



بررسی شیمی کانی و زمین - دما فشارسنجی هارزبورگیت‌های گوشته‌ای کمپلکس دگرگونی شرقی افیولیت خوی - شمال غرب ایران

مروت فریدآزاد*

دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، تبریز، ایران

دریافت: ۱۳۹۳/۰۵/۱۱، پذیرش: ۱۳۹۴/۰۵/۲۴

چکیده

پریدوتیت‌های گوشته‌ای بخش مهم کمپلکس دگرگونی شرقی افیولیت خوی هستند. این سنگها محدوده سنی از اوایل ژوراسیک تا اواخر کرتاسه دارند و کم و بیش سرپانتینی شده‌اند. بر اساس بررسیهای شیمی کانی بر روی هارزبورگیت‌ها، ترکیب اولیوین‌ها بین $\text{Fo}_{89.86} \text{Fa}_{10.0}$ تا $\text{Fo}_{89.46} \text{Fa}_{10.37}$ در نوسان بوده و عدد منیزیم ($\text{Mg}^{\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) تمامی نقاط آنالیز شده، برابر ۰/۹۰ و ترکیب اولیوین‌ها از نوع فورستریت است. ترکیب اعضای نهایی ارتوپیروکسن‌ها بین $\text{En}_{87.314} \text{Wo}_{6.719}$ تا $\text{En}_{86.022} \text{Wo}_{2.491} \text{Fs}_{9.368}$ در نوسان بوده و عدد منیزیم ($\text{Mg}^{\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) این کانیها ۰/۹۰ و ترکیب آنها از نوع انستاتیت است. ترکیب اعضای نهایی کلینوپیروکسن‌ها بین $\text{En}_{44.159} \text{Wo}_{46.910} \text{Fs}_{4.323} \text{Ac}_{1.459}$ تا $\text{En}_{46.803} \text{Wo}_{49.589} \text{Fs}_{4.786} \text{Ac}_{2.081}$ در نوسان است. عدد منیزیم ($\text{Mg}^{\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) این کانیها ۰/۹۱ است. کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بسیار غنی از کروم (۱/۲۱ - $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0.187$) و از نوع دیوپسید هستند. غنی بودن ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها از کروم، نشان‌دهنده ذوب‌بخشی محدود پریدوتیت‌هاست. بررسیهای مینرال شیمی، ارتباط این هارزبورگیت‌ها را با محیط اقیانوسی نشان می‌دهند. همچنین اعداد منیزیم بالا در کانیهای بالا و درصد فورستریت بالا در اولیوین‌ها نشان‌دهنده منشأ زمین‌ساختی این سنگهاست. بررسیهای دما و فشارسنجی برای تخمین شرایط فشار - دمای تشکیل هارزبورگیت‌های مورد بررسی انجام شد. برای دماسنجی از روشهای ارتوپیروکسن (تک پیروکسن)، کلینوپیروکسن - اولیوین و ارتوپیروکسن - کلینوپیروکسن استفاده شد و دمای کلی حدود 100 ± 110 درجه سانتی‌گراد به دست آمد. برای تخمین فشار از فشارسنج محتوای کروم در کلینوپیروکسن استفاده شد و فشار 22 ± 24 کیلو بار برآورد شد.

واژه‌های کلیدی: هارزبورگیت، شیمی کانی، ذوب‌بخشی، زمین - دما فشارسنجی، افیولیت خوی

مقدمه

می‌شوند. مینرال شیمی پریدوتیت‌های افیولیتی به‌ویژه شیمی کروم اسپینل، شدیداً تحت تأثیر شرایط فیزیکی شیمیایی تبلور ماگما قرار می‌گیرد. همچنین محیط زمین‌ساختی پریدوتیت‌های میزبان می‌تواند از مینرال شیمی استنتاج شود (Bonatti et al., 1984). پریدوتیت‌های گوشته افیولیت‌ها اطلاعات مستقیمی درباره تحولات ژئوشیمیایی گوشته بالایی فراهم می‌آورند. یکی از ابزارهای مورد استفاده برای بررسی منشأ سنگها، شیمی کانیهای موجود در آنهاست که از طریق آنالیز مایکروپروب و محاسبات فرمول ساختمانی آنها امکان پذیر است.

ترکیب سنگهای گوشته‌ای موجود در افیولیت‌ها که به‌عنوان باقی‌مانده‌های ذوب‌بخشی به نظر می‌آیند، می‌توانند اطلاعات مهمی درباره ماهیت فرآیندهای ممکن برای ذوب‌بخشی و منشأ مذاب و محیط زمین‌ساختی - ماگمایی که افیولیت‌ها را شکل می‌دهند، ارائه کنند. افیولیت‌ها می‌توانند در پشته‌های میان اقیانوسی، مراکز گسترش پشت قوس و طی فرآیندهای زمین‌ساختی زون سوپراسابداکشن^۱ به وجود آیند (Pearce et al., 1984; Miyashiro, 1975).

پریدوتیت‌ها در بخش پایینی افیولیت‌ها، به عنوان بیگانه سنگ در برخی سنگهای آکالن یا در توده‌های کوه‌زایی ظاهر

"۰۲' ۳۶" تا "۰۱' ۵۷" ۴۴° طول شرقی در استان آذربایجان غربی و در شمال شهر خوی واقع است (شکل ۱). این محدوده بخشی از مجموعه افیولیتی شمال غرب ایران (افیولیت ملانژ خوی-ماکو) بوده و به کمپلکس دگرگونی شرقی (Khalatbari-jafari et al., 2004) از این مجموعه متعلق است. کمپلکس دگرگونی شرقی دارای روند شمال غرب-جنوب شرق بوده و بر اساس پژوهش خلعتبری-جعفری و همکاران (Khalatbari-jafari et al., 2004)، در حاشیه شمال شرقی، با حاشیه بلوک ایران مرکزی تماس زمین‌ساختی داشته و در جهت جنوب غربی بر روی آن رانده شده است. در حاشیه جنوب غربی آن، سنگهای دگرگونی بر روی توربیدیت‌ها و دسته‌های رسوبی-آتشفشانی افیولیت غیر دگرگونی رانده شده‌اند. این زون دگرگون شده دارای بخشهای زمین‌ساختی گسترده‌ای از افیولیت‌های دگرگون شده است که عمدتاً شامل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده با متاگابروهای همراه آنها هستند. این کمپلکس شامل واحدهای زیر است:

الف) واحد دگرگونی شرقی: این واحد بخشی از کمپلکس دگرگونی شرقی بوده و خود به ۴ واحد فرعی به ترتیب زیر تقسیم شده است:

زیر واحد (۱) شامل میکاشیست، آمفیبولیت‌ها و گنیس است؛ زیر واحد (۲) شامل آمفیبولیت‌های ریزدانه به‌همراه متاکوارتزیت و گنیس‌های لپتینیتی بوده و قطعات زمین‌ساختی بزرگی از سنگهای پلوتونیک افیولیتی شامل لرزولیت فولیاسیون‌دار و تکتونیت‌های هارزبورژیتی و همچنین متاکومولاهای اولترامافیک در آنها وجود دارد. به‌همراه این سنگها، سیلها و دایک‌های فراوانی از متاگابروها (آمفیبولیت‌ها) دیده می‌شود. طبق بررسی‌های انجام شده توسط عزیز (Azizi, 2001) گنیس‌های بالا، گرانیتهای میلونیتی شده، در نظر گرفته شده‌اند؛

زیر واحد (۳) شامل شیست‌های سبز، متاولکانیک‌ها، متانکارامیت، و

زیر واحد (۴) شیست‌های سبز درجه پایین‌تر را نشان می‌دهد. **ب) قطعات زمین‌ساختی متا افیولیتی:** قطعات زمین‌ساختی بزرگ سنگهای مافیک و اولترامافیک در میان کمپلکس دگرگونی شرقی دیده می‌شود که تماسهای زمین‌ساختی سیستماتیک با واحدهای مختلف را نشان می‌دهد. با وجود تکتونیزه بودن شدید، این سنگها شامل مجموعه متافیولیتی

افیولیت خوی در مقیاس زمین‌ساخت جهانی در بخش میانی کمربند کوه‌زایی آلپ-همالیای و با گسترشی بالغ بر ۳۹۰۰ کیلومتر مربع نشان‌دهنده بقایای لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در مزوزوئیک است (Kananian et al., 2010). با وجود بررسی‌های انجام شده در سالهای گذشته بر روی افیولیت خوی (Hassanipak and Ghazi, 2000; Azizi, 2001; Khalatbari-jafari et al., 2004; Khalatbari-jafari et al., 2006; Azizi et al., 2006; Monsef et al., 2010; Faridazad, 2010) هنوز درک کاملی در ارتباط با نحوه و شرایط تشکیل آن وجود ندارد. بنابراین، در این پژوهش ضمن مرور بررسی‌های گذشته سعی می‌شود با بررسی شیمی کانیهای موجود در پریدوتیت‌های گوشته افیولیت خوی (به‌ویژه هارزبورژیت‌ها) و استفاده از نمودارهای مناسب ژئوشیمی، ماهیت و نوع کانیهای موجود، منشأ و میزان ذوب‌بخشی آنها مشخص شود و همچنین دما و فشار تعادلی تشکیل آنها تخمین زده شود تا از این رهگذر بتوانیم در رابطه با نحوه تشکیل افیولیت خوی (مخصوصاً بخش دگرگونی شرقی آن) اظهار نظر کنیم.

روش مطالعه

بعد از انجام بررسی‌های صحرائی و برداشت نمونه، به تهیه مقاطع میکروسکپی و بررسی آنها اقدام شد و یک نمونه از پریدوتیت‌ها (نوع هارزبورژیت)، برای انجام آنالیزمایکروپروب (EPMA) به آزمایشگاه دانشگاه لئوبن کشور اتریش ارسال شد. آنالیزها با استفاده از دستگاه مایکروپروب مدل Superprobe JEOL JXA 8200 و در حالت WDS و تحت شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلو ولت و جریان باریکه ۱۰ نانو آمپر و قطر باریکه ۱ میکرومتر و مجموعه‌ای از استانداردهای طبیعی و مصنوعی برای سنج‌بندی درونی انجام شد. نتایج در بخشهای بعدی ارائه شده است. برای مشخص کردن نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} از روش (Droop, 1987) استفاده شده است. در تجزیه و تحلیل داده‌ها از نرم‌افزارهای مختلفی مثل PTMAFIC استفاده شد.

