



مقاله پژوهشی

کانی‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی نهبندان، شرق ایران

حمید کریم‌زاده^{۱*}، محمد رهگشای^۱ و ایمان منصف^۲

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

(۲) دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه، زنجان، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۰۹/۱۱، پذیرش: ۱۳۹۸/۰۱/۱۸

چکیده

پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی نهبندان در مناطق کلاته شاهپوری، قدمگاه و ناسفنده کوه در پهنه جوش خورده سیستان قرار دارند. از لحاظ سنگ‌نگاری، این پریدوتیت‌ها از نوع هارزبورژیت و لرزولیت هستند. از دیدگاه کانی‌شناسی، هارزبورژیت‌ها از کانی‌های اصلی الیون نوع فورستریت، ارتوپروکسن نوع انستاتیت همراه با کانی فرعی کروم اسپینل نوع کروم بالا هستند. لرزولیت‌ها حاوی کانی‌های اصلی الیون نوع فورستریت، ارتوپروکسن نوع انستاتیت تا برونزیت، کلینوپروکسن نوع دیوپسید و کانی فرعی کروم اسپینل از نوع آلومینیم متوسط تا بالا هستند. هارزبورژیت‌ها با درجه بالای تهی‌شدگی از نوع پریدوتیت‌های منطقه فرافورانشی بوده که حاصل از باقی‌مانده ذوب و درجات بالای ذوب‌بخشی (۲۰ درصد) هستند. در مقابل لرزولیت‌ها با درجه پایین تهی‌شدگی از نوع پریدوتیت‌های میان‌اقیانوسی بوده و در اثر درجات پایین ذوب‌بخشی (۵ درصد) احتمالاً در نتیجه باروری دوباره سنگ‌های هارزبورژیتی با مذاب‌های میان‌اقیانوسی و یا تله‌های باقی‌مانده در لیتوسفر هارزبورژیتی به وجود آمده‌اند. همین‌طور لرزولیت‌هایی وجود دارند که درجه ذوب‌بخشی ۱۱ درصد را نشان می‌دهند و حالت حدواسط دارند؛ بنابراین، با توجه به بررسی‌های کانی‌شناختی، سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و پتروژنز، پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نهبندان را می‌توان به‌طور کلی در سه گروه هارزبورژیت‌های کروم بالا، لرزولیت‌های آلومینیم بالا و لرزولیت‌های مناطق گذار تقسیم‌بندی کرد که در اولویت‌بندی برای اکتشاف کانسارهای کرومیتی، مناطق فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نتوتیس به زیر پهنه سیستان در طی زمان کرتاسه بالایی تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی، ژئوشیمی، پتروژنز، پریدوتیت گوشته‌ای، افیولیت نهبندان، شرق ایران

مقدمه

ویژگی‌های ساختاری، ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی متغیر در

کمرند کوه‌زایی آلپ-همیالیا دیده می‌شوند که افیولیت‌های

افیولیت‌ها به‌عنوان مجموعه‌ای از سنگ‌های اقیانوسی با

شده است. این زون اکنون تشکیل دهنده نوار کواستانی بین بلوک لوت در غرب و بلوک افغان در شرق است که دارای طول حدود ۸۰۰ کیلومتر در امتداد شمال-جنوب و عرض ۲۰۰ کیلومتر است. حد غربی بلوک افغان (حد شرقی زمین درز سیستان) از روی سنگ آهک‌های اریتلین دار به سن آپسین-آلبین مشخص می‌شود که این سنگ‌ها در زون جوش خورده سیستان حضور ندارند. سنگ آهک‌های یادشده به صورت ناپیوسته بر روی یک دسته سنگ‌های دگرگونی با سن نامشخص قرار گرفته‌اند (Tirrul et al., 1983). حدفاصل بین زون سیستان و حد شمال شرقی بلوک لوت در عرض 32° شمالی توسط زون گسلی پرشیبی مشخص می‌شود که شیست‌های پلیتی ژوراسیک را از افیولیت‌های انتهایی کرتاسه و سنگ‌های جوان‌تر شمال شرقی جدا می‌کند (Hamzhepour, 1975).

در منطقه کلاته شاپوری سرپانتینی شدن هارزبوژیت‌ها، محیط را برای تشکیل لیستونیت‌ها مهیا کرده است. بر روی لیستونیت‌ها نیز آهک‌های ائوسن قرار گرفته‌اند و از پایین توسط گابروها محدود می‌شوند (شکل ۲-۱). در امتداد این هارزبوژیت‌ها، پریدوتیت‌ها از نوع لرزولیتی هستند که به منطقه قدمگاه ختم می‌شوند (شکل ۲-۱). در منطقه ناسفنده کوه نیز پریدوتیت‌ها از نوع لرزولیت هستند که در جاهایی به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. در بعضی موارد منطقه گذار بین لرزولیت و سرپانتینیت مشخص است (شکل ۲-۱).

روش مطالعه

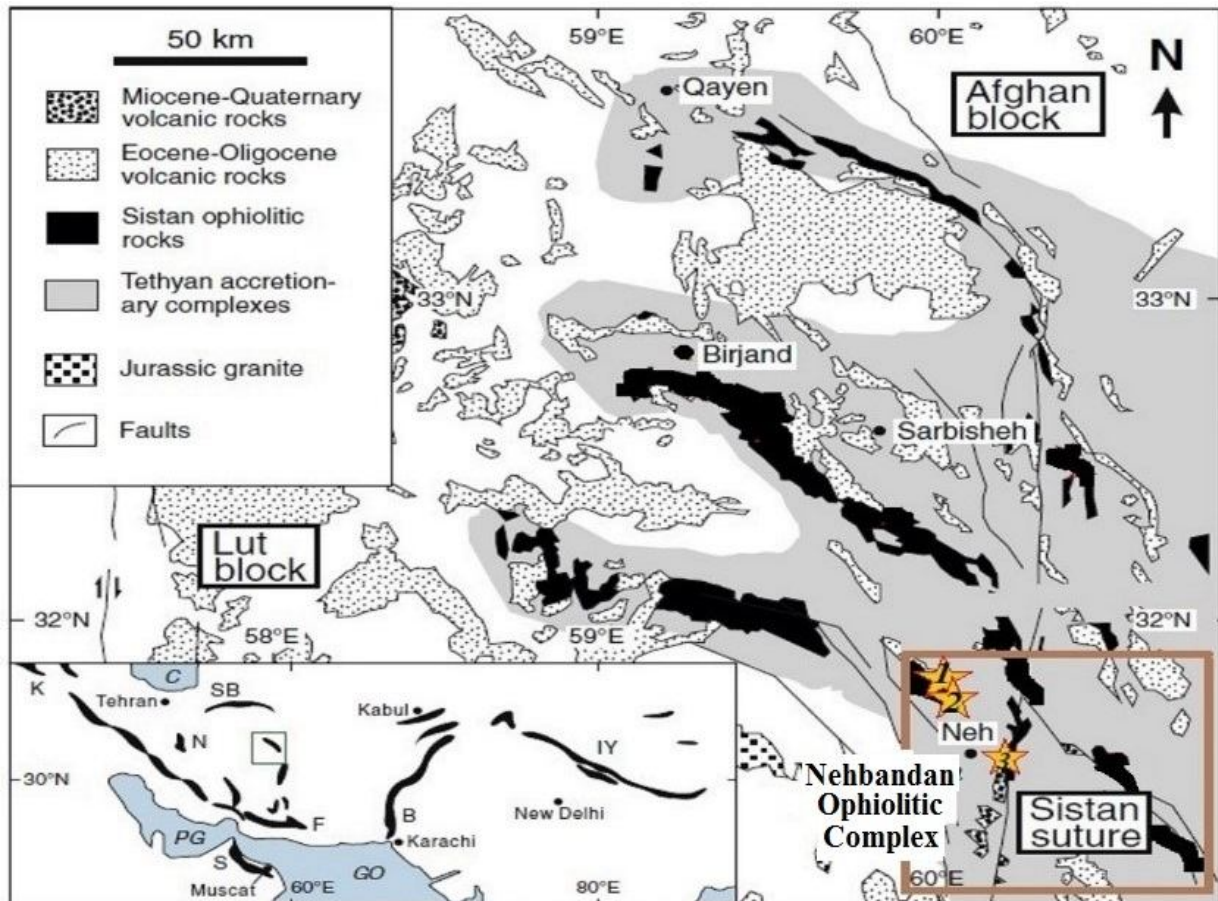
در این پژوهش برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌نگاری از نمونه‌ها، مقاطع نازک و صیقلی تهیه شد. مقاطع نازک تهیه‌شده از نمونه‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان OLYMPUS مدل BH-2 و مقاطع صیقلی توسط میکروسکوپ انعکاسی OLYMPUS مدل BX-60 بررسی شدند. بررسی شیمی کانی‌ها با استفاده از دستگاه مایکروپروب مدل CAMECA SX100 که با ولتاژ ۱۵ kV و جریان اشعه ۲۰ nA با زمان‌های شمارش ۱۰ تا ۳۰ ثانیه عمل می‌کند، در

ایران نیز بخشی از این کمربند کوه‌زایی هستند (شکل ۱). در بین افیولیت‌های ایران، افیولیت‌های نهندان در شرق ایران از اهمیت زیادی برخوردار هستند. گستره‌های مورد بررسی در نزدیکی شهر نهندان قرار دارند؛ به طوری که پریدوتیت کلاته شاپوری به مختصات جغرافیایی $31^{\circ} 42' 25''$ طول شرقی و $59^{\circ} 56' 06''$ عرض شمالی و پریدوتیت قدمگاه به مختصات $31^{\circ} 40' 41''$ عرض شمالی که در حدود ۳۰ کیلومتری شمال غرب شهر نهندان نزدیک روستای چهار فرسخ قرار دارند. سومین محدوده پریدوتیت، در بین ناسفنده کوه و روستای خوانشرف قرار دارد که دارای مختصات جغرافیایی $60^{\circ} 09' 48''$ طول شرقی و $31^{\circ} 34' 49''$ عرض شمالی است و در ۱۰ کیلومتری شرق شهر نهندان قرار دارد (شکل ۱). توالی کامل افیولیت نهندان شامل توالی پوسته‌ای گابرو، دیاباز و بازالت و توالی پریدوتیت‌های گوشته‌ای هستند. بررسی‌های اولیه شرق ایران به‌طور جدی توسط تیرو و همکاران (Tirrul et al., 1983) انجام شده است. گستره‌های مورد بررسی این پژوهش در بخش شمال شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زابل (Alavi, 1990) قرار گرفته‌اند. همین‌طور این مناطق در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نهندان (Tirrul et al., 1989) و ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار فرسخ (Hamzhepour, 1975) قرار می‌گیرند. بررسی‌های ژئوشیمیایی و پتروژنز پریدوتیت‌های شمال شرق نهندان، توسط دلآوری و همکاران (Delavari et al., 2009) انجام شده است. آخرین بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی شرق و شمال شرق مجموعه افیولیت‌های نهندان توسط ساکانی و همکاران (Saccani et al., 2010) انجام شده است. هدف اصلی این پژوهش، بررسی پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی نهندان است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

