.، سیزه‌ئی، م.، تیری ژوتو، ۱۳۷۷- ماهیت زمین شنختی کمپلکس الترامافیک- مانییک سیخوران در جنوب خاوری ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و تحقیقات معدنی کشور، سال هفتم، شماره ۲۹ و ۳۰، صص. ۳۲ تا ۴۵.
- قاسمی، ح.، سیزه‌ئی، م.، ژوتو، ت.، بلون، ا.، راستاد، ا.، امامی، م.، ۱۳۸۰- پدیده‌های سنگ زایشی مجموعه الترامافیک- مانییک سیخوران در جنوب خاوری ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و تحقیقات معدنی کشور، سال دهم، شماره ۴۰ و ۳۹، صص. ۴۹ تا ۶۹.
- نجف‌زاده، ع. و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۳- ژئوشیمی عناصر گروه پلاتین (PGE) و کروم اسپینل در پریدوتیت‌های کمپلکس فرا بازی آبدشت کرمان، جنوب خاور ایران، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و تحقیقات معدنی کشور، سال بیست و سوم، شماره ۹۱، صص. ۱۷۳ تا ۱۸۶.

References

- Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y. M., Ikenne, M. and Rahimi, A., 2009- 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* 55, 92-104.
- Al-Aabed, S., 2000- Petrogenesis of chromite and associated minerals in the upper mantle peridotite of the northern Semile ophiolite. Ph.D thesis. Ohio state University, 639p.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran. *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33.
- Arai, S., 1992- Petrology of peridotites as a tool of insight into mantle processes: a review. *Journal of Petrology of Economic Geology* 87, 351-363.
- Arai, S., 1994- Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships, Review and Interpretation, *Chemical Geology*, 113, 191-204.
- Arai, S., Kadoshima, K. and Morishita, T., 2006- Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Journal of the Geological Society* 163, 869-879.
- Ballhaus C., Berry R. F. and Green D. H., 1991- High pressure experimental calibration of the olivineorthopyroxene- spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 107, 27-40.
- Batanova, V. G., Brüggmann, G. E., Bazylev, B. A., Sobolev, A. V., Kamenetsky, V. S. and Hofmann, A. W., 2008- Platinum-group element abundances and Os isotope composition of mantle peridotites from the Mamonia complex, Cyprus. *Chemical Geology* 248, 195-212.
- Bédard, J. H. and Hébert, R., 1998- Formation of chromitites by assimilation of crustal pyroxenites and gabbros into peridotite intrusions: North Arm Mountain Massif, Bay of Islands Ophiolite, Newfoundland, Canada. *J Geophys Res* 103: 5165-5184.
- Berberian, M. and King, G., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210-265.
- Bonavia, F. F., Diella, V. and Ferrario, A., 1993- Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia. *Economic Geology* 88, 198-202.
- Bridges, J. C., Prichard, H. M. and Meireles, C. A., 1995- Podiform chromitite-bearing ultrabasic rocks from the Braganca massif, northern Portugal: fragments of island arc mantle? *Geological Magazine* 132, 39-49.
- Brunet, M. F., Wilmsen, M. and Granath, J. W., 2009(eds)- South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312.
- Conrad, W. K. and Kay, R. W., 1984- 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, 88-125.
- Dai, J. G., Wang, C. S., Hébert, R., Santosh, M., Li, Y. L. and Xu, J. Y., 2011- 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* 288, 133-148.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- The Rock Forming Minerals, Second Edition. Longman Asia Ltd, Hong Kong, 696P.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86, 54-76.
- Evans, B. W. and Frost, B. R., 1975- Chrome-spinel in progressive metamorphism: A preliminary analysis", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39, 959-972.
- Fabries J., 1979- Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 69, 329-336.
- Grieco, G., Diella, V., Chaplygina, N. and Savelieva, G., 2007- Platinum group elements zoning and mineralogy of chromitites from the cumulate sequence of the Nurali massif (Southern Urals, Russia). *Ore Geology Reviews* 30, 257-276.
- Grieco, G., Merlini, A. and Cazzaniga, A., 2012- The tectonic significance of PGM-bearing chromitites at the Ranomena mine, Toamasina chromite district, Madagascar. *Ore Geology Reviews* 44, 70-81.
- Haggerty, S. E., 1988- Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts. *Journal of Geological Society of Australia* 14, 687-699.

- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. and Hofmann, A. W., 2001- Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature* 410, 677-681.
- Irvine, T. N., 1967- Chromian spinel as a petrogenetic indicator: part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 71-103.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992- Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Mariana fore-arc, Leg 125. In: Fryer P, Pearce JA, Stokking LB (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College Station 125: 445-485*.
- Ismail, S. A., Mirza, T. M. and Carr, P. F., 2010- Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq. *Journal of Asian Earth Sciences* 37, 31-41.
- Jan, M. Q. and Windley, B. F., 1990- Chromian spinel-silicate chemistry in ultrabasic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan. *Journal of Petrology* 31, 667-715.
- Jaques, A. L. and Green, D. H., 1980- Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 73, 287-310.
- Kamenetsky, V. S., Crawford, A. J. and Meffre, S., 2001- Factors Controlling Chemistry of Magmatic Spinel: an Empirical Study of Associated Olivine, Cr-spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks. *Journal of Petrology* 42, 655-671.
- Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1995- 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, 1505-1527.
- McDonough, W. F. and Frey, F. A., 1989- Rare earth elements in upper mantle rocks. In: Lipin, B. R. a. M., G. A (ed) *Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements (Reviews in Mineralogy vol. 21)*. Washington DC Mineralogical Society of America. McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- The chemical composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Nimis, P. and Taylor, W. R., 2000- Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 541-554.
- O'Hara, Y. and Ishii, T., 1998- Peridotites from the southern Mariana forearc: heterogeneous fluid supply in the mantle wedge. *Island Arc* 7: 541-558.
- Pagé, P., Barnes, S. J., Bédard, J. H. and Zientek, M. L., 2012- 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* 302-303, 3-15.
- Park, J. W., Campbell, I. H. and Eggins, S. M., 2012- Enrichment of Rh, Ru, Ir and Os in Cr spinels from oxidized magmas: Evidence from the Ambae volcano, Vanuatu. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 78, 28-50.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A., 1998- Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for Mantle Melting and Melt-Mantle Interaction in a Supra-Subduction Zone Setting. *Journal of Petrology* 39, 1577-1618.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. and Leat, P. T., 2000- Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 36-53.
- Saidi, A., Brunet, M. F. and Ricou, L. E., 1997- Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Palaeozoic to early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta*, 10, 189-208.
- Şengör, A. M. C., 1990- A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, *Geological Society, London, Special Publications*, 49(1), pp 797-831.
- Shervais, J. W., 2001- Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(1).
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, A review, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, P. 1229-1258.
- Ulrich, M., Picard, C., Guillot, S., Chauvel, C., Cluzel, D. and Meffre, S., 2010- Multiple melting stages and refertilization as indicators for ridge to subduction formation: The New Caledonia ophiolite. *Lithos* 115, 223-236.
- Whattam, S. A., Cho, M. and Smith, I. E. M., 2011- Magmatic peridotites and pyroxenites, Andong Ultramafic Complex, Korea: Geochemical evidence for supra-subduction zone formation and extensive melt-rock interaction. *Lithos* 127, 599-618.
- Wood, B. J. and Banno, S., 1973- Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42, 109-124.
- Xu, Z., Han, B. F., Ren, R., Zhou, Y. Z., Zhang, L., Chen, J. F., Su, L., Li, X. H. and Liu, D. Y., 2012- 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* 132-133, 141-161.
- Zhou, M. F. and Bai, W. J., 1992- Chromite deposits in China and their origin. *Mineralium Deposita* 27, 192-199.
- Zhou, M. F. and Robinson, P. T., 1997- Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology* 92, 259-262.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J. and Li, Z., 1996- Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle. *Journal of Petrology* 37, 3-21.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J., Aitchison, J., Sun, M., Bai, W. J., Hu, X. F. and Yang, J. S., 2001- Melt/mantle interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute ophiolite (NW China). *Journal of Asian Earth Sciences* 19, 517-534.

Cr-Spinel mineral chemistry and tectonic setting of Lerdgarme -Paein peridotites in the East of Hajiabad, SE Iran

M. Poosti^{1*}, R. Mohammadi Poortazyan², H. Hajhasan³ and S. M. Mortazavi Ravari⁴

¹Assistant Professor, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

²M.Sc. Student, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

³M.Sc., Esfahan Regional Water Authority, Esfahan, Iran

⁴Associate Professor, Department of Geology, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

Received: 2016 January 02

Accepted: 2016 June 29

Abstract

The Lerdgarm peridotite complex is one of the ultramafic complexes in south-east Iran. This complex is composed mainly of harzburgite dunite, lherzolite, and secondary listvenite and magnesite. The detailed electron microprobe study revealed very high Cr # (39.9-64.0), Mg # (51.2-65.63) and very low TiO₂ content (averaging 0.05 wt %) for chromian spinels in peridotites. The Fe³⁺# is very low (<0.05 wt%) in the chromian spinel of peridotites which reflects crystallization under the low oxygen fugacity. The composition of olivine shows forsterite type (Fo90.97-92.63), orthopyroxene is enstatite, clinopyroxene is diopside and spinels are Al rich Cr-spinel. Thermo-barometric study of Cpx-Opx suggested that the re-equilibrium temperature of peridotites was 1100°C± 60 at a pressure of 26 Kbar. Tectonic environment discrimination diagrams for dunites show a suprasubduction environment of the arc setting and for the harzburgite and lherzolites show abyssal environment.

Keywords: Cr-Spinel, Lerdgarm, Hajiabad, Peridotite, SSZ.

For Persian Version see pages 281 to 296

*Corresponding author: M., Poosti; E-mail: m.poosti@yahoo.com