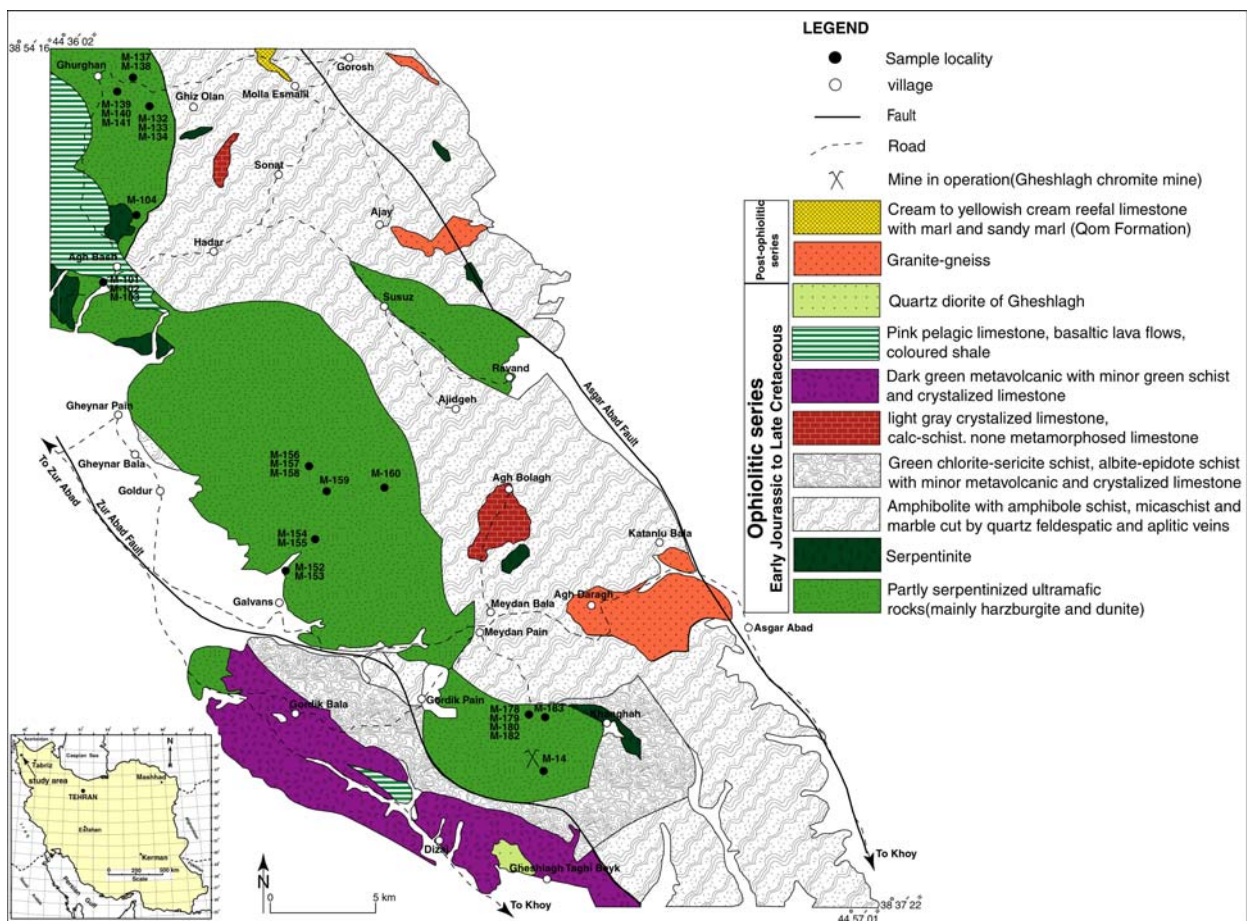
بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی در شمال غرب ایران و بین مختصات جغرافیایی "۲۲' ۳۷" تا "۱۶' ۵۴" ۳۸° عرض شمالی و

همچنین خلعتبری- جعفری (, Khalatbari-jafari et al., 2004) محدوده سنی از اوایل ژوراسیک تا اواخر کرتاسه (۸۰-۱۹۵ میلیون سال) را بر اساس روش K^{40}/Ar^{40} تعیین کرده است. هارزبورگیت‌های مورد بررسی در داخل این کمپلکس دگرگونی قرار گرفته و خود آنها نیز کم و بیش سرپانتینی شده‌اند.

تفکیک یافته^۱ هستند که شامل متاکتونیت‌ها (هارزبورگیت‌ها و دونیت‌ها)، متاکومولیت‌ها (دونیت‌ها، متاگابروهای نواری و هورنبلندیت‌ها) و انواع مختلف آمفیبولیت‌های ریزدانه و متانکارامیت هستند. این سنگها در مناطق مختلف توسط سیلها و دایک‌های وسیع و یا توده‌های نفوذی کوچکی از متاگابروها قطع شده‌اند. طبق نظر پاساگنو و همکاران (Passagno et al., 2005) این سنگهای اولترامافیک، سنی در حدود اواخر ژوراسیک (اوایل تا اواسط آکسفوردین) دارند.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی کمپلکس دگرگونی شرقی خوی همراه با محل‌های نمونه‌برداری، با تغییرات از رادفر و امینی (Radfar and Amini, 1999).

Fig. 1. Geological map of Eastern Metamorphic Complex of Khoy associated with sampling locations (modified from Radfar and Amini, 1999).

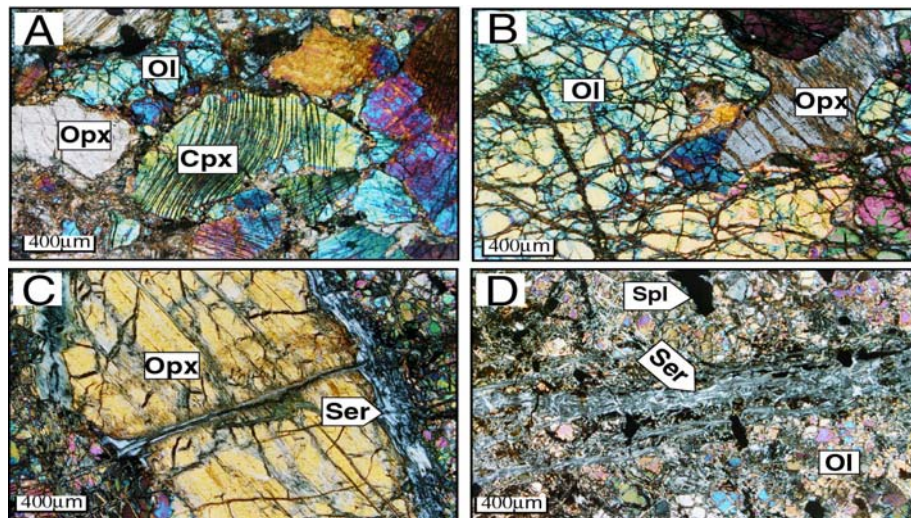
قهوه‌ای بوده و در قسمت‌های تازه به رنگ خاکستری متمایل به زرد و دارای چگالی بالایی هستند. بررسی مقاطع نازک پریدوتیت‌ها در منطقه مورد مطالعه، سه نوع سنگ را مشخص می‌کند که عبارتند از: لرزولیت، هارزبورگیت و دونیت.

پتروگرافی

پریدوتیت‌ها در منطقه مورد بررسی از گستردگی قابل توجهی برخوردارند و در مجاورت آمفیبولیت‌ها و شیست‌ها قرار دارند. این سنگها در بخشهایی به تالک و سرپانتین تبدیل شده‌اند. در نمونه دستی این سنگها در قسمت‌های هوازده، نارنجی تا

هارزبورگیت‌ها: این سنگها از کانیهای اصلی اولیوین (حدود ۷۰-۸۰ درصد) و ارتوپیروکسن (حدود ۱۰-۲۰ درصد) تشکیل شده‌اند و کانیهای کلینوپیروکسن (حدود ۵ درصد) و اسپینل کروم‌دار (حدود ۲ درصد) نیز به‌عنوان کانی فرعی در آنها دیده می‌شوند (شکل ۲-B). تفاوت اساسی این سنگها با لرزولیت‌ها از نظر سنگ‌شناسی در مقدار مدال کلینوپیروکسن است؛ به طوری که هارزبورگیت‌ها نسبت به لرزولیت‌ها از درصد مدال کلینوپیروکسن کمتری برخوردارند. کانیهای ثانویه شامل کانیهای سرپانتین است که به‌صورت بافت مشبک در امتداد شکستگیهای اولیوین (شکل ۲-B) و در امتداد حاشیه و درزه‌های ارتوپیروکسن‌ها (شکل ۲-C) دیده می‌شوند و نیز تالک است که به‌صورت هاله‌ای در اطراف کانیهای ارتوپیروکسن مشاهده می‌شود. بستایت که جانشینی کانیهای سرپانتین به جای پیروکسن است، در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-B). درجه سرپانتینیزاسیون این سنگها حدود ۱۰ تا ۸۰ درصد است.

لرزولیت‌ها: این سنگها از کانیهای اصلی اولیوین (حدود ۶۰-۷۰ درصد)، ارتوپیروکسن (حدود ۱۰-۳۰ درصد) و کلینوپیروکسن (حدود ۱۰-۲۰ درصد) تشکیل شده‌اند و کانی اسپینل کروم‌دار (حدود ۲ درصد) نیز به‌عنوان کانی فرعی کم و بیش در آنها دیده می‌شود. کانیهای ثانویه شامل کانیهای سرپانتین بوده که به‌صورت رگه‌چه و گاهی تاج مانند در اطراف بلورهای اولیوین دیده می‌شوند. درجه سرپانتینیزاسیون این سنگها حدود ۱۰ تا ۶۰ درصد است. در تعدادی از نمونه‌ها، بلورهای اولیوین و پیروکسن خاموشی موجی نشان داده و در بلورهای ارتوپیروکسن کینک باند دیده می‌شود (شکل ۲-A). این ویژگیها شواهدی از فرآیندهای تغییر شکل پلاستیک در دماهای بالا هستند (Passchier and Barker, 1990; Trow, 1996; Boudier et al., 1982). این تغییر شکلها زمانی که سنگها خیلی نزدیک به دمای سولیدوس هستند، رخ می‌دهد (al., 1982).