ناحیه شرق ایران به اسامی مختلفی چون زون نهندان-خاش (Nabavi, 1976)، زون زابل-بلوچ (Berberian and King, 1981)، زون جوش خورده سیستان یا زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) و کوه‌های خاور ایران (Alavi, 1991) نامیده

مرکز میکروسوند دانشگاه تولوز فرانسه انجام شد. در محاسبه مقدار Fe^{3+} برای دسترسی به فرمول ساختاری کانی‌ها نیز از استوکیومتری کانی‌ها استفاده شده است (Droop, 1987).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی شرق ایران، مجموعه افیولیتی نه‌بندان و مناطق مورد بررسی ۱: کلاته شاهپوری ۲: قدمگاه ۳: ناسفنده کوه (Zarrinkoub, et al., 2012). (Neh: نه‌بندان، B: بلا، IY: ایندو-یارلونغ، K: خوی، N: نیریز، S: اسماعیل، SB: سبزوار)

Fig. 1. Geological map of eastern Iran, Nehbandan Ophiolitic Complex, and geological setting, 1: Kalateh-Shahpori 2: Qadam-gah 3: Nasfandeh Kuh. (Zarrinkoub et al., 2012). (Neh: Nehbandan, B: Bela, IY: Indus-Yarlung, K: Khoy, N: Neyriz, S: Semail, SB: Sabzevar)

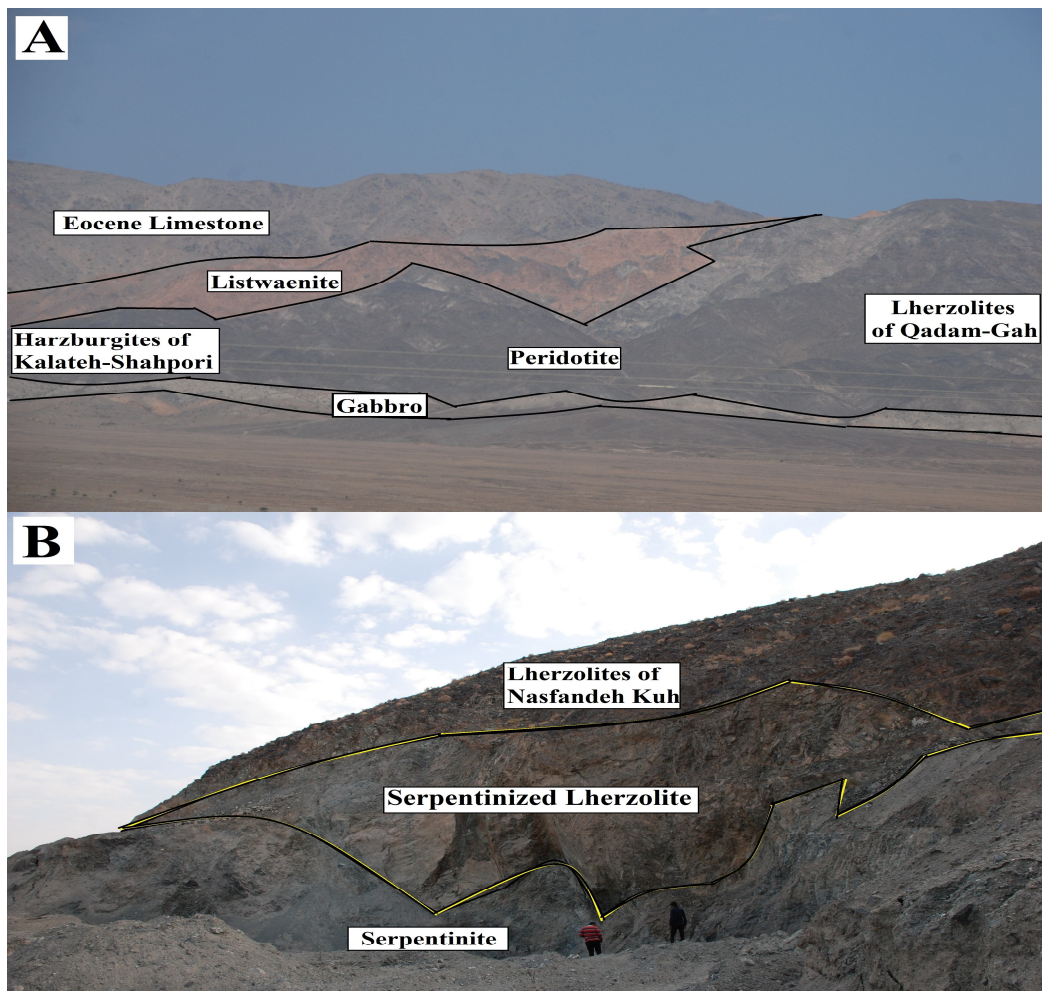
هارزبورژیت و مناطق قدمگاه و ناسفنده کوه از نوع لرزولیت هستند. پریدوتیت‌های قدمگاه از نظر آنالیز مدال با فاصله خیلی کمی در محدوده لرزولیت قرار می‌گیرد (شکل ۳). برخی پژوهشگران ترجیح می‌دهند برای این نوع سنگ‌ها از عنوان هارزبورژیت غنی از کلینوپیروکسن و یا کلینوپیروکسن-هارزبورژیت استفاده کنند (Godard et al, 2000)؛ اما در این پژوهش، برای این نوع سنگ‌ها از نام لرزولیت استفاده شده

بحث و بررسی سنگ‌نگاری

در مجموعه افیولیتی نه‌بندان تکنوایت‌های گوشته‌ای شامل هارزبورژیت و لرزولیت است. آنالیز مدال نمونه‌های میکروسکوپی بر اساس روش اشتریک‌ایزن و لابس (Streckeisen, 1979; Le bas, 2000) در منطقه مورد بررسی نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های کلاته شاهپوری از نوع

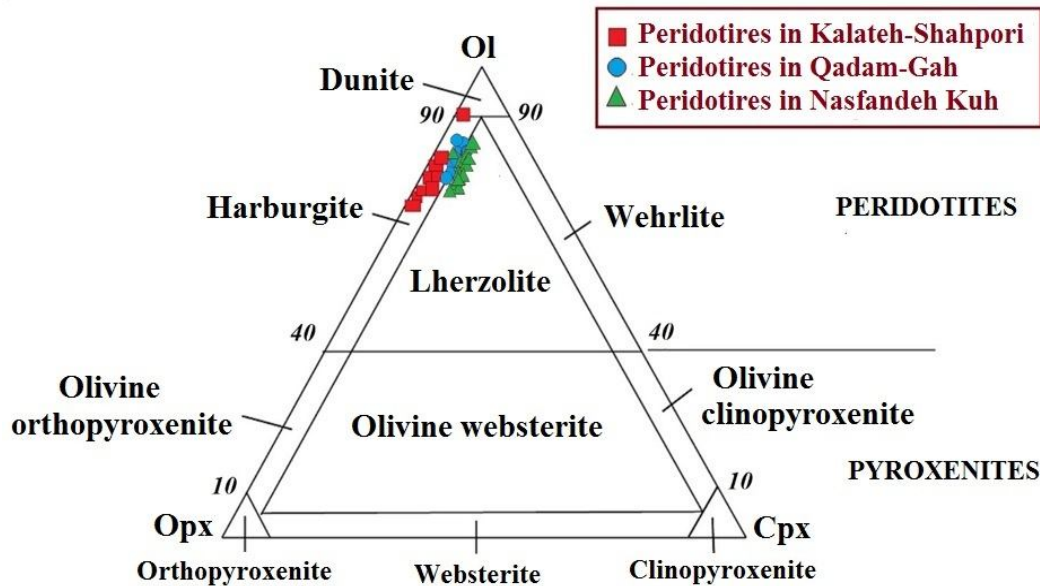
وجود دارد که شاخصی معمول در پریدوتیت‌های افیولیتی است (شکل ۴-E). چنین بافتی حاصل فشار جریانات گوشته داغ آستونسفری در زیر پشته‌های میان‌اقیانوسی است (Coleman, 1977). همچنین وجود دونیت در میان هارزبورژیت می‌تواند یکی از معیارهای مهم زمین‌شناسی در پی‌جویی پهنه‌های حاوی کانی‌سازی کرومیت باشد (Masoudi and Imamalipour, 2019)؛ ولی در افیولیت‌های نه‌بندان دونیت عمومیت ندارد.

است. به طور کلی در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان میزان الیوین بین ۷۰ تا ۸۹ درصد، ارتوپیروکسن ۱۰ تا ۳۰ درصد و کلینوپیروکسن از کمتر از ۱ درصد حجمی، در هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری تا ۸ درصد حجمی، در لرزولیت‌های ناسفنده کوه تغییر می‌کند. لرزولیت‌های قدمگاه نیز در حدواسط قرار دارند و حدود ۶ درصد حجمی کلینوپیروکسن دارند (شکل ۳). کروم-اسپینل فازی فرعی است که در بیشتر نمونه‌ها حضور داشته و مقدار حجمی آن معمولاً کمتر از ۳ درصد است. بافت یا ریزساختار پورفیرو کلاستیک تک‌نویاتی در بیشتر نمونه‌ها



شکل ۲. A: تصویر صحرایی از هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری (چپ) و لرزولیت‌های قدمگاه (راست) رو به شمال شرقی و B: تصویر صحرایی از لرزولیت‌های ناسفنده‌کوه و مرز آنها با لرزولیت‌های سرپانتینی‌شده و سرپانتینیت‌ها، رو به جنوب

Fig. 2. A: Field image of the Kalateh-Shahpori harzburgites (left) and the Qadam-Gah lherzolites (right), towards northeast, and B: Field image of the Nasfandeh Kuh Lherzolites and their boundary with serpentinized lherzolites and serpentinites, towards South.



شکل ۳. مثلث اشتريکایزن و لابیاس (Streckeisen, 1979; Le bas, 2000) برای طبقه‌بندی سنگ‌های اولترامافیک، بر اساس آنالیز مدال، پریدوتیت‌های منطقه مورد بررسی کلاته شاهپوری، قدمگاه و ناسفنده‌کوه نشان‌داده شده است.

Fig. 3. Streckeisen and Le bas triangular plot for the classification of ultramafic rocks, showing modal composition of Kalateh-Shahpori, Qadam-Gah and Nasfandeh Kuh peridotites selected for this study (Streckeisen, 1979; Le bas, 2000).

هارزبورژیت

هارزبورژیت‌ها بیشترین حجم پریدوتیت‌های گوشته افیولیتی نهندان را به خود اختصاص داده‌اند. هارزبورژیت با رنگ سبز تیره که از الیون‌های ریزدانه و بلورهای زرد براق ارتوپیروکسن تشکیل شده است، دیده می‌شود.