شکل ۲. تصاویر میکروسکوپی پدیدتیت‌های کمپلکس دگرگونی شرقی خوی. علائم اختصاری کانیها از کرتز (Kretz, 1983) گرفته شده است. A: رخداد بلورهای اولیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن (با حالت کینک باند) در نمونه لرزولیت، XPL. B: رخداد بلور درشت اولیوین به‌همراه ارتوپیروکسن در نمونه هارزبورگیت، XPL. C: رخداد بلور درشت ارتوپیروکسن در نمونه هارزبورگیت که از حاشیه و در امتداد شکستگی به سرپانتین تبدیل شده است، XPL. و D: رخداد بلور اولیوین، اسپینل و رگه‌چه سرپانتین در نمونه دونیت، XPL. (علائم اختصاری کانیها؛ Ol=اولیوین، Opx=ارتوپیروکسن، Cpx=کلینوپیروکسن، Ser=کانیهای سرپانتین، Spl=اسپینل)

Fig. 2. Photomicrographs of Eastern Metamorphic Complex of Khoy peridotites. Abbreviation symbols of minerals adopted from Kretz, (1983). A: Occurrence of olivine, orthopyroxene and clinopyroxene (with Kink band) in Lherzolite sample, XPL. B: Occurrence of coarse olivine associate with orthopyroxene in harzburgite sample, XPL. C: Occurrence of coarse orthopyroxene, which was altered to serpentine in harzburgite sample from rim and along with cracks, XPL and D: Occurrence of Olivine, spinel and serpentine (as veinlet) in dunite sample, XPL. (Abbreviation symbols of minerals; Ol=Olivine, Opx=Orthopyroxene, Cpx=Clinopyroxene, Ser= Serpentine minerals, Spl= Spinel)

کاتیون در برابر ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۲). مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} با روش دروپ (Droop, 1987) محاسبه شده است. ترکیب اعضای نهایی کلینوپیروکسن‌ها بین $En_{46.803} Wo_{49.589}$ تا $En_{44.159} Wo_{46.910} Fs_{4.323} Ac_{1.459}$ $Mg^{\#} =$ $Ac_{2.081} Fs_{4.786}$ در نوسان است. عدد منیزیم ($Mg/(Mg+Fe^{2+})$) این کانیها ۰/۹۱ است (جدول ۲). کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی بسیار غنی از کروم هستند ($Cr_2O_3=0/89-1/24$) و به نظر می‌رسد مانند ارتوپیروکسن‌های همراه، ذوب‌بخشی محدودی را متحمل شده باشند (Johnson et al., 1990). طبق تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌ها با توجه به مؤلفه J در برابر Q (Morimoto et al., 1988) تمامی کلینوپیروکسن‌ها در محدوده Quad (کلینوپیروکسن‌های غنی از منیزیم، کلسیم و آهن) قرار می‌گیرند (شکل ۴). همچنین ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار En-Wo-Fs (Morimoto et al., 1988) نشان می‌دهد، تمامی نقاط آنالیز شده در محدوده دیوپسید واقع می‌شوند (شکل ۵). استفاده از نمودار سدیم در مقابل کروم در نمودار کلینوپیروکسن‌ها (شکل ۶) (Kornprobst et al., 1981) محیط اقیانوسی را برای تشکیل هارزبورگیت‌های مورد بررسی نشان می‌دهد. ترسیم عدد منیزیم در مقابل درصد وزنی Al_2O_3 در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه، نشان‌دهنده ارتباط آنها با پریدوتیت‌های آبیسال است (Johnson et al., 1990) (شکل ۷).

دونیت‌ها: این سنگها از کانی اصلی اولیوین (حدود ۹۰-۹۵ درصد) تشکیل شده‌اند و کانیهای ارتوپیروکسن (حدود ۵-۱۰ درصد) و اسپینل کروم‌دار (حدود ۱-۲ درصد) به‌عنوان کانی فرعی در آنها دیده می‌شوند (شکل ۲-D). کانیهای ثانویه، شامل کانیهای سرپانتین است (شکل ۲-D). بافت مشبک نیز در این سنگها دیده می‌شود. درجه سرپانتینی شدن این سنگها حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد است.

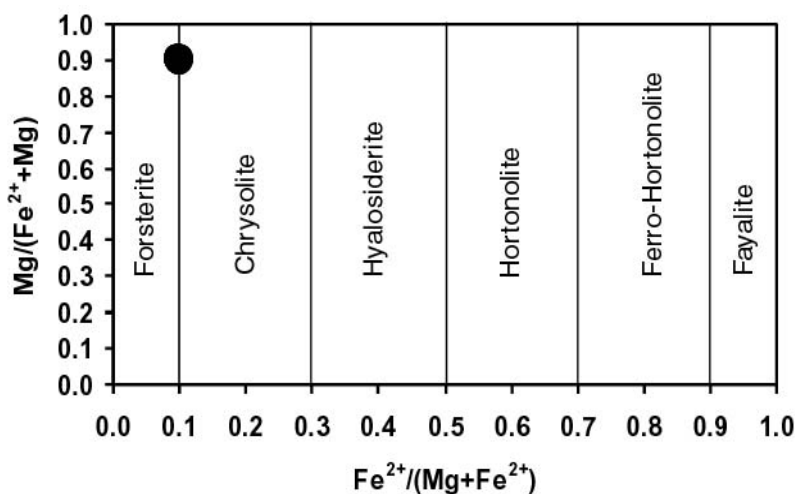
بررسی شیمی کانیها

اولیوین

ده نقطه از اولیوین‌های موجود در نمونه هارزبورگیت مورد تجزیه قرارگرفت. فرمول ساختمانی اولیوین‌ها بر اساس ۳ کاتیون در برابر ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۱). ترکیب اولیوین‌ها بین $Fo_{89.46} Fa_{10.37}$ تا $Fo_{89.86} Fa_{10.0}$ و همچنین مقدار NiO بین ۰/۱۸ تا ۰/۴۶ در نوسان است و محاسبه عدد منیزیم ($Mg^{\#} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) تمامی نقاط آنالیز شده، مقدار ۰/۹۰ را نشان می‌دهد (جدول ۱). ترکیب اولیوین‌ها در نمودار Fo-Fa (Richard, 1995) نشان می‌دهد که تمامی نقاط آنالیز شده در محدوده فورستریت قرار می‌گیرند (شکل ۳).

کلینوپیروکسن

ده نقطه از کلینوپیروکسن‌های موجود در نمونه هارزبورگیت تجزیه شد. فرمول ساختمانی کلینوپیروکسن‌ها بر اساس ۴



شکل ۳. ترکیب اولیوین‌ها در هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی در نمودار Fo-Fa از ریچارد (Richard, 1995)

Fig. 3. Composition of olivines in harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy on the Fo-Fa diagram (Richard, 1995)

جدول ۱. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی اولیوین‌ها در هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی

Table 1. Chemical composition and structural formula of olivines in harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy

	M-140-OI1	M-140-OI2	M-140-OI3	M-140-OI4	M-140-OI5	M-140-OI6	M-140-OI7	M-140-OI8	M-140-OI9	M-140-OI10
SiO₂	41.70	41.95	42.25	41.89	41.81	42.21	41.89	41.94	42.22	41.89
TiO₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01
Al₂O₃	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr₂O₃	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.04	0.06	0.02	0.06	0.00
FeO	9.79	9.44	9.78	9.51	9.58	9.58	9.46	9.45	9.42	9.50
MnO	0.16	0.13	0.10	0.18	0.16	0.17	0.13	0.14	0.12	0.16
MgO	47.36	47.37	47.25	47.32	47.63	46.99	47.68	47.36	47.16	47.52
NiO	0.38	0.38	0.18	0.46	0.22	0.31	0.25	0.40	0.36	0.29
CaO	0.07	0.02	0.00	0.06	0.03	0.04	0.04	0.00	0.02	0.00
Na₂O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00
K₂O	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.03	0.00
Total	99.47	99.35	99.58	99.47	99.51	99.36	99.53	99.39	99.42	99.36
Si	1.025	1.030	1.034	1.029	1.026	1.036	1.027	1.030	1.035	1.028
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe²⁺	0.201	0.194	0.200	0.195	0.197	0.197	0.194	0.194	0.193	0.195
Mn	0.003	0.003	0.002	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003
Mg	1.736	1.734	1.725	1.732	1.742	1.719	1.742	1.733	1.724	1.739
	M-140-OI1	M-140-OI2	M-140-OI3	M-140-OI4	M-140-OI5	M-140-OI6	M-140-OI7	M-140-OI8	M-140-OI9	M-140-OI10
Ni	0.008	0.008	0.004	0.009	0.004	0.006	0.005	0.008	0.007	0.006
Ca	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	2.975	2.970	2.965	2.971	2.974	2.963	2.973	2.970	2.964	2.972
Fo	89.46	89.81	89.50	89.70	89.71	89.57	89.86	89.79	89.81	89.77
Fa	10.37	10.04	10.39	10.11	10.12	10.24	10.00	10.05	10.06	10.06
Mg[#]	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90

ارتوپروکسن

ده نقطه از ارتوپروکسن‌های موجود در نمونه هارزبورگیت تجزیه شد. فرمول ساختمانی ارتوپروکسن‌ها بر اساس ۴ کاتیون در برابر ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۳).

مقدار Fe^{2+} و Fe^{3+} با روش دروپ (Droop, 1987) محاسبه شده است.

ترکیب اعضای نهایی ارتوپروکسن‌ها بین $En_{86.022}Wo_{2.491}$ تا $Fs_{9.368}$ تا $En_{87.314}Wo_{6.719}Fs_{10.474}$ در نوسان است. عدد منیزیم ($Mg^{\#} = Mg/(Mg+Fe^{2+})$) این کانیها نیز ۰/۹۰ است

انستاتیت قرار می‌گیرند (شکل ۸). ترسیم عدد منیزیم در مقابل درصد وزنی Al_2O_3 در ارتوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده ارتباط آنها با پریدوتیت‌های آبیسال است (شکل ۹).