تشخیص بافت اولیه موجود در این سنگ‌ها به دلیل شدت سرپانتینی شدن، چندان کار ساده‌ای نیست؛ ولی معمولاً بافت‌های گرانو کلاستیک و پورفیرو کلاستیک وجود دارند. هارزبورژیت‌ها از الیون و ارتوپیروکسن و کانی‌های فرعی کلینوپیروکسن و اسپینل کروم‌دار که در اغلب موارد به صورت بخشی مگنتیتی هستند، تشکیل شده‌اند. آنالیز شیمیایی در جدول‌های ۳ و ۴ نشان می‌دهند که در هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری الیون از نوع فورستریت (FO_{91}) است که حدود ۶۷ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده است. ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت ($En_{90}Fs_9$) بوده که فراوانی آن حدود ۳۰ درصد حجمی است (شکل ۳).

ارتوپیروکسن‌ها در هارزبورژیت‌ها درشت‌بلور هستند (شکل ۴-۴). اغلب نمونه‌های هارزبورژیتی دارای انستاتیت بزرگ‌دانه هستند که اغلب با کینک باند همراهند و به وسیله الیون‌های ریزدانه احاطه شده‌اند (شکل ۴-۴). اسپینل‌ها به عنوان کانی فرعی در هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری حضور دارند و بر مبنای جدول‌های ۱ و ۲ از نوع کروم-اسپینل هستند (شکل ۵-۵). کروم-اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها دارای Cr بالا نسبت به لرزولیت‌های قدمگاه و ناسفنده‌کوه هستند (شکل ۵-۵). (B) و با رنگ تیره و تقریباً سالم باقی مانده‌اند (شکل ۴-۴). در اطراف ارتوپیروکسن‌ها، کشیدگی‌هایی نواری شکل از کروم-اسپینل دیده می‌شود (شکل ۴-۴) که حاصل واکنش مذاب/گوشته در این سنگ‌ها هستند. در این حالت اسپینل‌ها خود به وسیله الیون‌های بدون استرین^۱ احاطه می‌شوند؛ در حالی که معمولاً فاصله بین این اسپینل‌ها و پورفیرو کلاست‌های ارتوپیروکسن به وسیله الیون‌های جایگزینی پر می‌شوند (Piccardo et al., 2007).

1. Strain free

لرزولیت

لرزولیت‌های ناسفنده کوه دارای Al بالا نسبت به لرزولیت‌های قدمگاه هستند (شکل B-۵) که دارای رنگ قهوه‌ای روشن بوده و سالم باقی مانده‌اند و حاشیه سیاه‌رنگ در اطراف کروم-اسپینل‌ها دیده می‌شود (شکل F-۴) که ناشی از مگنتیتی شدن این کانی‌ها هستند. این اتفاق در کروم-اسپینل‌ها کاملاً عادی است (Hoffman and Walker, 1978). کروم-اسپینل‌ها در لرزولیت‌های ناسفنده کوه نسبت به هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری، دارای مورفولوژی بی‌شکل تری هستند (شکل F-۴). این پدیده کاملاً عادی است؛ زیرا درجه گردی کروم-اسپینل‌ها از لرزولیت‌ها به سمت هارزبورژیت‌ها افزایش یافته و خودشکل تر می‌شوند (Matsumoto and Arai, 2001).

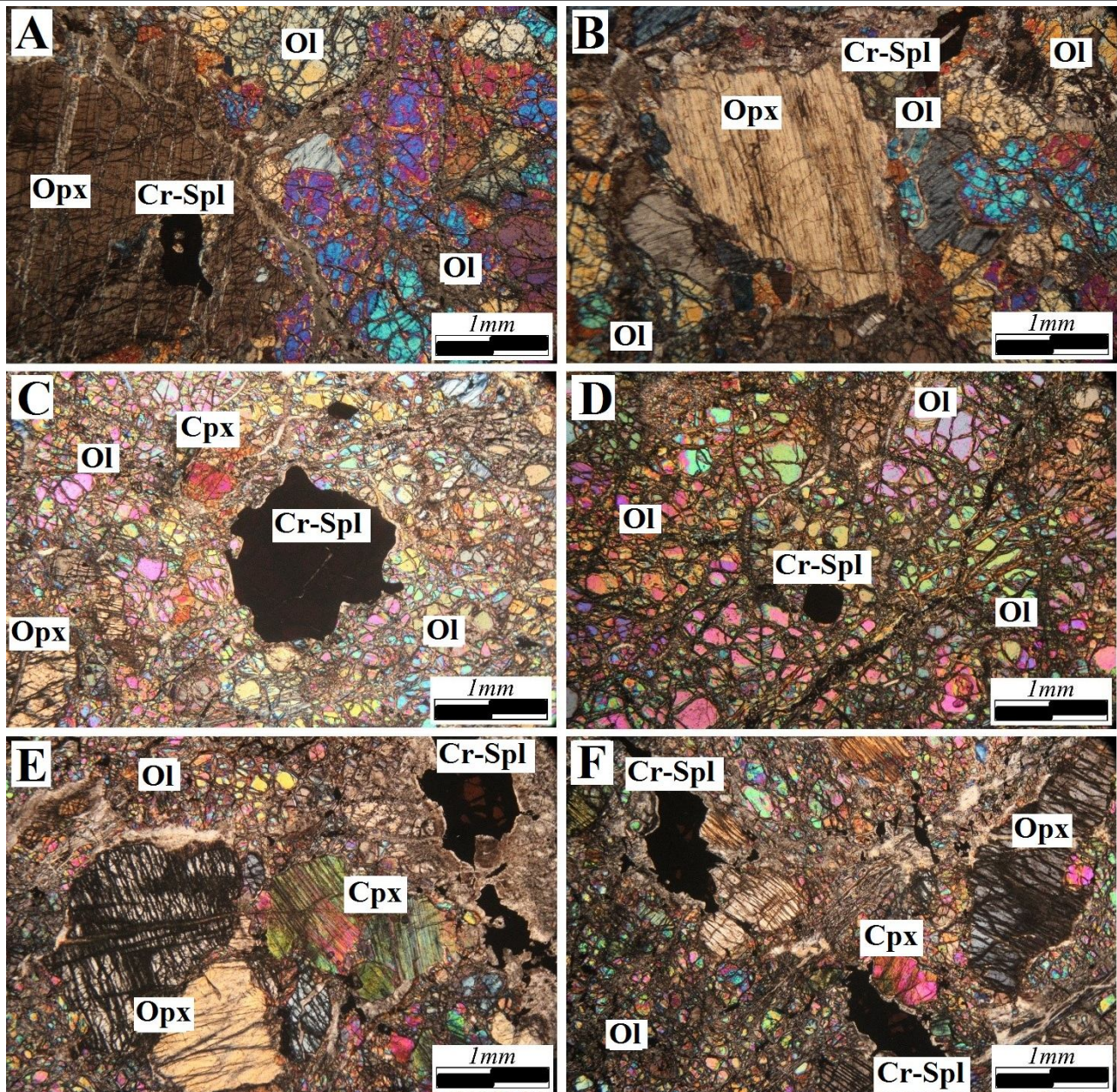
ژئوشیمی

برای شناخت ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه ماگمایی-زمین‌ساختی بخش گوشته‌ای مجموعه افیولیتی نهبندان، پریدوتیت‌های گوشته‌ای را که بخشی مهم از مجموعه‌های افیولیتی را تشکیل می‌دهند، مورد بررسی قرار گرفت. بررسی شیمی کانی کروم-اسپینل، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن در پریدوتیت‌ها اهمیت ویژه‌ای دارند و ابزاری مفید برای بررسی درجات تهی‌شدگی (Zhou et al., 1998) و ذوب‌بخشی پریدوتیت‌های میزبان (Dick and Bullen, 1984) جایگاه ژئودینامیکی و پتروژنز آنها هستند.

پریدوتیت‌های گوشته‌ای برحسب مؤلفه‌های TiO_2 ، $Cr\#$ و Al_2O_3 کروم-اسپینل آنها و مؤلفه‌های Cr_2O_3 ، TiO_2 و $Mg\#$ در Al_2O_3 در ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن موجود در آنها به دو نوع طبقه‌بندی می‌شوند که عبارتند از ۱- پریدوتیت‌های منطقه فرا فرورانش (سوپراساداکنش زون) که مرتبط با حوضه‌های پیش‌کمان در محیط حاشیه قاره در جزایر کمانی هستند و ۲- پریدوتیت‌های مرتبط با محیط میان‌اقیانوسی که آیسال یا نزدیک به مورب هستند (Johnson et al., 1990; Ishii et al., 1992; Parkinson and Pearce, 1998; Kamenetsky et al., 2001; Büchl et al., 2004; Karipi et al., 2007).

لرزولیت‌ها یا پریدوتیت‌های دمابالا شامل مقادیر بیشتری کلینوپیروکسن هستند و توسط آنالیز مدال از هارزبورژیت‌های تهی‌شده متمایز می‌شوند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و کانی فرعی کروم-اسپینل هستند (شکل C-۴). الیوین‌ها در لرزولیت‌های ناسفنده کوه دارای ترکیب شیمیایی تقریبی (Fo_{89}) هستند که در حدود ۶۵ درصد حجمی سنگ کل را به خود اختصاص می‌دهند. ارتوپیروکسن‌ها از نوع انستاتیت $(En_{89} Fs_9)$ و پروزیت $(En_{86} Fs_{10})$ هستند که ۲۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. بر اساس جدول ۵، کلینوپیروکسن‌ها نیز از نوع دیوپسید $(En_{46} Fs_5 Wo_{49})$ هستند که در حدود ۸ درصد حجمی سنگ را دارا هستند (شکل ۳). الیوین‌ها در لرزولیت‌های قدمگاه از نوع فورستریت (Fo_{90}) حدود ۶۶ درصد حجمی سنگ، ارتوپیروکسن‌ها از نوع انستاتیت $(En_{89} Fs_{9.5})$ حدود ۲۶ درصد حجمی و کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید $(En_{47} Fs_3 Wo_{50})$ حدود ۶ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۳).