(جدول ۳). ویژگی بارز این ارتوپیروکسن‌ها میزان به نسبت بالای کروم در آنهاست ($Cr_2O_3=0.6-0.83$). ترکیب ارتوپیروکسن‌ها در نمودار En-Wo-Fs (Morimoto et al., 1988) نشان می‌دهد که تمامی نقاط آنالیز شده در محدوده

جدول ۲. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی کلینوپیروکسن‌ها در هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی

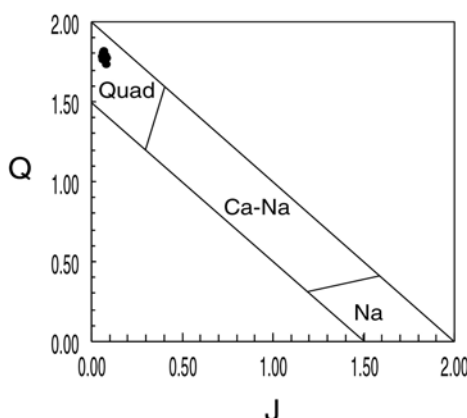
Table 2. Chemical composition and structural formula of clinopyroxenes in harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy

	M-140-cpx1	M-140-cpx2	M-140-cpx3	M-140-cpx4	M-140-cpx5	M-140-cpx6	M-140-cpx7	M-140-cpx8	M-140-cpx9	M-140-cpx10
SiO ₂	51.43	51.72	52.46	51.98	52.13	51.91	52.54	51.61	52.03	51.60
TiO ₂	0.15	0.15	0.16	0.18	0.15	0.16	0.16	0.17	0.17	0.19
Al ₂ O ₃	5.54	5.53	5.17	5.40	5.58	5.75	5.20	6.09	5.94	5.64
Cr ₂ O ₃	1.02	1.13	0.91	0.98	1.03	1.01	0.89	1.22	1.24	1.19
FeO	2.78	2.51	2.68	2.75	2.68	2.68	2.73	2.47	2.74	2.61
MnO	0.09	0.06	0.10	0.08	0.12	0.09	0.05	0.13	0.06	0.09
MgO	15.45	14.75	15.12	15.11	15.60	15.30	15.55	14.77	15.25	15.12
CaO	22.50	23.04	22.39	22.49	21.80	21.93	21.85	22.48	21.55	22.31
Na ₂ O	0.42	0.50	0.49	0.52	0.37	0.53	0.50	0.50	0.52	0.49
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
NiO	0.13	0.08	0.03	0.00	0.00	0.08	0.07	0.14	0.07	0.07
Total	99.53	99.46	99.51	99.49	99.48	99.48	99.56	99.57	99.55	99.29
Si	1.879	1.896	1.921	1.903	1.907	1.898	1.919	1.888	1.902	1.892
Ti	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005
Al	0.238	0.239	0.223	0.233	0.240	0.248	0.224	0.262	0.256	0.244
Cr	0.030	0.033	0.026	0.028	0.030	0.029	0.026	0.035	0.036	0.034
Fe ²⁺	0.085	0.077	0.082	0.084	0.082	0.082	0.083	0.076	0.084	0.080
Mn	0.003	0.002	0.003	0.002	0.004	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003
Mg	0.842	0.806	0.825	0.825	0.851	0.834	0.847	0.805	0.831	0.827
Ca	0.881	0.905	0.878	0.882	0.855	0.859	0.855	0.881	0.844	0.876
Na	0.030	0.035	0.034	0.037	0.027	0.038	0.036	0.036	0.037	0.035
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ni	0.008	0.005	0.002	0.000	0.000	0.004	0.004	0.008	0.004	0.004
Total	4.000	3.995	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Si	1.880	1.891	1.911	1.897	1.897	1.892	1.910	1.882	1.892	1.888
Al ^{iv}	0.120	0.109	0.089	0.103	0.103	0.108	0.090	0.118	0.108	0.112
Al ^{vi}	0.118	0.129	0.133	0.129	0.136	0.139	0.133	0.144	0.146	0.131
Fe ³⁺	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.030	0.033	0.026	0.028	0.030	0.029	0.026	0.035	0.036	0.034
Ti	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005
Fe ²⁺	0.082	0.077	0.082	0.084	0.082	0.082	0.083	0.076	0.084	0.080

ادامه جدول ۲. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی کلینوپیروکسن‌ها در هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی

Table 2 (Continued). Chemical composition and structural formula of clinopyroxenes in harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy

	M-140- cpx1	M-140- cpx2	M-140- cpx3	M-140- cpx4	M-140- cpx5	M-140- cpx6	M-140- cpx7	M-140- cpx8	M-140- cpx9	M-140- cpx10
Mn	0.003	0.002	0.003	0.002	0.004	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003
Mg	0.842	0.804	0.821	0.822	0.846	0.831	0.843	0.803	0.827	0.824
Ca	0.881	0.902	0.874	0.879	0.850	0.856	0.851	0.878	0.839	0.874
Na	0.030	0.035	0.034	0.037	0.026	0.038	0.035	0.035	0.036	0.035
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ni	0.008	0.005	0.002	0.000	0.000	0.004	0.004	0.008	0.004	0.004
Total	4.001	3.990	3.979	3.987	3.978	3.988	3.982	3.987	3.979	3.990
Wo	47.878	49.589	48.164	48.195	46.998	47.302	46.910	48.898	46.942	48.132
En	45.752	44.159	45.255	45.051	46.804	45.930	46.450	44.700	46.238	45.394
Fs	4.753	4.324	4.690	4.745	4.740	4.688	4.686	4.427	4.786	4.564
Ac	1.617	1.928	1.892	2.008	1.459	2.080	1.954	1.976	2.034	1.910
Mg [#]	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91



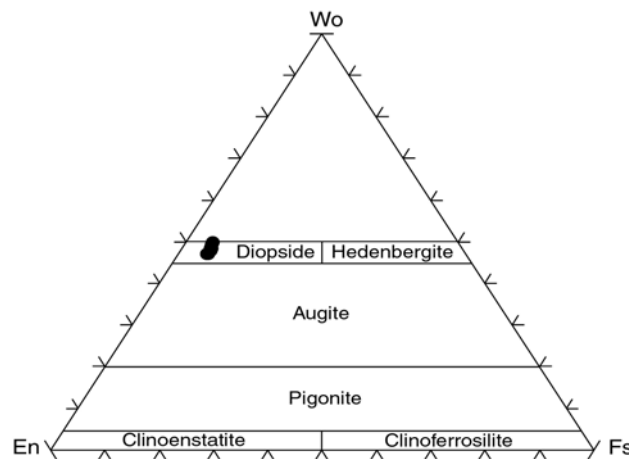
شکل ۴. تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌های هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی بر اساس مؤلفه‌های Q در مقابل J (Morimoto et al., 1988)

Fig. 4. Classification of clinopyroxenes of harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy based on Q versus J parameters (Morimoto et al., 1988)

اسپینل

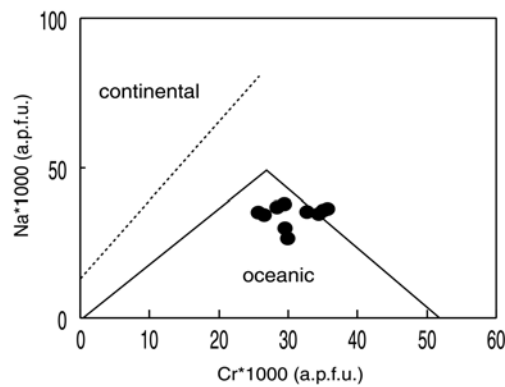
ترکیب اسپینل موجود در تکتونیت‌های گوشته بالایی کنترل بیشتری روی پتروژنز افیولیت‌ها دارد. عدد کروم اسپینل در پریدوتیت‌های آبیسال شاخص خوبی از درجه ذوب‌بخشی برای اسپینل پریدوتیت مشتق شده از گوشته است. اسپینل‌های با عدد کروم پایین پریدوتیت‌های کمتر تهی‌شده را نشان می‌دهند؛ در حالی‌که اسپینل‌های با عدد کروم بالا

پریدوتیت‌های تهی‌شده‌تر را مشخص می‌کنند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994). نتایج تجزیه مایکروپروپ کانی اسپینل موجود در هارزبورگیت‌های منطقه مورد بررسی در جدول ۴ ارائه شده است. فرمول ساختمانی اسپینل‌ها بر اساس ۳ کاتیون در برابر ۴ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۴).



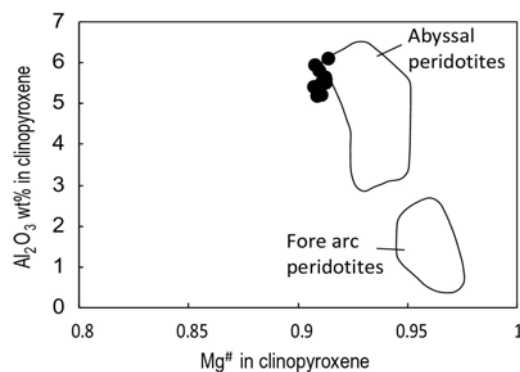
شکل ۵. ترکیب کلینوپیروکسن‌های هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی در نمودار En-Wo-Fs از موریموتو و همکاران (Morimoto et al., 1988)

Fig. 5. Composition of clinopyroxenes of harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy on En-Wo-Fs diagram (Morimoto et al., 1988)



شکل ۶. محتوای کروم در مقابل سدیم کلینوپیروکسن‌ها برای تأیید ماهیت اقیانوسی هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی (Kornprobst et al., 1981)

Fig. 6. Cr versus Na content of clinopyroxenes for confirmation of oceanic nature of harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy (Kornprobst et al., 1981)



شکل ۷. $Mg^{\#}$ در مقابل Al_2O_3 (درصد وزنی) کلینوپیروکسن‌های هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی. محدوده پریدوتیت‌های آبیسال از جانسون و همکاران (Johnson et al., 1990) و محدوده پریدوتیت‌های جلوی قوس از ایشی و همکاران (Ishii et al., 1992) است.

Fig. 7. $Mg^{\#}$ versus Al_2O_3 (Wt %) of clinopyroxenes of harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy. Abyssal peridotites field from Johnson et al., (1990) and Fore arc peridotites field from Ishii et al., (1992).

جدول ۳. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی ارتوپیروکسن‌ها در هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی

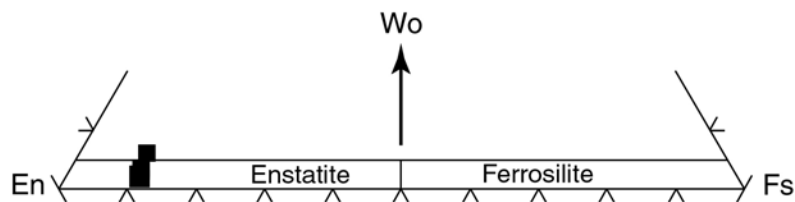
Table 3. Chemical composition and structural formula of orthopyroxenes in harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy

	M-140- opx1	M-140- opx2	M-140- opx3	M-140- opx4	M-140- opx5	M-140- opx6	M-140- opx7	M-140- opx8	M-140- opx9	M-140- opx10
SiO ₂	55.32	55.50	55.39	55.13	55.20	55.55	55.32	55.20	55.20	55.45
TiO ₂	0.05	0.03	0.03	0.07	0.05	0.05	0.05	0.06	0.08	0.04
Al ₂ O ₃	4.61	4.93	4.71	4.75	4.74	4.50	5.10	4.93	5.00	4.56
Cr ₂ O ₃	0.69	0.83	0.76	0.60	0.67	0.67	0.74	0.73	0.72	0.60
FeO	6.00	6.02	6.12	6.47	6.18	5.72	6.14	6.14	6.13	6.16
MnO	0.11	0.15	0.17	0.13	0.14	0.12	0.15	0.17	0.11	0.16
MgO	30.44	30.42	30.96	30.89	30.87	29.46	30.59	30.34	30.68	31.01
CaO	2.00	1.47	1.28	1.23	1.54	3.30	1.24	1.75	1.51	1.31
Na ₂ O	0.04	0.02	0.00	0.01	0.04	0.10	0.00	0.05	0.09	0.00
K ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.10	0.09	0.06	0.23	0.09	0.03	0.19	0.14	0.02	0.06
Total	99.40	99.47	99.48	99.54	99.51	99.51	99.52	99.52	99.55	99.36
Si	1.937	1.943	1.936	1.925	1.928	1.949	1.933	1.931	1.928	1.940
Ti	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Al	0.190	0.203	0.194	0.195	0.195	0.186	0.210	0.203	0.206	0.188
Cr	0.019	0.023	0.021	0.017	0.018	0.018	0.020	0.020	0.020	0.017
Fe ²⁺	0.176	0.176	0.179	0.189	0.180	0.168	0.179	0.180	0.179	0.180
Mn	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.003	0.005
Mg	1.589	1.588	1.613	1.608	1.607	1.541	1.594	1.582	1.598	1.617
Ca	0.075	0.055	0.048	0.046	0.058	0.124	0.046	0.066	0.057	0.049
Na	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.007	0.000	0.003	0.006	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.006	0.005	0.003	0.013	0.005	0.002	0.011	0.008	0.001	0.003
Total	4.000	3.995	4.000	3.987	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Si	1.925	1.926	1.922	1.917	1.918	1.933	1.919	1.919	1.915	1.927
Al ^{iv}	0.075	0.074	0.078	0.083	0.082	0.067	0.081	0.081	0.085	0.073
Al ^{vi}	0.114	0.127	0.115	0.111	0.112	0.118	0.128	0.121	0.120	0.114
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.019	0.023	0.021	0.017	0.018	0.018	0.020	0.020	0.020	0.017
Ti	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Fe ²⁺	0.176	0.176	0.179	0.189	0.180	0.168	0.179	0.180	0.179	0.180
Mn	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.003	0.004	0.005	0.003	0.005
Mg	1.579	1.573	1.602	1.601	1.599	1.529	1.582	1.572	1.587	1.607
Ca	0.075	0.055	0.048	0.046	0.057	0.123	0.046	0.065	0.056	0.049
Na	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.007	0.000	0.003	0.006	0.000
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.005	0.005	0.003	0.013	0.005	0.002	0.010	0.008	0.001	0.003

ادامه جدول ۳. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی ارتوپیروکسن‌ها در هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی

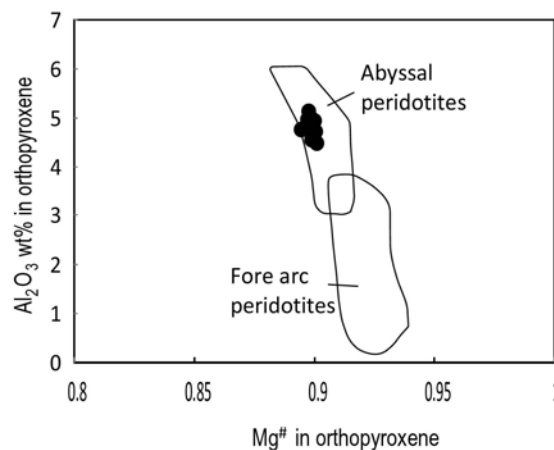
Table 3 (Continued). Chemical composition and structural formula of orthopyroxenes in harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy

	M-140- opx1	M-140- opx2	M-140- opx3	M-140- opx4	M-140- opx5	M-140- opx6	M-140- opx7	M-140- opx8	M-140- opx9	M-140- opx10
Total	3.976	3.966	3.973	3.984	3.980	3.970	3.972	3.976	3.975	3.975
Wo	4.069	3.021	2.594	2.491	3.104	6.720	2.545	3.578	3.075	2.650
En	86.021	86.922	87.378	87.003	86.747	83.550	87.314	86.130	86.659	87.305
Fs	9.751	9.986	10.024	10.473	10.017	9.368	10.140	10.107	9.947	10.045
Mg [#]	0.90	0.90	0.90	0.89	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90	0.90



شکل ۸. ترکیب ارتوپیروکسن‌های هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی در نمودار En-Wo-Fs از (Morimoto et al., 1988)

Fig. 8. Composition of orthopyroxenes of harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy on En-Wo-Fs diagram (Morimoto et al., 1988)



شکل ۹. Mg[#] در مقابل Al₂O₃ (درصد وزنی) ارتوپیروکسن‌های هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی. محدوده پریدوتیت‌های آبیسال از جانسون و همکاران (Johnson et al., 1990) و محدوده پریدوتیت‌های جلوی قوس از ایشی و همکاران (Ishii et al., 1992) است.

Fig. 9. Mg[#] versus Al₂O₃ (Wt %) of orthopyroxenes of harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy. Abyssal peridotites field from Johnson et al., (1990) and fore arc peridotites field from Ishii et al., (1992).

حالی که محتوی Al₂O₃ بین ۴۴/۰۰۹ تا ۴۹/۸۹۴ درصد وزنی تغییر می‌کند (جدول ۴). شکل ۱۰ ترسیم عدد کروم در مقابل عدد منیزیم برای اسپینل‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. اسپینل‌های مورد بررسی در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال واقع شده‌اند و نشان می‌دهند که پریدوتیت میزبان آنها

مقدار Fe²⁺ و Fe³⁺ با روش دروپ (Droop, 1987) محاسبه شده است. ترکیب اسپینل‌ها در هارزبورگیت‌های مورد بررسی، نشان می‌دهد که آنها از نوع آلومینیم بالا با عدد منیزیم و عدد کروم به ترتیب ۰/۶۷ - ۰/۷۲ و ۰/۱۹ - ۰/۲۶ بوده و محتوی TiO₂ آنها بین ۰/۰۱ - ۰/۱۱ درصد وزنی در نوسان است؛ در

بین ۱۰ تا ۱۵ درصد دچار ذوب‌بخشی شده است. همچنین ترسیم عدد کروم در مقابل TiO_2 (درصد وزنی) اسپینل‌های مورد بررسی را نشان می‌دهند که آنها به پریدوتیت‌های آبیسال متعلق هستند (شکل ۱۱).

جدول ۴. ترکیب شیمیایی و فرمول ساختمانی اسپینل‌ها در هارزبورگیت‌های کمپلکس دگرگونی شرقی خوی. داده‌ها از منصف و همکاران (Monsef et al., 2010)

Table 4. Chemical composition and structural formula of spinels in harzburgites from Eastern Metamorphic Complex of Khoy. Data from Monsef et al., (2010)

	GL-12	GL-12	G1	G1	G1	G1	G8
TiO ₂	0.04	0.08	0.11	0.05	0.03	0.01	0.08
Al ₂ O ₃	47.64	49.894	44.186	46.121	44.009	45.246	44.91
Cr ₂ O ₃	21.64	17.87	22.88	21.81	22.38	22.67	22.03
FeO	12.883	13.76	14.88	13.75	15.87	14.47	13.53
MnO	0.132	0.137	0.102	0.158	0.05	0.207	0.19
NiO	0	0	0	0	0	0	0.26
MgO	17.16	17.16	16.22	16.64	15.9	15.95	17.23
Total	99.50	98.90	98.38	98.53	98.24	98.55	98.23
Ti	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002
Al	1.535	1.601	1.461	1.509	1.460	1.491	1.473
Cr	0.468	0.385	0.507	0.479	0.498	0.501	0.485
Fe ³⁺	-0.004	0.011	0.027	0.010	0.041	0.008	0.039
Fe ²⁺	0.299	0.302	0.322	0.309	0.332	0.331	0.276
Mn	0.003	0.003	0.002	0.004	0.001	0.005	0.004
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006
Mg	0.699	0.696	0.678	0.689	0.667	0.665	0.715
Total	3	3	3	3	3	3	3
Mg [#]	0.70	0.70	0.68	0.69	0.67	0.67	0.72
Cr [#]	0.23	0.19	0.26	0.24	0.25	0.25	0.25