بیشتر الیوین‌ها در راستای شکستگی‌ها سرپانتینی شده‌اند (شکل D-۴). ارتوپیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها به صورت پورفیر و کلاست بر اثر دگرسانی به باسیت تبدیل شده‌اند. ارتوپیروکسن‌ها دارای خاموشی موجی و ماکل مکانیکی یا کینک باند هستند (شکل E-۴) که نشانه تشکیل آنها در شرایط دما و فشار بالای گوشته است (Passchier and Trouw, 1996). ارتوپیروکسن‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای خوردگی‌هایی شبیه به خوردگی خلیجی بوده که به صورت فرورفتگی‌هایی با انحناهای ملایم در حاشیه کانی مشخص هستند (شکل E-۴). این فضاها فرورفته توسط دانه‌های الیوین و در مواردی اسپینل‌های دانه‌ریز پر شده‌اند. کلینوپیروکسن‌های موجود در لرزولیت‌ها بیشتر به صورت شکسته (شکل E-۴) و در برخی موارد خرد شده هستند. اسپینل‌ها به عنوان کانی فرعی در لرزولیت‌ها حضور دارند و بر مبنای جدول ۱ و ۲ از نوع کروم-اسپینل هستند (شکل A-۵). کروم-اسپینل‌های موجود در



شکل ۴. A: الیوین، ارتوپایروکسن درشت دانه و کروم-اسپینل در هارزبورژیت کلاته شاهپوری (نمونه K-2)، B: الیوین‌های ریزدانه که اطراف ارتوپایروکسن را احاطه کرده‌اند و کروم-اسپینل نواری شکل در هارزبورژیت کلاته شاهپوری (نمونه K-5)، C: الیوین، ارتوپایروکسن، کلینوپایروکسن و کروم-اسپینل در لرزولیت قدمگاه (نمونه Q-7)، D: بافت شبکه‌ای الیوین در لرزولیت قدمگاه (نمونه Q-9)، E: خوردگی خلیجی در اطراف ارتوپایروکسن دارای کینک باند که توسط الیوین پر شده است و کلینوپایروکسن‌های شکسته و مقاوم در مقابل دگرسانی در لرزولیت ناسفنده کوه (نمونه N-9) و F: کروم-اسپینل قهوه‌ای روشن با حاشیه‌های تیره در لرزولیت ناسفنده کوه (نمونه N-12). علائم اختصاری کانی‌ها از کرتز اقتباس شده است (Kretz, 1983) (Ol: الیوین، Opx: ارتوپایروکسن، Cpx: کلینوپایروکسن، Cr-Spl: کروم-اسپینل).

Fig. 4. A: Olivine, coarse orthopyroxene and chromium spinel in Kalateh-Shahpori harzburgite (sample K-2), B: Fine olivines filled around orthopyroxene, and Strip shaped chromium-spinel in Kalateh-Shahpori harzburgite (sample K-5), C: Olivine, Orthopyroxene, Clinopyroxene and chromium spinel in Qadan-Gah lherzolite (sample Q-7), D: Olivine network texture in Qadamgah lherzolite (sample Q-9), E: Gulf corrosion around orthopyroxene with king band Filled with olivine and broken clinopyroxenes and resistant to alteration in Nasfandeh Kuh lherzolite (sample N-9), and F: Chromium - Bright brown spinel with dark margins in Nasfandeh Kuh lherzolite (sample N-12). Abbreviations after Kretz (1983) (Ol: Olivine, Opx: Orthopyroxene, Cpx: Clinopyroxene, Cr-Spl: Chromium-Spinel).

جدول ۱. ترکیب شیمیایی کروم اسپنل‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان (K: کلاته شاهپوری، Q: قدمگاه، Cr-Spl: کروم اسپنل)

Table 1. Compositions of Cr-Spinels in peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex (K: Kalateh-Shahpori, Q: Qadam-Gah, Cr-Spl: Chromium spinel, Cr# =Cr/Cr+Al, Mg# =Mg/Mg+Fe⁺²)

Sample	K-2-1	K-2-2	K-2-3	K-2-4	K-2-5	K-2-6	K-2-7	Q-7-1	Q-7-2	Q-7-3
Mineral	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl	Cr-Spl
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00
TiO ₂	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.05	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	29.40	28.79	26.57	29.10	29.32	29.36	28.94	38.62	39.47	41.11
Cr ₂ O ₃	38.75	39.53	41.72	39.64	38.74	39.74	39.53	29.84	28.99	27.08
FeO	17.53	17.87	16.70	16.76	16.84	16.72	16.92	14.67	15.24	14.42
MnO	0.26	0.25	0.23	0.17	0.17	0.17	0.25	0.18	0.17	0.11
MgO	13.01	12.90	13.44	13.13	13.53	3.14	13.43	15.96	15.73	16.42
NiO	0.117	0.10	0.16	0.12	0.12	0.12	0.05	0.23	0.13	0.27
CaO	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00
TOTAL	99.16	99.53	98.62	100.04	98.72	99.25	99.65	99.57	99.83	99.47
Ions	Ions based on 4 oxygen atoms									
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Ti	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001
Al	1.032	1.011	1.030	1.002	1.030	1.032	1.014	1.293	1.317	1.361
Cr	0.912	0.930	0.957	0.941	0.910	0.935	0.929	0.670	0.649	0.601
Fe(iii)	0.033	0.035	0.037	0.037	0.037	0.036	0.032	0.034	0.030	0.034
Fe(ii)	0.409	0.415	0.389	0.389	0.389	0.388	0.394	0.316	0.332	0.306
Mn	0.006	0.006	0.004	0.004	0.004	0.004	0.006	0.004	0.004	0.002
Mg	0.583	0.579	0.607	0.597	0.616	0.608	0.602	0.675	0.664	0.688
Ni	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.001	0.007	0.004	0.006
Ca	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
TOTAL	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Cr#	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.47	0.48	0.34	0.33	0.31
Mg#	0.59	0.61	0.61	0.61	0.62	0.61	0.60	0.68	0.67	0.69
Fe²⁺#	0.92	0.92	0.91	0.91	0.91	0.91	0.93	0.90	0.92	0.90
Fe³⁺#	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.07	0.10	0.08	0.10

جدول ۳. ترکیب شیمیایی الیوین‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان (K: کلاته شاهپوری، Q: قدمگاه، N: ناسفنده‌کوه، Ol: الیوین)

Table 3. Compositions of Olivine in peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex (K: Kalateh-Shahpori Q: Qadam-Gah, N: Nasfandeh Kuh, Ol: Olivine, Mg# =Mg/Mg+Fe²⁺, Fe²⁺# =Fe²⁺/Fe²⁺+Fe³⁺)

Sample	K-2-1	K-2-2	K-2-3	K-2-4	Q-7-1	Q-7-2	Q-7-3	Q-7-4	N-9-1	N-9-2	N-9-3	N-9-4
Mineral	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol
SiO ₂	41.11	41.18	41.20	41.36	41.55	41.45	41.31	41.65	41.24	41.19	41.74	41.60
TiO ₂	0.00	0.03	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
FeO	8.83	8.35	8.96	8.78	9.55	9.22	9.42	9.52	10.10	9.86	9.87	9.80
MnO	0.10	0.05	0.13	0.16	0.14	0.14	0.22	0.14	0.18	0.16	0.16	0.16
MgO	49.05	49.07	49.18	49.36	49.38	49.45	48.99	49.11	48.73	48.35	48.49	48.56
NiO	0.43	0.43	0.46	0.42	0.45	0.41	0.42	0.40	0.40	0.41	0.43	0.43
CaO	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01
Na ₂ O	0.03	0.04	0.06	0.02	0.09	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.013	0.013
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01
TOTAL	99.55	99.51	100.1	100.2	100.9	100.7	100.4	100.9	100.7	100.2	100.7	100.7
Ions	Ions based on 4 oxygen atoms											
Si	1.012	1.013	1.013	1.016	1.018	1.017	1.015	1.020	1.014	1.010	1.022	1.018
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(ii)	0.181	0.179	0.183	0.179	0.187	0.187	0.192	0.193	0.206	0.202	0.201	0.197
Mn	0.002	0.001	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003
Mg	1.793	1.793	1.791	1.793	1.785	1.783	1.781	1.776	1.771	1.757	1.758	1.760
Ni	0.008	0.008	0.009	0.008	0.009	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
TOTAL	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Mg#	0.91	0.91	0.91	0.91	0.90	0.90	0.90	0.90	0.89	0.89	0.89	0.89
Fe ²⁺ #	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11
Fo	90.83	90.93	90.73	90.93	90.50	90.59	90.27	90.19	89.59	89.74	89.75	89.78
Fa	9.17	9.07	9.27	9.067	9.50	9.41	9.73	9.81	10.41	10.26	10.25	10.22

جدول ۴. ترکیب شیمیایی ارتوپیروکسن‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان (K: کلاته شاهپوری، Q: قدمگاه، N: ناسفنده‌کوه، Opx: ارتوپیروکسن)

Table 4. Compositions of Orthopyroxenes in peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex (K: Kalateh-Shahpori Q: Qadam-Gah, N: Nasfandeh Kuh, Opx: Orthopyroxene, Mg# =Mg/Mg+Fe²⁺, Fe²⁺# =Fe²⁺/Fe²⁺+Fe³⁺)

Sample	K-2-1	K-2-2	K-2-3	K-2-4	Q-7-1	Q-7-2	Q-7-3	Q-7-4	N-9-1	N-9-2	N-9-3	N-9-4
Mineral	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
SiO ₂	56.49	57.51	57.94	56.91	56.97	57.14	56.34	56.06	54.55	55.32	55.50	55.51
TiO ₂	0.05	0.05	0.03	0.02	0.06	0.05	0.06	0.06	0.14	0.10	0.09	0.11
Al ₂ O ₃	1.83	2.06	1.63	1.58	2.25	2.16	2.78	2.75	5.10	4.64	3.85	4.33
Cr ₂ O ₃	0.46	0.61	0.58	0.77	0.66	0.71	0.51	0.56	0.71	0.64	0.51	0.57
FeO	5.99	6.04	5.92	5.77	6.20	6.49	6.27	6.40	6.09	6.14	6.52	6.41
MnO	0.12	0.14	0.13	0.09	0.22	0.21	0.14	0.14	0.14	0.19	0.10	0.16
MgO	33.40	34.17	34.06	36.22	33.76	33.91	33.33	33.35	30.44	31.58	32.61	32.63
CaO	0.69	0.62	0.61	0.47	0.42	0.35	0.73	0.81	2.57	1.94	0.91	0.69
Na ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.04	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	99.15	101.3	101.1	101.9	100.3	101.2	100.2	100.2	99.94	100.7	100.2	100.6
Ions	Ions based on 6 oxygen atoms											
Si	1.96	1.96	1.98	1.93	1.96	1.95	1.94	1.94	1.90	1.91	1.92	1.91
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
Al	0.07	0.08	0.07	0.06	0.09	0.09	0.11	0.11	0.21	0.19	0.16	0.18
Cr	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Fe(ii)	0.17	0.17	0.17	0.16	0.18	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.18
Fe(iii)	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	1.73	1.73	1.73	1.83	1.73	1.73	1.71	1.72	1.58	1.62	1.68	1.67
Ca	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.10	0.07	0.03	0.03
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
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
TOTAL	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.99
Mg#	90.86	90.98	91.12	91.79	90.66	90.31	90.45	90.29	89.91	89.76	89.95	90.07
Fe²⁺#	0.99	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00
En	89.5	89.7	89.9	90.9	89.6	89.4	89.0	88.7	85.1	86.5	88.2	88.6
Fs	9.2	9.1	9.0	8.3	9.6	9.9	9.6	9.7	9.8	9.7	10.0	10.0
Wo	1.33	1.17	1.16	0.84	0.81	0.67	1.39	1.55	5.16	3.81	1.76	1.35

جدول ۵. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان (Q: قدمگاه، N: ناسفنده‌کوه، Cpx: کلینوپیروکسن)