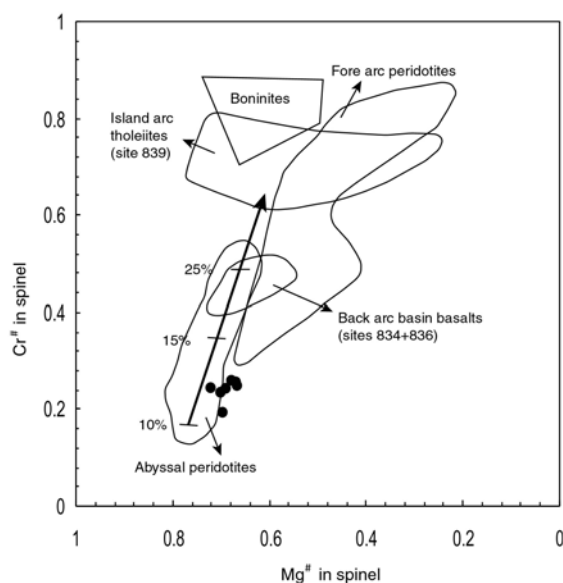
ذوب‌بخشی

وکلینوپیروکسن‌ها در مقابل عدد کروم اسپینل ترسیم شد (شکل ۱۲). با توجه به این‌که میزان ذوب‌بخشی و سرعت گسترش در اقیانوس آرام خیلی بیشتر از اقیانوس‌های اطلس و هند است، بنابراین پریدوتیت‌های مورد بررسی با پریدوتیت‌های مرجع از پشته شرقی آرام (EPR) و اقیانوس‌های هند و اطلس مقایسه شدند (Niu and Hekinian, 1997). شکل ۱۲ نشان می‌دهد که هارزبورگیت مورد بررسی در محدوده پریدوتیت‌های مربوط به اقیانوس‌های هند و اطلس قرار دارند. عدد کروم پایین و محتوای Al_2O_3 بالا در ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها، نشان‌دهنده میزان ذوب‌بخشی پایین‌تر از پریدوتیت‌های EPR است. بررسی ترکیب شیمیایی کانیهای باقی‌مانده پریدوتیت‌های EPR نشان داده است که این پریدوتیت‌ها باقی‌مانده بزرگتر مساوی

عدد کروم اسپینل نشانگر خوب درجه ذوب‌بخشی برای اسپینل پریدوتیت‌های گوشته‌ای هستند (Dick and Bullen, 1984). برای تخمین درجه ذوب‌بخشی، عددکروم در معادله اسپینل $F\% = 10Ln(Cr/Cr+Al)_{spinel} + 24$ (Hellebrand et al., 2001) استفاده شد. با استفاده از این معادله درجه ذوب‌بخشی برای اسپینل‌های موجود در هارزبورگیت مجموعه دگرگونی شرقی اقیولیت خوی ۷/۶ تا ۱۰/۴ درصد (متوسط ۹/۷ درصد) برآورد شد که با نتایج حاصل از بررسیهای فریدآزاد (Faridazad, 2010) بر اساس ژئوشیمی سنگ کل پریدوتیت‌های بالا هماهنگ است. برای بررسی رفتار Al و Cr در هارزبورگیت تجزیه شده، نمودارهای تغییرات برای Al_2O_3 در ارتوپیروکسن‌ها

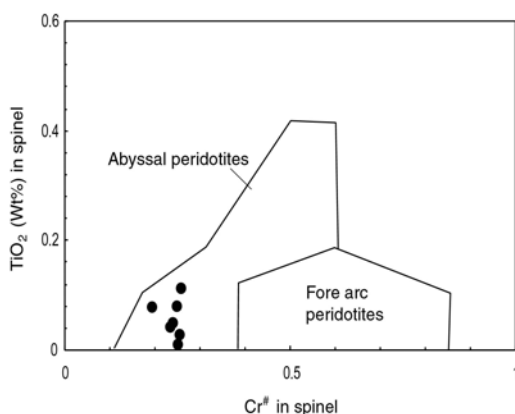
اطلس و هند هستند (شکل ۱۲). بنابراین میزان ذوب پایینی را نشان می‌دهند.

۲۵ درصد ذوب هستند (Niu and Hekinian, 1997). محتوای Al_2O_3 در ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها و عدد کروم اسپینل در هارزبورگیت مورد بررسی، مشابه اقیانوس‌های



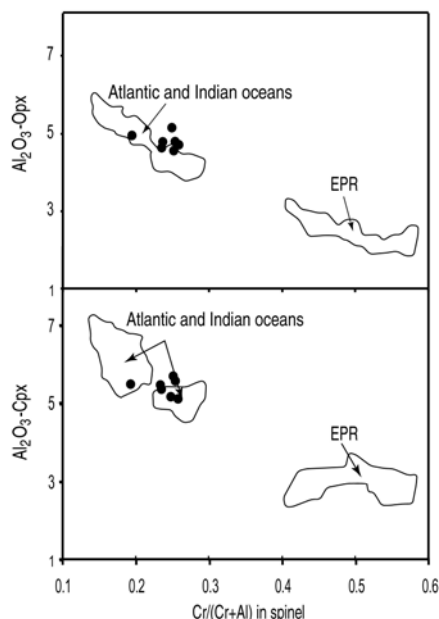
شکل ۱۰. نمودار عدد کروم در مقابل عدد منیزیم اسپینل‌ها در هارزبورگیت‌های کمپلکس دگرگونی شرقی خوی. محدوده‌های پریدوتیت آبیسال و بونینیت‌ها از آرای (Arai, 1994) گرفته شده است. محدوده پریدوتیت‌های جلوی قوس از ایشی و همکاران (Ishii et al., 1992) گرفته شده و محدوده تولیت‌های جزایر قوسی و بازالت‌های حوضه پشت قوس از آلن (Allan, 1994) گرفته شده است. فلش بزرگ، نشان‌دهنده درصد ذوب‌بخشی پریدوتیت میزبان است (Hirose and Kawamoto, 1995).

Fig. 10. $Cr^{\#}$ versus $Mg^{\#}$ diagram of spinels in harzburgites from Eastern Metamorphic Complex of Khoy. Abyssal peridotites and Boninites fields from Arai, (1994) and Fore arc peridotites field from Ishii et al., (1992) and Island arc tholeiites and Back arc basin basalts fields from Allan, (1994). The big arrow shows partial melting percentage of host peridotite from Hirose and Kawamoto, (1995).



شکل ۱۱. ترسیم عدد کروم اسپینل‌ها در مقابل TiO_2 در هارزبورگیت‌های کمپلکس دگرگونی شرقی خوی. محدوده پریدوتیت آبیسال از دیک و بولن و آرای (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994) گرفته شده است و محدوده پریدوتیت جلوی قوس از بلومر و هاوکینز، بلومر و فیشر و پارکینسون و پیرس (Ishii et al., Bloomer and Hawkins, 1983; Bloomer and Fisher, 1987; Parkinson and Pearce, 1998) گرفته شده است.

Fig. 11. $Cr^{\#}$ versus TiO_2 plot of spinels in harzburgites from Eastern Metamorphic Complex of Khoy. Abyssal peridotites field from Arai, (1994); Dick and Bullen, (1984) and Fore arc peridotites field from Bloomer and Hawkins, (1983); Bloomer and Fisher, (1987); Parkinson and Pearce, (1998) Ishii et al., (1992).



شکل ۱۲. عدد کروم اسپینل‌ها در مقابل محتوای Al_2O_3 ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌های هارزبورگیت‌های کمپلکس دگرگونی شرقی خوی. پریدوتیت‌های مرجع از اقیانوس‌های هند و اطلس و EPR (Niu and Hekinian, 1997)، برای مقایسه ارائه شده‌اند.

Fig. 12. $Cr^{\#}$ in spinels versus Al_2O_3 content of orthopyroxene and clinopyroxene of harzburgites from Eastern Metamorphic Complex of Khoy. Reference peridotites from Atlantic and Indian oceans and EPR (Niu and Hekinian, 1997) are provided for comparison.

به احتمال زیاد هارزبورگیت‌های گوشته‌ای کمپلکس دگرگونی شرقی خوی به یک محیط زمین‌ساختی پشت قوس سیالیک مرتبط باشد. با این حال، این نتیجه‌گیری به بررسی‌ها بیشتری نیاز دارد.

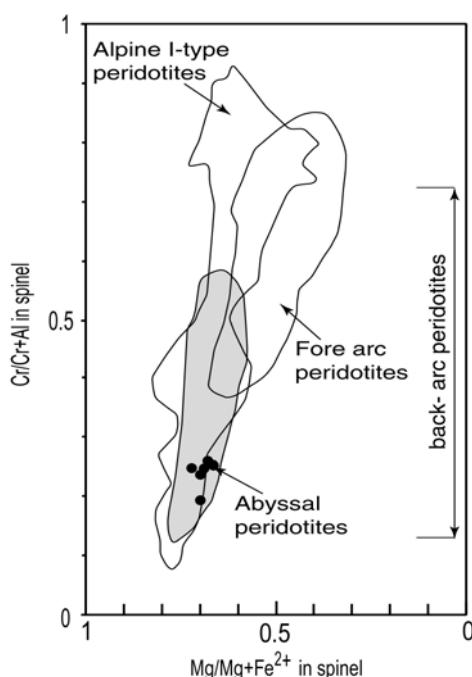
میزان گسترش

در پوسته اقیانوسی با گسترش شدیداً کند، پریدوتیت‌ها تغییرپذیری زیادی را در درجه ذوب‌بخشی نشان می‌دهند (Hellebrand et al., 2001). عموماً تغییرپذیری درجه ذوب‌بخشی با افزایش میزان گسترش کاهش می‌یابد. بر اساس مقادیر متوسط Al و Ca در MORB، حدود ۱۰ درصد ذوب، متناسب با میزان گسترش کند در یک انتهای طیف و ذوب حدود ۲۲ درصد متناسب با میزان گسترش سریع در انتهای دیگر طیف، تغییرات کلی میزان گسترش است (Kamenetsky et al., 2001; Niu and Batiza, 1991). میزان ذوب محاسبه شده برای هارزبورگیت مورد بررسی (۷/۶ - ۱۰/۴ درصد) بوده که به معنی میزان گسترش کم برای منطقه مورد بررسی است.

محیط زمین‌ساختی

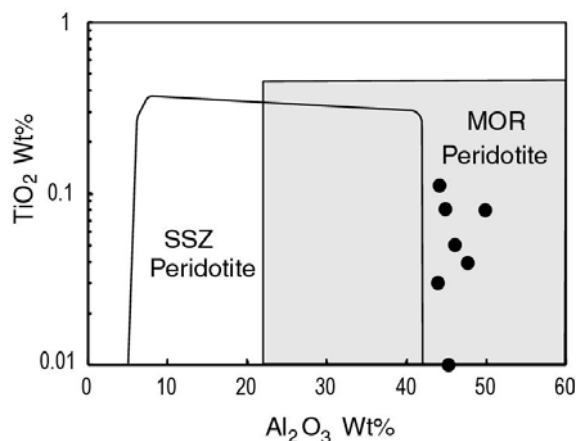
نمودار عدد کروم در مقابل عدد منیزیم می‌تواند برای ارتباط دادن پریدوتیت‌ها به پریدوتیت‌های آلپی تیپ I (Dick and Bullen, 1984)، پریدوتیت‌های عمیق و جلوی قوس (Tamura and Arai, 2006) و پریدوتیت‌های پشت قوس (Monnier et al., 1995) استفاده شود. در این نمودار اسپینل‌های بررسی شده، محیط زمین‌ساختی آلپی نوع I، آبیسال و پشت قوس را برای هارزبورگیت مورد بررسی نشان می‌دهند (شکل ۱۳).

کامنیتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001) پیشنهاد کردند که محتوای TiO_2 کروم اسپینل می‌تواند برای مشخص کردن پریدوتیت‌های تیپ مورب^۱ و منطقه بالای فرورانشی استفاده شود. نمودار محتوای Al_2O_3 در مقابل TiO_2 نشان می‌دهد که اسپینل‌های مورد بررسی در محدوده پریدوتیت‌های MOR واقع شده‌اند (شکل ۱۴). با این حال، با توجه به بررسی‌های فریدآزاد و منصف و همکاران (Monsef et al., 2010; Faridazad, 2010) که بخشی از پریدوتیت‌های گوشته‌ای کمپلکس شرقی خوی را به محیط زمین‌ساختی بالای فرورانشی مرتبط دانسته‌اند؛ می‌توان نتیجه‌گیری کرد که



شکل ۱۳. نمودار عدد کروم در مقابل عدد منیزیم اسپینل‌ها در هارزبورگیت‌های کمپلکس دگرگونی شرقی خوی. پریدوتیت‌های آلپی تیپ I از دیک و بولن (Dick and Bullen, 1984)، پریدوتیت‌های عمیق و جلو قوس از تامورا و آرای (Tamura and Arai, 2006) و پریدوتیت‌های پشت قوس از مانیر و همکاران (Monnier et al., 1995) است.

Fig. 13. Cr[#] versus Mg[#] diagram of spinels in harzburgites from Eastern Metamorphic Complex of Khoy. Alpine I-type peridotites from Dick and Bullen, (1984), Abyssal and Fore arc peridotites from Tamura and Arai, (2006) and back arc peridotites from Monnier et al., (1995).



شکل ۱۴. نمودار TiO₂ (درصد وزنی) در مقابل Al₂O₃ (درصد وزنی) در اسپینل‌ها برای شناسایی محیط زمین‌ساختی هارزبورگیت‌های کمپلکس دگرگونی شرقی خوی. محدوده‌های زون بالای فرورانش و پشته میان اقیانوسی از کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001)

Fig. 14. TiO₂ (Wt %) versus Al₂O₃ (Wt %) diagram of spinels for tectonic setting discrimination of harzburgites from Eastern Metamorphic Complex of Khoy. SSZ (Surpa-subduction zone) peridotites and MOR (mid ocean ridge) peridotites fields are from Kamenetsky et al., (2001)

تخمین دما و فشار

سنگها مورد استفاده قرار گرفت. برنامه رایانه‌ای PTMAFIC (Soto and Soto, 1995) برای حرارت‌سنجی ارتوپروکسن (تک پروکسن) (Witt-Eickschen and Seck, 1991)،

برای تخمین شرایط فشار- دمای تشکیل هارزبورگیت‌های مورد بررسی، ترکیب شیمیایی کانیهای تیره موجود در این

ترکیبی دارد که از فشارسنج‌های Al در ارتوپیروکسن‌ها (۲-۳ کیلو بار در ۵۰ درجه سانتی‌گراد) کمتر است. با استفاده از این کالیبراسیون و دماهای حاصل از دماسنج ارتوپیروکسن (Witt-Eickschen and Seck, 1991) فشار حدود $2/4 \pm$ کیلو بار برای تعادل کلینوپیروکسن و کانیه‌های همراه در هارزبورگیت‌های مورد بررسی به دست آمد. این فشار معادل با عمق حدود ۶۶ کیلومتری برای منطقه منشأ این سنگ‌هاست که با رخساره اسپینل لرزولیت گوشته هماهنگ است.

کلینوپیروکسن- اولیوین (Powell and Powell, 1974) و ارتوپیروکسن- کلینوپیروکسن (Wood and Banno, 1973) مورد استفاده قرار گرفت. دمای کلی حدود 100 ± 1100 درجه سانتی‌گراد برای مرحله تعادل این کانیه‌ها تخمین زده شد. جدول ۵ دماهای تخمینی را نشان می‌دهد. برای تخمین فشار، فشارسنج محتوای کروم در کلینوپیروکسن از (Nimis and Taylor, 2000) استفاده شد. این فشارسنج، وابستگی دمایی $1/2-2/4$ کیلو بار در ۵۰ درجه سانتی‌گراد متناسب با تغییرات

جدول ۵. ارزیابی دما و فشار هارزبورگیت کمپلکس دگرگونی شرقی خوی

Table 5. Estimated temperature and pressure of harzburgite from Eastern Metamorphic Complex of Khoy

Representative sample	Temperature (°C)			Pressure (Kbar)
	Al/Cr in orthopyroxene Witt-Eickschen and Seck, (1991)	clinopyroxene-olivine Powell and Powell, (1974)	Orthopyroxene-clinopyroxene Wood and Banno, (1973)	
M-140	1161	1014	1031	Cr content in clinopyroxene Nimis and Taylor, (2000) 22

نتیجه‌گیری

۳- محاسبه درجه ذوب‌بخشی برای هارزبورگیت مورد بررسی، با استفاده از شیمی اسپینل‌ها نشان داد که هارزبورگیت‌های مجموعه دگرگونی شرقی افیولیت خوی تحت تأثیر $7/6$ تا $10/4$ درصد (متوسط $9/7$ درصد) ذوب‌بخشی واقع شده‌اند که از این نظر با درجه ذوب‌بخشی در اقیانوس‌های هند و اطلس هماهنگی دارد.

۴- بررسی میزان گسترش نشان داد که این هارزبورگیت‌ها در منطقه با میزان گسترش کم به‌وجود آمده‌اند. محیط زمین‌ساختی آنها با پریدوتیت‌های MOR هماهنگی بیشتری دارد.

۵- بررسی‌های دما و فشارسنجی به‌منظور تخمین شرایط فشار- دمای تشکیل هارزبورگیت‌های مورد بررسی، دمای کلی حدود 100 ± 1100 درجه سانتی‌گراد و فشار حدود $2/4 \pm$ کیلو بار را برای تعادل کلینوپیروکسن و کانیه‌های همراه نشان داد که با رخساره اسپینل لرزولیت گوشته هماهنگ است.

۱- بر اساس بررسی‌های مینرال‌شیمی، هارزبورگیت مورد بررسی دارای اولیوین از نوع فورستریت، ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت و کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید است. ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها از کروم غنی هستند. غنی‌بودن ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها از کروم، نشان‌دهنده ذوب‌بخشی محدود پریدوتیت‌هاست. بررسی‌های مینرال‌شیمی ارتباط این هارزبورگیت‌ها را با محیط اقیانوسی نشان می‌دهد. همچنین اعداد منیزیم بالا در کانیه‌های بالا و درصد فورستریت بالا در اولیوین‌ها، نشان‌دهنده منشأ زمین‌ساختی این سنگ‌هاست.

۲- ترکیب اسپینل‌ها در هارزبورگیت مورد بررسی، نشان می‌دهد که از نوع آلومینیم بالا با عدد منیزیم و عدد کروم به ترتیب $0/67-0/72$ و $0/19-0/26$ است و از این نظر جزو اسپینل‌های تشکیل شده در پریدوتیت‌های آبیسال محسوب می‌شوند.

References

Allan, J.F., 1994. Cr-spinel in depleted basalts from the Lau basin back-arc: petrogenetic history from Mg-Fe crystal-liquid exchange.

In: J. Hawkins, L. Parson and J.F. Allan (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Texas, pp. 565-583.

- Arai, S., 1994. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(4): 279-293.
- Azizi, H., 2001. Petrography, petrology and geochemistry of metamorphic rocks of Khoy. Ph.D. Thesis, University of Tarbiat Moalem, Tehran, Iran, 253 pp. (in Persian with English abstract)
- Azizi, H., Moinvaziri, H., Mohajjel, M., and Yagobpoor, A., 2006. PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for cretaceous-tertiary continental collision. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(1): 1-9.
- Barker, A.J., 1990. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Chapman and Hall, London, 162 pp.
- Bloomer, S.H., and Fisher, R.L., 1987. Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga trench – a non-accreting plate boundary. *Journal of Geology*, 95(4): 469-495.
- Bloomer, S.H., and Hawkins, J.W., 1983. Gabbroic and ultramafic rocks from the Mariana trench: an island arc ophiolite. In: D.E. Hayes (Editor), *The Tectonics and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*. American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 294-317.
- Bonatti, E., and Michael, P.J., 1989. Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 91(3-4): 297-311.
- Boudier, F., Nicolas, A., and Bouchez, J.L., 1982. Kinematics of oceanic thrusting and subduction from basal section of ophiolites. *Nature*, 296(5860): 825-828.
- 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(1): 54-76.
- Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51(361): 431-435.
- Faridzad, M., 2010. Petrology and petrography of metamorphosed ultramafic and mafic rocks in the Khoy ophiolitic complex (NW Iran). Ph.D. Thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran, 215 pp. (in Persian with English abstract)
- Hassanipak, A., and Ghazi, M., 2000. Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, North West Iran: implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18(1): 109-121.
- 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(6829): 677-681.
- Hirose, K., and Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1GPa: The effect of H_2O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and planetary Science letters*, 133(3-4): 463-473.
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric Serpentinite Seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana fore arc, leg 125. In: P. Fryer, J. Pearce and L.B. Stokking (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Project, Leg 125*. Scientific Results, Texas, pp. 445-485.
- Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B., and Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95(B3): 2661-2678.
- Kamenetsky, V., 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(4): 655-671.
- Kananian, A., Ataei, M., Mirmohammadi, M., and Emamalipour, A., 2010. Petrography, mineral chemistry and genesis of Aland and Gheshlagh Chromite deposits, Khoy ophiolite (NW of Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(3): 369-380. (in Persian with English abstract)
- Khalatbari-jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., cotton, J., and Emami, H., 2004. New geological, geochronological and geochemical investigation on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(4): 507-535.
- Khalatbari-jafari, M., Juteau, T., and Cotton, J., 2006. Petrological and geochemical study of the late cretaceous ophiolite of Khoy (NW Iran), and related geological formations.