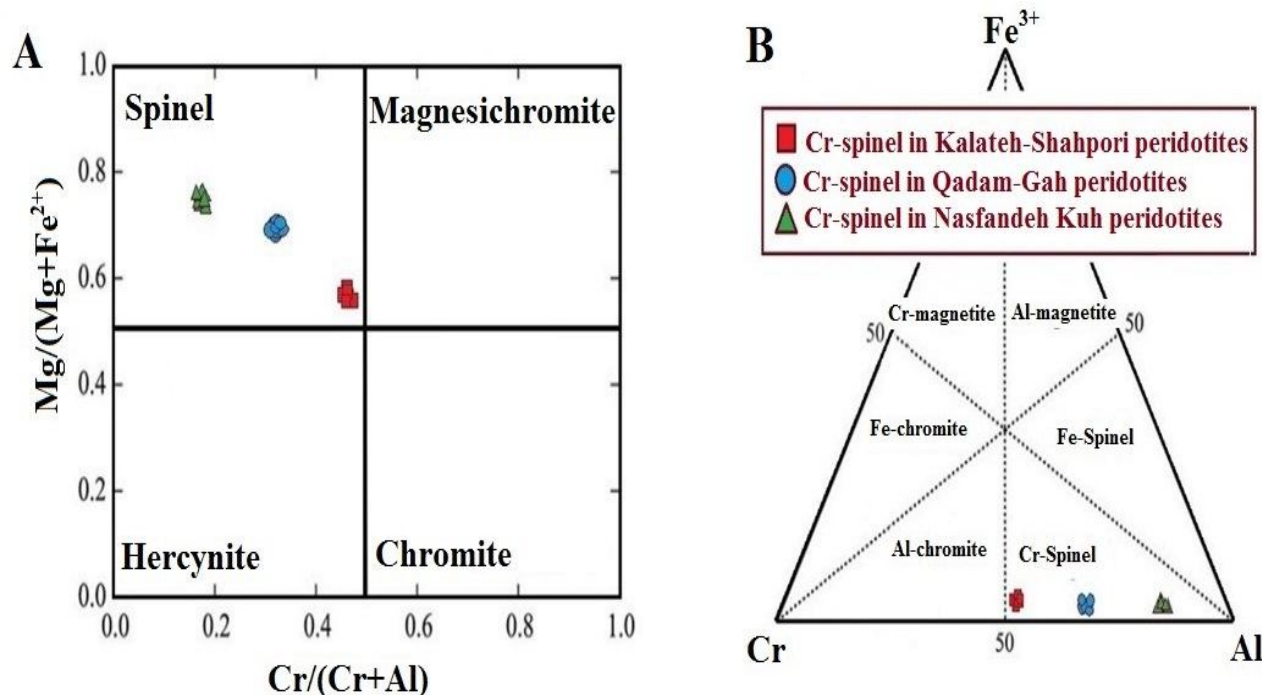
Table 5. Compositions of Clinopyroxenes in peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex (Q: Qadam-Gah, N: Nasfandeh Kuh, Cpx: Clinopyroxene, $Mg\# = Mg/Mg+Fe^{2+}$, $Fe^{2+\#} = Fe^{2+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$)

Sample	Q-7-1	Q-7-2	Q-7-3	Q-7-4	Q-7-5	N-9-1	N-9-2	N-9-3	N-9-4	N-9-5
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO ₂	54.00	53.43	53.04	51.82	51.06	51.85	50.98	51.33	52.44	52.45
TiO ₂	0.10	0.13	0.11	0.11	0.10	0.17	0.17	0.19	0.18	0.18
Al ₂ O ₃	2.53	2.72	2.63	3.59	3.94	4.70	5.55	4.88	4.76	4.75
Cr ₂ O ₃	0.60	0.78	0.65	1.06	1.10	0.83	1.00	0.76	0.80	0.82
FeO	2.01	1.96	2.12	2.09	2.18	2.37	3.01	2.22	3.00	3.09
MnO	0.10	0.13	0.08	0.09	0.06	0.07	0.13	0.15	0.08	0.08
MgO	17.19	16.73	16.84	16.51	16.55	15.85	15.69	16.23	16.10	16.50
CaO	24.58	24.81	24.55	24.51	24.17	24.12	22.52	23.92	22.25	22.37
Na ₂ O	0.03	0.03	0.06	0.03	0.05	0.36	0.44	0.37	0.40	0.39
K ₂ O	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
TOTAL	101.2	100.9	100.1	99.89	99.24	100.7	99.70	100.2	100.2	100.2
Ions	Ions based on 6 oxygen atoms									
Si	1.94	1.93	1.92	1.87	1.85	1.88	1.87	1.90	1.90	1.90
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	0.11	0.12	0.11	0.15	0.16	0.20	0.24	0.17	0.25	0.25
Cr	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Fe(ii)	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.07	0.04	0.07	0.08
Fe(iii)	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.92	0.90	0.91	0.90	0.90	0.86	0.86	0.88	0.87	0.89
Ca	0.95	0.96	0.96	0.96	0.96	0.94	0.88	0.93	0.86	0.87
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
K	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
Mg#	93.85	93.85	93.41	93.39	93.40	92.25	90.28	92.87	92.80	92.95
Fe²⁺#	1.00	1.00	0.99	0.98	0.98	0.96	0.98	0.97	0.98	0.98
En	47.7	46.8	47.2	46.7	46.8	45.9	46.6	46.7	46.7	46.7
Fs	3.3	3.3	3.5	3.4	3.4	4.0	5.2	3.8	5.1	5.3
Wo	49.02	49.90	49.39	49.83	49.73	50.17	48.11	49.48	49.01	49.06

هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری با میانگین ۲۸ درصد از میزان بالاتری برخوردار هستند. چنان‌که مشخص است پریدوتیت‌های قدمگاه، یک حالت میانی بین پریدوتیت‌های کلاته شاهپوری و ناسفنده کوه را نشان می‌دهند. پریدوتیت‌های قدمگاه از نظر پتروژنز، بیشتر شبیه لرزولیت‌های آیبسال ناسفنده کوه هستند (شکل ۶-A و C). میزان TiO_2 کروم-اسپینل‌ها با درجه تهی‌شدگی پریدوتیت‌های میزان آنها رابطه معکوس دارند (Zhou et al., 1998). میزان TiO_2 کروم-اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری با میانگین ۰/۰۳ درصد در مقایسه با لرزولیت‌های ناسفنده کوه با میانگین ۰/۰۹ درصد در لرزولیت‌های قدمگاه با میانگین ۰/۰۶ درصد، نشان از درجه بالای تهی‌شدگی هارزبورژیت‌ها نسبت به لرزولیت‌هاست (شکل ۶-B).

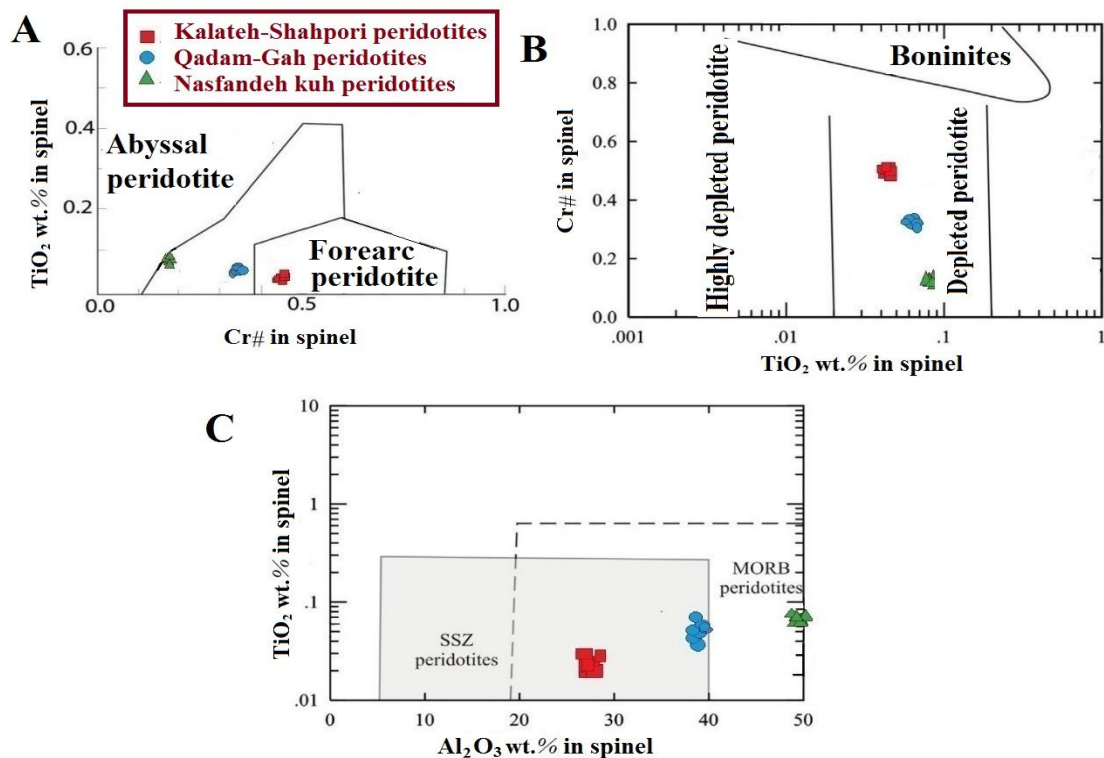
کروم-اسپینل

از انتقال نتایج شیمی‌کانی کروم-اسپینل‌ها به نمودارهای شکل ۶ (Johnson et al., 1990; Ishii et al., 1992; Parkinson and Pearce, 1998; Kamenetsky et al., 2001; Büchl et al., 2004; Karipi et al., 2007) و بر اساس جدول‌های ۱ و ۲، هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری از نوع پریدوتیت‌های منطقه فرافروانشی و حوضه‌های پیش‌کمان هستند (شکل ۶-A و C). میزان $\text{Cr}^\#$ کروم-اسپینل‌های آنها با میانگین ۰/۴۷ نسبت به کروم-اسپینل‌های لرزولیت‌های قدمگاه با ۰/۳۱ و ناسفنده کوه با ۰/۱۷ بالاترین مقدار را دارند. لرزولیت‌های قدمگاه و ناسفنده کوه از نوع پریدوتیت‌های میان‌اقیانوسی آیبسال یا مورب هستند که میزان Al_2O_3 کروم-اسپینل‌های موجود در آنها به ترتیب با میانگین ۳۹ و ۵۱ درصد، نسبت به کروم-اسپینل‌های



شکل ۵. A: نمودار مؤلفه‌های $\text{Cr-Fe}^{3+}\text{-Al}$ (Stevens, 1944; Arai et al., 2006) برای کروم اسپینل‌های پریدوتیت‌های کلاته شاهپوری، قدمگاه و ناسفنده کوه و B: طبقه‌بندی اسپینل‌های مناطق مورد بررسی بر پایه ترکیب شیمیایی آنها در نمودار $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ در مقابل $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ (Kapsiotis, 2009).

Fig. 5. A: $\text{Cr-Fe}^{3+}\text{-Al}$ diagram (Stevens, 1944; Arai et al., 2006) plot of cr-spinels in Kalateh-Shahpori, Qadam-gah and Nasfandeh Kuh peridotites selected for this study, and B: classification of the composition of spinels from the studied areas based on geochemical composition in terms of $\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ versus $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$, (Kapsiotis, 2009)



شکل ۶. انتقال نتایج ترکیبات شیمیایی کروم-اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان A: انتقال نتایج آنالیز کروم-اسپینل‌ها در نمودار Cr# در مقابل TiO_2 . محدوده پریدوتیت‌های نوع آبیسال اقتباس‌شده از نمودارهای دیک و بولن و آرای است (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994). محدوده پریدوتیت‌های پیش‌کمان از نمودارهای ایشی و همکاران و پارکینسون و پیرس استفاده شده است (Ishii et al., 1992; Parkinson and Pearce, 1998). B: انتقال نتایج آنالیز کروم-اسپینل‌ها در نمودار Cr# در مقابل TiO_2 استفاده شده از ژو و همکاران (Zhou et al., 1998) و C: انتقال نتایج آنالیز کروم-اسپینل‌ها در نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 . محدوده پریدوتیت‌های نوع منطقه فرافروانشی و نوع میان‌اقیانوسی اقتباس‌شده از نمودارهای کامنتسکی و همکاران (Kamenetsky et al., 2001)

Fig. 6. Cr-spinels compositions plot from the Nehbandan Ophiolitic Complex peridotites. A: Plot of Cr# vs. TiO_2 for Cr-spinels. The range in abyssal peridotite is taken from (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994), and the field for fore-arc peridotite is from (Ishii et al., 1992; Parkinson and Pearce, 1998), B: Plot of Cr# vs. TiO_2 for Cr-spinels (Zhou et al., 1998), and C: Plot of TiO_2 versus Al_2O_3 for Cr-spinels. Fields of the supra-subduction zone and MORB peridotites are from (Kamenetsky et al., 2001)

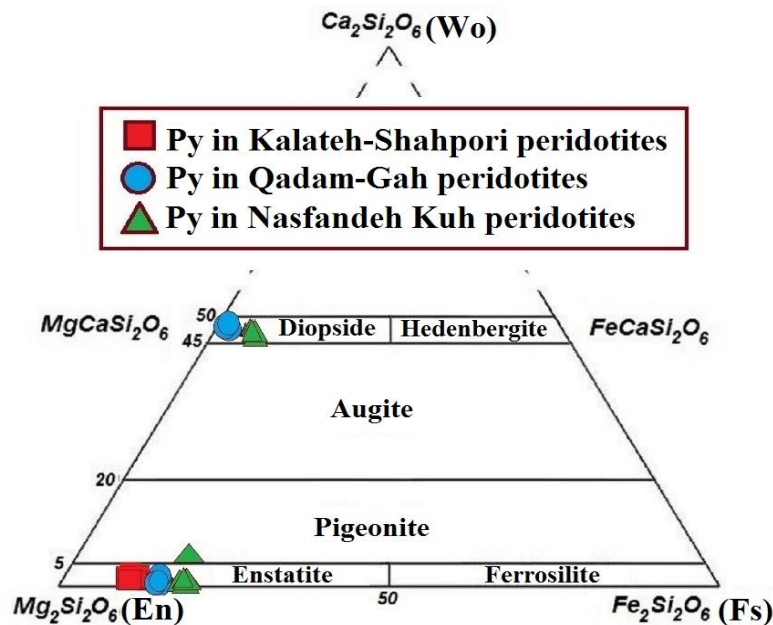
شده‌اند (شکل ۸). میانگین $Mg\#$ ارتوپروکسن‌ها در هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری حدود ۰/۹۲ است که در مقایسه با لرزولیت‌های ناسفنده کوه با میزان ۰/۸۹ درصد از میزان بالاتری برخوردارند؛ اما میزان TiO_2 و Al_2O_3 ارتوپروکسن‌ها کلاته شاهپوری که به ترتیب ۰/۰۴ و ۱/۸۰ درصد است، در مقایسه با لرزولیت‌های ناسفنده کوه که به ترتیب ۰/۱۱ و ۴/۶۰ درصد است، پایین‌تر است (جدول‌های ۱ و ۲). میانگین $Mg\#$ و Cr_2O_3 ارتوپروکسن‌های قدمگاه به ترتیب ۰/۹۱ و ۰/۵۶ هستند

ارتوپروکسن

از انتقال نتایج شیمی‌کانی ارتوپروکسن‌ها به نمودار شکل ۷ مشخص می‌شود که از نوع انستاتیت هستند. انتقال داده‌ها به نمودارهای شکل ۸ که از نمودارهای جانسون و همکاران و ایشی و همکاران استفاده شده است (Johnson et al., 1990; Ishii et al., 1992)، بر مبنای جدول ۴، نشان‌دهنده آن است که هارزبورژیت‌های کلاته شاهپوری از نوع پریدوتیت‌های منطقه فرافروانش بوده و در حوضه‌های پیش‌کمان تشکیل

کلاته شاهپوری و ناسفنده کوه را نشان می‌دهند. لرزولیت‌های قدمگاه از لحاظ شباهت در محیط تشکیل بیشتر شبیه لرزولیت‌های آبیسال ناسفنده کوه هستند (شکل ۸).

و تقریباً با هارزبوژیت‌های کلاته شاهپوری برابر هستند (جدول ۱). اما TiO_2 و Al_2O_3 ارتوپیروکسن‌های قدمگاه که به ترتیب ۰/۰۶ و ۲/۴۶ درصد هستند، حالت گذار میان پریدوتیت‌های



شکل ۷. نمودار طبقه‌بندی پیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های کلاته شاهپوری، قدمگاه و ناسفنده کوه. علائم اختصاری برگرفته از کرتز (Kretz, 1983) اقتباس شده است (Py: پیروکسن).

Fig. 7. Classification of the composition of pyroxenes in Kalateh-Shahpori, Qadam-gah and Nasfandeh Kuh peridotites selected for this study. Abbreviations after Kretz (1983) (Py: pyroxene).

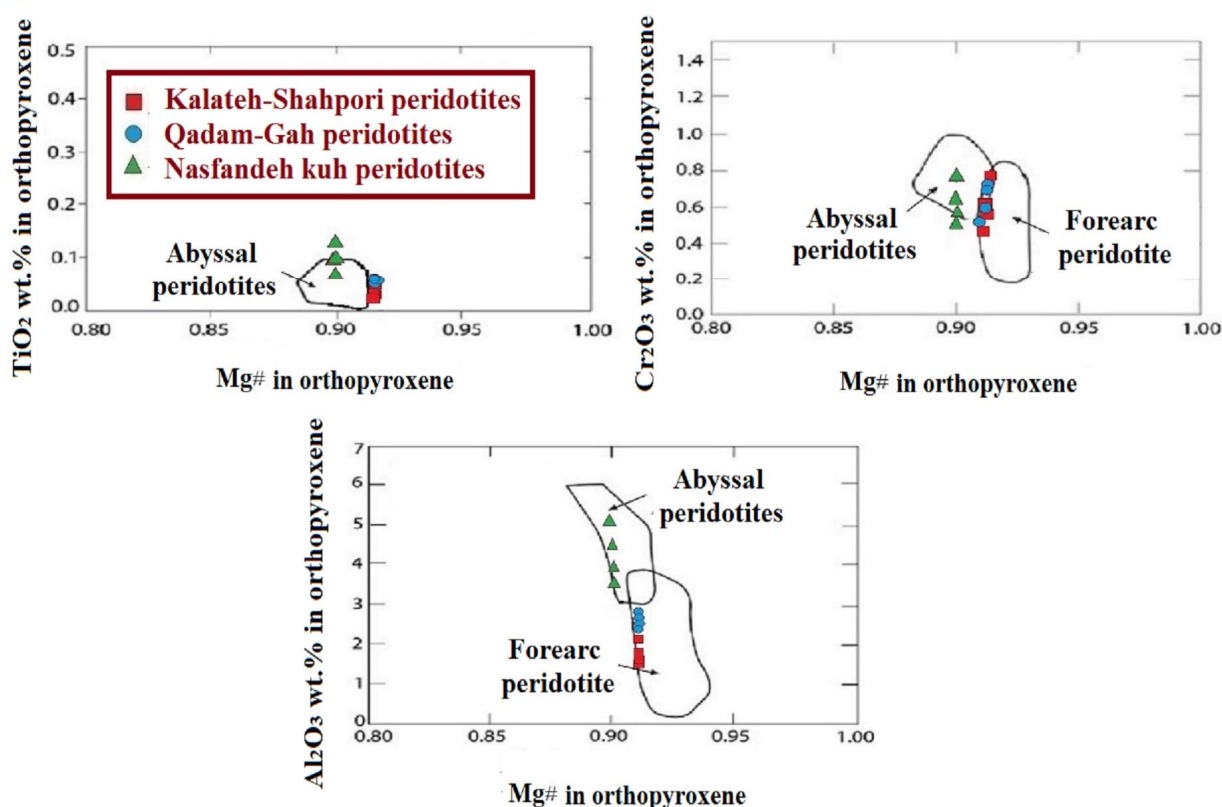
میزان TiO_2 و Al_2O_3 آنها که به ترتیب ۰/۱۸ و ۴/۸۰ درصد وزنی را دارا هستند نسبت به کلینوپیروکسن‌های لرزولیت‌های قدمگاه که میزان TiO_2 و Al_2O_3 آن به ترتیب دارای ۰/۱۱ و ۲/۹۰ درصد وزنی هستند، بیشتر است (جدول ۵). بر اساس موارد یادشده، تفاوت کلینوپیروکسن‌ها در لرزولیت‌های قدمگاه و ناسفنده کوه در اختلاف میزان $\text{Mg}\#$ ، Al_2O_3 و TiO_2 نمایان می‌شود؛ به طوری که لرزولیت‌های ناسفنده کوه به صورت کامل در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال قرار می‌گیرند. اما لرزولیت‌های قدمگاه مانند نمودارهای پتروژنز که بر مبنای کروم-اسپینل‌ها و ارتوپیروکسن‌ها تعیین می‌شوند، حالت گذار به سمت پریدوتیت‌های فرا زون فرورانش را نشان می‌دهند؛ به طوری که

کلینوپیروکسن

از انتقال نتایج ترکیبات شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها به نمودار شکل ۷، مشخص می‌شود که از نوع دیوپسید هستند. انتقال داده‌ها به نمودارهای شکل ۹ که از نمودارهای جانسون و همکاران و ایشی و همکاران استفاده شده است (Johnson et al., 1990; Ishii et al., 1992) بر مبنای جدول ۵، نشان می‌دهد که لرزولیت‌های ناسفنده کوه و قدمگاه از نوع پریدوتیت‌های میان‌اقیانوسی آبیسال یا نزدیک به مورب هستند (شکل ۹). میزان $\text{Mg}\#$ کلینوپیروکسن‌های موجود در لرزولیت‌های ناسفنده کوه ۰/۹۲ است که در مقابل کلینوپیروکسن‌های موجود در لرزولیت‌های قدمگاه با میزان ۰/۹۴ مقدار پایین‌تری دارند؛ اما

کلینوپروکسن‌ها در لرزولیت‌های هر دو منطقه تقریباً برابر ۰/۸۵ درصد وزنی است (جدول ۵).