- Journal of Asian Earth Sciences, 27(4): 465-502.
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, M., 1981. Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminant between subcontinental and sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 241-254.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(1-2): 277-279.
- Miyashiro, A., 1975. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, 83(2): 249-281.
- Monnier, C., Girardeau, J., Maury, R., and Cotton, J., 1995. Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia). *Geology*, 23(9): 851-854.
- Monsef, I., Rahgoshay, M., Mohajjel, M., and Shafaii Moghadam, H., 2010. Peridotites from the Khoy Ophiolitic Complex, NW Iran: Evidence of mantle dynamics in a supra-subduction-zone context. *Journal of Asian Earth Sciences*, 38(3-4): 105-120.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, D., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73(1-2): 1123-1133.
- Nimis, P., and Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5): 541-554.
- Niu, Y., and Batiza, R., 1991. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting. *Journal of Geophysical Research*, 96(B13): 21753-21777.
- Niu, Y., and Hekinian, R., 1997. Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, 385(6614): 326-329.
- Parkinson, I.J., and Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Fore arc (ODP Leg125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39(9): 1577-1618.
- Passagno, E.A., Ghazi, M., Kariminia, M., Duncan, R.A., and Hassanipak, A.A., 2005. Tectonostratigraphy of the Khoy Complex, northwestern Iran. *Stratigraphy*, 1(2): 49-63.
- Passchier, C.W., and Trow, R.A., 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 289 pp.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Powell, M. and Powell, R., 1974. An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 48(4): 249-263.
- Radfar, J., and Amini, B., 1999. Geological Map of Khoy, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Richard, L.R., 1995. MinPet: Mineralogical and Petrological Data Processing System, Version 2.02. MinPet Geological Software, Québec.
- Soto, J.I., and Soto, V.M., 1995. PTMAFIC: software package for thermometry, barometry and activity calculations in mafic rocks using IBM-compatible computer. *Computers and Geosciences*, 21(5): 619-652.
- Tamura, A., and Arai, S., 2006. Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos*, 90(1-2): 43-56.
- Witt-Eickschen, G., Seck, H.A., 1991. Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106 (4): 431- 439.
- Wood, B.J. and Banno, S., 1973. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(2): 109-124.



Mineral chemistry and geothermobarometry of mantle harzburgites in the Eastern Metamorphic Complex of Khoy ophiolite -NW Iran

Morovvat Faridazad*

Mining Engineering Faculty, Sahand University of Technology, Tabriz, Iran

Submitted: Aug. 02, 2014

Accepted: Aug. 15, 2015

Keywords: *Harzburgite, Mineral chemistry, Partial melting, Geothermobarometry, Khoy ophiolite*

Introduction

Khoy ophiolite at the global scale is in the middle part of the Alp-Himalaya orogenic belt and it is extended over 3900 Km² which indicates remnant Neotethys oceanic lithosphere in the Mesozoic era (Kananian et al., 2010). In this paper, in addition to a review of previous investigations about Khoy ophiolite, we will try to determine the nature and kind of minerals, origin and partial melting rate as well as the equilibrium pressure and temperature of harzburgites from the Eastern Metamorphic Complex of Khoy ophiolite.

Materials and methods

Thin sections microscopy studies were carried out following field investigations. EPMA analysis was carried out with using a Superprobe JEOL, JXA 8200 Microprobe unit at the state of WDS and under condition of 15kv accelerating voltage, 10nA current beam, 1μm beam diameter and collection of natural and synthetic standards for calibration.

Results

The study area is located at the NW of Iran and north of the Khoy city in the west Azarbaijan province. This area is part of the ophiolitic complex of NW Iran and belongs to its Eastern Metamorphic Complex. This metamorphic zone has large tectonically segments of the metamorphic ophiolites which mainly include serpentized peridotites with associated metagabbros. There are three types of peridotitic rocks in this area which are: Lherzolites, harzburgites and dunites. Lherzolites are

composed of olivine (60-70%), orthopyroxene (10-30%) and clinopyroxene (~10-20%) with minor amounts (~2%) of Cr-spinel mineral. Harzburgites are composed of olivine (70-80%), orthopyroxene (10-20%) and clinopyroxene (~5%) with minor amounts (~2%) of Cr-spinel mineral. Dunites are composed of olivine (90-95%), orthopyroxene (5-10%) with minor amounts (~1-2%) of Cr-spinel mineral. Composition range of olivines is between Fo_{89.46} Fa_{10.37} to Fo_{89.86} Fa_{10.0} as well as NiO content range is 0.18-0.46 (wt %). The calculated Mg[#] of olivines is 0.90 and the composition of olivines in Fo-Fa diagram is plotted in forsterite field. The end-members composition of clinopyroxenes is between En_{44.159} Wo_{46.910} Fs_{4.323} Ac_{1.459} to En_{46.803} Wo_{49.589} Fs_{4.786} Ac_{2.081}. The calculated Mg[#] of clinopyroxenes is 0.91. The composition of clinopyroxenes in En-Wo-Fs (Morimoto et al., 1988) diagram is plotted on a diopside field. The plot of clinopyroxenes on Na versus Cr diagram (Kornprobst et al., 1981) indicates that the studied harzburgites are formed in the oceanic setting. Moreover, the Mg[#] versus Al₂O₃ in the clinopyroxenes is an indication of their relation to the Abyssal peridotites (Johnson et al., 1990). The end-members composition of orthopyroxenes is between En_{86.022} Wo_{2.491} Fs_{9.368} to En_{87.314} Wo_{6.719} Fs_{10.474}. The calculated Mg[#] of orthopyroxenes is 0.90. The composition of orthopyroxenes in En-Wo-Fs diagram is plotted on an enstatite field. The plot of orthopyroxenes on Mg[#] versus Al₂O₃ diagram indicates their relation to Abyssal peridotites (Johnson et al., 1990). Compositions of spinels in the studied harzburgites indicates that they are high-Al type with Mg[#] and Cr[#] 0.67-0.72 and 0.19-0.26, respectively. Their TiO₂ content

*Corresponding authors Email: faridazad@sut.ac.ir

are 0.01-0.11(Wt %) and Al_2O_3 content are 44.009-49.894 (Wt %). In $\text{Cr}^\#$ versus $\text{Mg}^\#$ diagram, spinels are plotted on the Abyssal peridotites field and indicate that the host peridotite has experienced 10-15% partial melting. In addition, using the equation $F\% = 10 \ln (\text{Cr}/\text{Cr} + \text{Al})_{\text{spinel}+24}$ (Hellebrand et al., 2001) 7.6-10.4 (average 9.7%), the partial melting degree was obtained that means a slow spreading rate for the study area. Using the $\text{Cr}^\#$ versus $\text{Mg}^\#$ diagram, alpine I-type, abyssal and back arc setting for the studied harzburgites are determined. PTMAFIC Software (Soto and Soto, 1995) is used for orthopyroxene (single pyroxene), clinopyroxene-olivine, and orthopyroxene-clinopyroxene thermometry. Based on these thermometers, overall temperatures of 1100 ± 100 °C are estimated for the equilibrium stage of the minerals. For pressure estimation, the Cr content in clinopyroxene (Nimis and Taylor, 2000) barometer is used. Using this calibration and temperatures from single pyroxene thermometer a pressure of $\sim 22 \pm 2.4$ Kbar for equilibrium clinopyroxene and associated minerals in the studied harzburgites was estimated.

Discussion

Mineral chemistry studies indicate that these harzburgites may be related to oceanic settings. Moreover, the high $\text{Mg}^\#$ in orthopyroxenes and clinopyroxenes and the high Fo% in olivines are indications of their tectonite origin. Calculation of partial melting degree using spinels compositions indicate that they are experienced 7.6-10.4 partial melting. In this regard, they are consistent with the partial melting degree in the Atlantic and Indian oceans. The spreading rate studies indicate that harzburgites are produced in the region with slow spreading rate. Their tectonic setting is more consistent with MOR peridotites. Based on geothermobarometry studies an overall $\sim 1100 \pm 100$ °C temperature and $\sim 22 \pm 2.4$ Kbar pressure are estimated which are consistent with mantle spinel lherzolite facies.

Acknowledgements

The author would like to thank the reviewers for the constructive comments which greatly contributed to the improvement of the manuscript.

References

- 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(6829): 677-681.
- Johnson, K.T.M., Dick, H.J.B., and Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95(B3): 2661-2678.
- Kanianian, A., Ataei, M., Mirmohammadi, M., and Emamalipour, A., 2010. Petrography, mineral chemistry and genesis of Aland and Gheshlagh Chromite deposits, Khoy ophiolite (NW of Iran). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 18(3): 369-380. (in Persian with English abstract)
- Kornprobst, J., Ohnenstetter, D., Ohnenstetter, M., Ohnenstetter, M., 1981. Na and Cr contents in Cpx from peridotites: a possible discriminant between subcontinental and sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 241-254.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., and Gottardi, D., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73(1-2): 1123-1133.
- Nimis, P., and Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5): 541-554.
- Soto, J.I., and Soto, V.M., 1995. PTMAFIC: software package for thermometry, barometry and activity calculations in mafic rocks using IBM-compatible computer. *Computers and Geosciences*, 21(5): 619-652.