بعضی از نمونه‌های قدمگاه در محدوده پریدوتیت‌های سوپراسابداکشن قرار گرفته‌اند (شکل ۹). میزان میانگین Cr_2O_3



شکل ۸. انتقال نتایج ترکیبات شیمیایی آنالیز شده ارتوپروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان. TiO_2 و Cr_2O_3 ، Al_2O_3 در مقابل $Mg\#$. محدوده‌های ترکیبات شیمیایی ارتوپروکسن‌ها در پریدوتیت‌های نوع آبیسال (Johnson et al., 1990) و پریدوتیت‌های نوع پیش‌کمان (Ishii et al., 1992)

Fig. 8. Orthopyroxenes composition plots for the Nehbandan Ophiolitic Complex peridotites. Al_2O_3 , Cr_2O_3 and TiO_2 vs. $Mg\#$. Fields outline orthopyroxenes compositions in abyssal peridotites (Johnson et al., 1990) and fore-arc peridotites (Ishii et al., 1992)

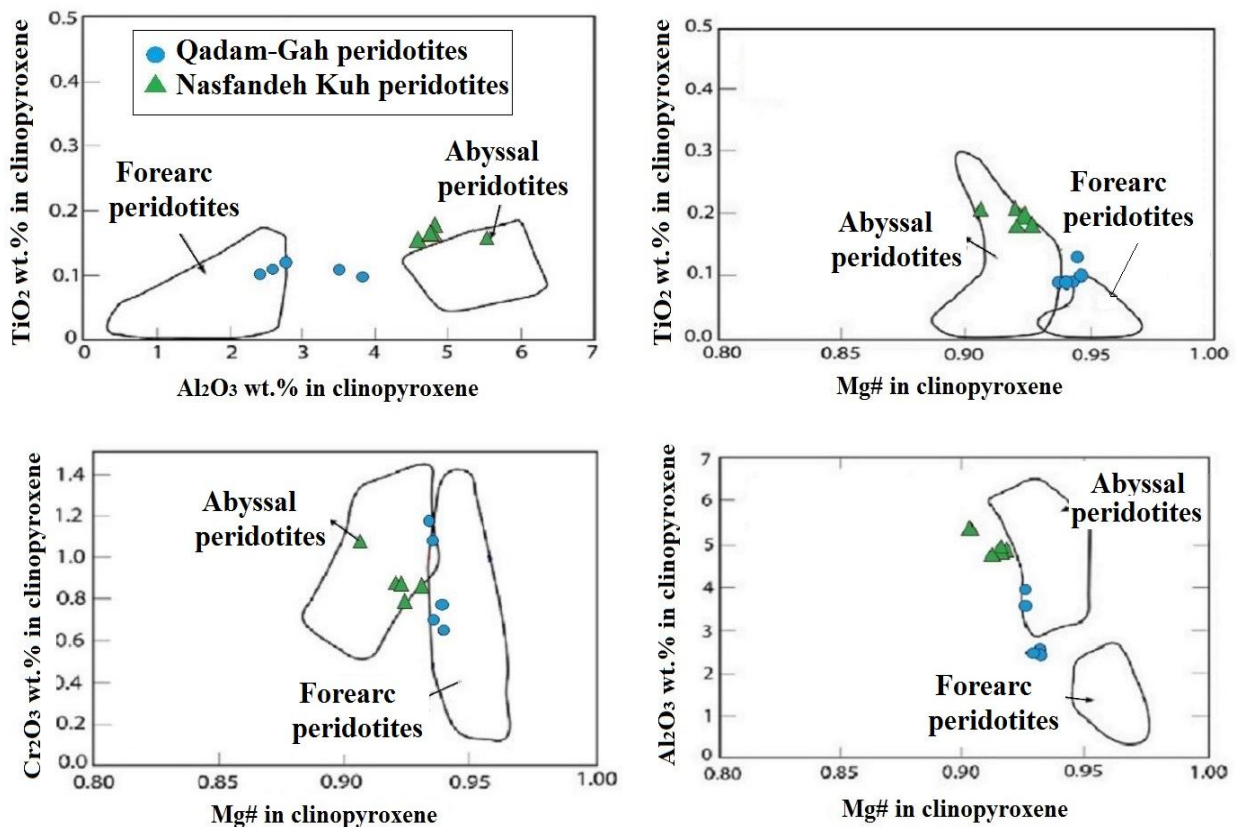
بحث

بالای ۹۰ درصد نشان‌دهنده پریدوتیت‌های نوع آلی (کوه‌زایی) است (Shirdashtzadeh et al., 2017). در پریدوتیت‌های کلاته شاهپوری این ویژگی بیشتر نمایان است. با استفاده از نمودار شکل ۱۰ هارزبورث‌های کلاته شاهپوری حدود ۲۰ درصد ذوب‌بخشی و لرزولیت‌های ناسفنده کوه حدود ۵ درصد ذوب‌بخشی را نشان می‌دهند. لرزولیت‌های قدمگاه تقریباً با ۱۱ درصد ذوب‌بخشی در جایگاه میانی بین پریدوتیت‌های کلاته شاهپوری و ناسفنده کوه قرار می‌گیرند

بررسی مؤلفه‌های $Cr\#$ کروم-اسپینل‌ها و $Mg\#$ الیون‌های موجود در پریدوتیت‌ها می‌تواند درصد ذوب‌بخشی این سنگ‌ها را مشخص کند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994). درجه ذوب‌بخشی پریدوتیت‌ها با میزان مؤلفه $Cr\#$ کروم-اسپینل‌های موجود در آنها رابطه‌ای مستقیم و با میزان مؤلفه Al_2O_3 کروم-اسپینل‌های پریدوتیت‌ها رابطه‌ای معکوس دارد (Hellebrand et al., 2001). ترکیب الیون‌ها با فورستریت

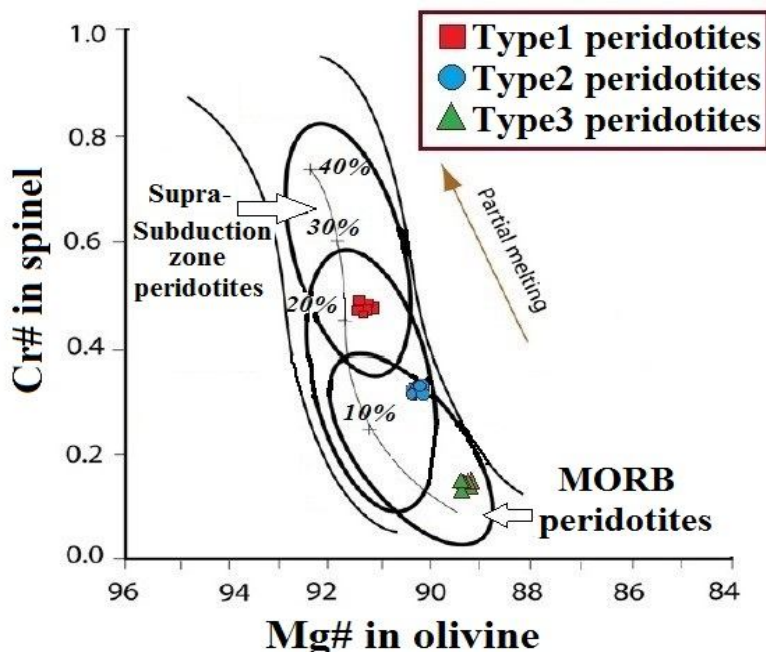
محیط میان‌اقیانوسی هستند. در این مواقع احتمالاً در نتیجه باروری دوباره سنگ‌های هارزبورژیتی با مذاب‌های مورب و یا تله‌های باقی‌مانده در لیتوسفر هارزبورژیتی به وجود آمده‌اند (Monsef et al., 2018). شیمی‌کانی کروم اسپینل‌ها و الیون‌های موجود در پریدوتیت‌ها نشان می‌دهد که حداقل سه نوع پریدوتیت در مجموعه افیولیتی نه‌بندان وجود دارد که دو نوع آن متعلق به سیستم‌های لرزولیتی و یک نوع آن متعلق به سیستم هارزبورژیتی است (شکل ۱۰).

(شکل ۱۰). درجه بالای ذوب‌بخشی در هارزبورژیت‌ها می‌تواند بیانگر ذوب مجدد آنها با حضور سیال باشد؛ زیرا شرایط آبدار باعث افزایش درجه ذوب‌بخشی پریدوتیت می‌شود (Hirose and Kawamoto, 1995). هارزبورژیت‌ها با تهی‌شدگی درجه بالا، از نوع پریدوتیت‌های کروم بالای منطقه فرافورانشی هستند که حاصل باقی‌مانده ذوب در درجات بالای ذوب‌بخشی هستند. در مقابل، لرزولیت‌ها با تهی‌شدگی درجه پایین، از نوع پریدوتیت‌های آلومینیم بالای



شکل ۹. انتقال نتایج ترکیبات شیمیایی آنالیزشده کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان. Al_2O_3 در مقابل $Mg\#$ ، Cr_2O_3 در مقابل $Mg\#$ ، TiO_2 در مقابل $Mg\#$ و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 . محدوده‌های ترکیبات شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در پریدوتیت‌های نوع آبیسال بر مبنای نمودار جانسون و همکاران (Johnson et al., 1990) و پریدوتیت‌های نوع پیش‌کمان بر اساس نمودار ایشی و همکاران (Ishii et al., 1992) رسم شده‌اند.

Fig. 9. Clinopyroxene composition plots for the Nehbandan Ophiolitic Complex peridotites. Al_2O_3 vs. $Mg\#$, Cr_2O_3 vs. $Mg\#$, TiO_2 vs. $Mg\#$, and TiO_2 vs. Al_2O_3 . Fields outline clinopyroxene compositions in abyssal peridotites (Johnson et al., 1990), and fore-arc peridotites (Ishii et al., 1992).



شکل ۱۰. روابط ترکیبات شیمیایی بین Cr# در کروم اسپینل‌ها و Mg# در الیوین‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان. محدوده‌های پریدوتیت‌های نوع بالای زون فرورانش و نوع مورب اقتباس‌شده از نمودار آرای (Arai, 1994) هستند.

Fig. 10. Compositional relationship between Cr# of Cr-Spinels and Mg# of olivine in the Nehbandan Ophiolitic Complex peridotites, showing the supra-subduction-zone and MORB peridotites fields, (Arai, 1994).

نتیجه‌گیری

نوع اول هارزبورژیت‌های کروم بالا مانند کلاته شاهپوری که مربوط به محیط منطقه فرافروانش با درجه ذوب‌بخشی و تهی‌شدگی بالا هستند. نوع دوم لرزولیت‌های آلومینیم بالا که در محیط میان‌اقیانوسی با درجه ذوب‌بخشی و تهی‌شدگی پایین مانند ناسفنده کوه هستند و نوع سوم لرزولیت‌های مناطق گذار مانند قدمگاه هستند.

بررسی‌های کانی‌شناختی، سنگ‌نگاری، ژئوشیمی و پتروژنز پریدوتیت‌های مناطق کلاته شاهپوری، قدمگاه و ناسفنده کوه و بررسی‌هایی که بر روی درجه ذوب‌بخشی و درجه تهی‌شدگی و منشأ پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی نه‌بندان انجام شده است، نشان‌دهنده وجود حداقل سه نوع پریدوتیت در این ناحیه است.

References

- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America. Bulletin, 103(8): 983–992.
- Alavi Naini, M., Eftekharneshad, J. and Aghanabati, A., 1990. Geological map of Zabol. Scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Arai, S., 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. Chemical Geology, 113(3): 191–204.
- Arai, S., Shimizu, Y., Ismail, S.A. and Ahmed, A.H., 2006. Low-T formation of high-Cr spinel with apparently primary chemical characteristics within podiform chromitite from Rayat, northeastern Iraq. Mineralogical Magazine, 70(5): 49–508.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a palaeogeography and tectonic evolution of

- Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 (2): 210–265.
- Büchl, A., Brüggemann, G. and Batanova, V.G., 2004. Formation of podiform chromitite deposits: implications from PGE abundances and Os isotopic compositions of chromites from the Troodos complex, Cyprus. *Chemical Geology*, 208(1): 217–232.
- Coleman, R.G., 1977. *Ophiolites: ancient oceanic lithosphere*. Springer-Verlag, New York, 229 pp.
- Delavari, M., Amini, S., Saccani, E. and Beccaluva, L., 2009. Geochemistry and Petrology of Mantle Peridotites from the Nehbandan Ophiolitic Complex, Eastern Iran. *Journal of Applied Sciences*, 9(15): 2671–2687.
- 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.
- Godard, M., Jousset, D. and Bodinier, J. L., 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeosubduction centre: a study of the mantle section in the Oman Ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(1): 133–148.
- Hamzehpour, B., 1975. Geological map of the Chahar-farsakh, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- 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(1): 677–681.
- Hirose, K. and Kawamoto, T., 1995. Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: the effect of H_2O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 133(3): 463–473.
- Hoffman, M.A. and Walker, D., 1978. Textural and chemical variations of olivine and chrome spinel in the East Donver ultramafic bodies, south-central Vermont. *Geological Society of America. Bulletin*, 89(5): 699–710.
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc. *Publication Dates of ODP Proceedings: Scientific Results at Texas A & M University, Texas, Report 27*, 41 pp.
- 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(3): 2661–2678.
- 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(4): 655–671.
- Kapsiotis, A., 2009. PGM and Chromite Mineralization Associated with the Petrogenesis of the Vourinos and Pindos Ophiolite Complexes, Northwestern Greece. Unpublished Ph.D. thesis, University of Patras, Patras, Greece, 891 pp.
- Karipi, S., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K. and Grammatikopoulos, T.A., 2007. Petrogenetic significance of spinel group minerals from the ultramafic rocks of the Itri and Kallidromon ophiolites (Central Greece). *Lithos*, 99(1): 136–149.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(2): 277–279.
- Le Bas, M.J., 2000. IUGS Reclassification of the High-Mg and Picritic Volcanic Rocks. *Journal of Petrology*, 41(10): 1467–1470.
- Masoudi, J. and Imamalipour, A., 2019. Application of geological methods for prospecting of podiform chromite deposits in the Khoy ophiolite zone, Northwestern Iran. *Journal of Economic Geology*, 11(2): 285–303. (in Persian with English abstract)
- Matsumoto, L. and Arai, S., 2001. Petrology of dunite/harzburgite with decimeter-scale stratification in a drill core from the Trai-Misaka ultramafic complex southwestern Japan. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 96(1): 19–28.

- Monsef, I., Rahgoshay, M., Pirouz, M., Chiaradia, M., Michel Grégoire, M. and Ceuleneer, G., 2018. The Eastern Makran Ophiolite (SE Iran): evidence for a Late Cretaceous fore-arc oceanic crust. *International Geology Review*, 60(1):1–27
- Nabavi, M.H., 1976. An introduction to geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 109 pp. (in Persian)
- 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(9): 1577–1618.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A., 1996. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 289 pp.
- Piccardo, G.B., Zanetti, A.O. and Müntener, 2007. Melt/peridotite interaction in the Southern Lanzo peridotite: Field, textural and geochemical evidence. *Lithos*, 94(1):181–209
- Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S., 2010. Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. *Lithos*, 117(3): 209–228.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R., 2017. Petrography and mineral chemistry of metamorphosed mantle peridotites of Nain Ophiolite (Central Iran). *Journal of Economic Geology*, 9(1): 57–79. (in Persian with English abstract)
- Stevens, R.E., 1944. Composition of some chromites of the western hemisphere. *American Mineralogist*, 29(2):1–64.
- Streckeisen, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks: recommendation and suggestion of the IUGS, subcommission on the systematic of Igneous Rock. *Geology*, 7(7): 331–335.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134–150.
- Tirrul, R., Johns, J.W., Willoughby, N.O., Camp, V.E., Griffis, R.J., Bell, I.R. and Meixner, H.M., 1989. Geological map of Nehbandan. Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154(4): 392–405.
- Zhou, M.F., Sun, M., Keays, R.R. and Kerrich, R. W., 1998. Controls of platinum-group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high-Cr and high-Al chromitites from Chinese orogenic belts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(4): 677–688.



Mineralogy, Geochemistry and Petrogenesis of Mantle Peridotites of Nehbandan Ophiolitic Complex, East of Iran

Hamid Karimzadeh^{1*}, Mohamad Rahgoshay¹ and Iman Monsef²

1) Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2) Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan, Iran

Submitted: Dec. 02, 2018

Accepted: Apr. 07, 2019

Keywords: Mineralogy, Geochemistry, Petrogenesis, Mantle peridotite, Nehbandan ophiolite, East of Iran

Introduction

Ophiolites are a set of oceanic rocks with different appearance and mineralogy in the world's largest orogenic belt, from the Alpine to the Himalayas. The ophiolites of Iran are also located in this belt. Among ophiolites in Iran, the Nehbandan Ophiolitic Complex in the east of the country is of great importance. The complete ophiolitic sequence consists of two sets. The first is the crust sequence, gabbro, diabase and basalt, and the second is a mantle sequence or peridotites, both of which are sequences in the Nehbandan Ophiolitic Complex. The main purpose of this research study is mantle section. There are three study areas, located near the city of Nehbandan: Kalateh-Shahpori, Qadam Gah peridotites that are about 30 km northwest of the city of Nehbandan near the Chahar Farsang village and the third area is located between the Khansharaf village and Nasfandeh Kuh area that is 10 km east of Nehbandan.

Materials and methods

In this lithological and mineralogical research study, thin and polished sections were prepared from samples. The thin sections were analyzed by polarizing OLYMPUS microscope BH-2 and the polished sections were analyzed by the OLYMPUS BX-60 reflecting microscope. A CAMECA SX100 electron probe microanalyzer was used to determine the chemical composition of the minerals in samples. The analytical condition include 15 kV and 20 nA rays with

periods of 10 to 30 seconds at peaks for different minerals that are analyzed at the electron probe microanalysis center in the University Of Toulouse, France. The stoichiometry of minerals was used to calculate the amount of Fe³⁺ for access to the structural formula of minerals (Droop, 1987).

Results and discussion

In terms of petrography, the Kalateh Shahpori peridotites are of the Harzburgite type and the Nasfandeh Kuh peridotites are of the Lherzolite type. The Qadam Gah peridotites are both geographically and petrographically indicative of the state of transition between the two other regions. The mineralogy of the Kalateh Shahpori peridotites is composed of olivine (Fo₉₁), orthopyroxene (En₉₀ Fs₉), and the Cr-spinel is of the high Cr type. The Nasfandeh Kuh peridotites have olivine minerals that are Chrysolite (Fo₈₉), orthopyroxene (En₈₉ Fs₉) and (En₈₆ Fs₁₀), clinopyroxene (En₄₆ Fs₅ Wo₄₉) and, the Cr-spinel is of the high Al type. The Qadam Gah peridotites are composed of olivine (Fo₉₀), orthopyroxene (En₈₉ Fs_{9.5}), clinopyroxene (En₄₇ Fs₃ Wo₅₀) and, the Cr-spinel is of the medium Cr type.

According to geochemical data and petrogenesis, the Kalateh Shahpori harzburgites are of the supra-subduction zone type in the forearc basin. The Nasfandeh Kuh Lherzolites are of the middle-oceanic type. The Lherzolites of Qadam Gah have the same characteristics of both regions in terms of the formation environment. However, they are

*Corresponding author Email: H_Karimzadeh@sbu.ac.ir

much more similar to the middle-oceanic peridotites. The degree of partial melting of the peridotite has a direct relationship with the Cr content and it has an inverse relationship with the Al_2O_3 content in the chromium-spinel of the peridotite (Hellebrand et al., 2001). Probably, these lherzolites formed due to the re-fertilization of harzburgites (Monsef et al., 2018). Accordingly, Kalateh-Shahpori harzburgites with 20% partial melting are of high-grade, and the Nasfandeh Kuh Lherzolites with 5% partial melting are of the low grade type. The lherzolites of the Qadam Gah are approximately 11% partial melting and are located between the Kalateh Shahpori peridotites and the Nasfandeh Kuh peridotites. The high degree of melting in the Harzburgites may indicate their remelting in the fluid environment because the hydrosis condition increases the degree of partial melting of peridotite (Hirose and Kawamoto, 1995). The Cr# in Cr-spinel, and the Mg# in olivine of the peridotites indicate the presence of at least 3 types of peridotites in the Nehbandan Ophiolitic Complex. According to mineralogy, petrography, geochemistry, and petrogenesis studies of the peridotites in the Nehbandan ophiolitic complex, it is recommended to explore possible chromite deposits, high melting and supra-subduction harzburgite zones such as Kalateh Shahpori harzburgites which should be considered to be the

first priority. Then the peridotites of transition regions such as Qadam Gah should be at second priority and finally the low melting middle-oceanic lherzolites such as the Nasfandeh Kuh should be considered to be the third priority.

References

- 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.
- 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(1): 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): 463–473.
- Monsef, I., Rahgoshay, M., Pirouz, M., Chiaradia, M., Michel Grégoire, M. and Ceuleneer, G., 2018. The Eastern Makran Ophiolite (SE Iran): evidence for a Late Cretaceous fore-arc oceanic crust. *International Geology Review*, 60(1):1–27