

سنگ‌نگاری، شیمی کانی و تحولات پتروژنتیکی هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آبگرم (جنوب استان کرمان)

راضیه‌علی‌پور، حسام‌الدین معین‌زاده*، حمید احمدی‌پور

دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۱۴۰۰/۰۶/۰۸

دریافت ۱۳۹۹/۰۲/۱۶

چکیده

مجموعه اولترامافیک آبگرم در منتهی‌الیه جنوب شرق زون سنندج- سیرجان و در مجاورت زون زاگرس واقع شده است و جزئی از کمربند افیولیتی اسفندقه-حاجی‌آباد به‌شمار می‌رود. سه گروه سنگی متفاوت در مجموعه وجود دارد که از آن جمله می‌توان به سنگ‌های اولترامافیک، مافیک و دگرگونی اشاره کرد. سنگ‌های اولترامافیک بیش‌تر در قالب هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت هستند که از این بین هارزبورژیت‌ها بیش از ۸۵ درصد از حجم واحدهای سنگی را در این مجموعه تشکیل داده‌اند. شواهد میکروسکوپی نشان‌گر نسل‌های مختلف کانی‌ها در این سنگ‌ها است. به‌علاوه شواهد مربوط به شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که این پریدوتیت‌ها مرتبط به حوضه پشت قوس است که حدود ۱۵ درصد ذوب‌بخشی را متحمل شده‌اند. دمای تعادل محاسبه شده بر اساس پورفیروکلاست‌های پیروکسن و اجتماع الیوین-اسپینل به‌ترتیب ۸۱۶ تا ۹۹۲ و ۷۰۸ تا ۸۴۰ درجه سانتی‌گراد است و همچنین تخمین فوگاسیته اکسیژن بین ۰/۸ تا ۰/۹ (Log-bar) نسبت به بافر کوارتز-مگنتیت-فایالیت است که تاریخچه چند مرحله‌ای از ذوب و تغییر شکل و تعادل مجدد ساب‌سالییدوس با فشار بین ۱،۲ تا ۲ گیگاپاسکال را که منطبق بر محدوده پریدوتیت اسپینل‌دار است برای پریدوتیت آبگرم نشان می‌دهد. شواهد شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به پریدوتیت‌های آبیصال شباهت دارند و احتمالاً در محیط حوضه پشت‌قوس شکل گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: مجموعه اولترامافیک آبگرم، اسفندقه- حاجی‌آباد، هارزبورژیت، افیولیت، کرمان

Petrology, Mineral Chemistry and Petrogenetic Evolutions of the Harzburgites from Abgarm Ultramafic Complex (South of Kerman Province)

Raziyeh Alipour, Hesam Moeinzadeh*, Hamid Ahmadipour

Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Abstract

Abgarm ultramafic complex in termination of the south east of Sanandaj- Sirjan is a part of Haji Abad- Esfandagheh ophiolitic belt. This body consist of three different types of rocks include of ultramafic rocks, mafic and metamorphic. Most ultramafic rocks are harzburgite, dunite and lherzolite that harzburgites are more than 85 volume percent of this complex. Microscopic evidence suggests that there are several generations of minerals in these rocks. In addition, mineral chemistry data indicate that the Abgarm harzburgites have been formed in an environmental similar to those considered for MORB peridotites and they past about 15% partial melting. Pyroxene porphyroclasts and Olivine-Spinel thermometry in these harzburgites shows 816- 992 and 708- to 840° C. Moreover, fO_2 calculation gives a redox state that lies within a range of 1.6 log bar units around the Fayalite-Magnetite- Quartz buffer FMQ ($\log = -0.8 - 0.9$ log-bar units) in the range of pressure of 1.2 and 2 GPa. For them and suggest that they have been equilibrated in spinel peridotite field for Abgarm peridotites. Chemical evidences show that these rocks are similar to abyssal peridotites and probably formed in a back arc basin environment.

*نویسنده مسئول hmoeinzadeh@uk.ac.ir

Key words: Abgarm ultramafic complex, Esfandagheh- Haji Abad, Harzburgite, Ophiolite, Kerman.

مقدمه

شکل‌گیری نوارهای افیولیتی ایران حاصل بسته شدن اقیانوس‌های قدیمی پالئوتتیس و نئوتتیس در نتیجه فازهای کوه‌زایی سیمرین و پس از آن است (Stampfli, 2000). طی بررسی‌هایی که تاکنون انجام شده، افیولیت‌ها در جایگاه‌های متفاوت ژئوتکتونیکی تشکیل می‌شوند (Morishita et al., 2007; Dare et al., 2009; Rogkala et al., 2019) و بررسی افیولیت‌ها نه تنها در درک ساختار لیتوسفر اقیانوسی، بازسازی و تاریخچهٔ تکتونیکی و تکامل کمربندهای کوهزایی ضروری است بلکه در بررسی منشأ و فرآیندهای مؤثر در تشکیل و دگرشکلی مجموعه‌های گوشته‌ای نیز اهمیت دارند (Bodinier & Godard, 2003; Dilek & Furnes, 2011). یکی از بحث‌های مهم در بررسی افیولیت‌ها برای به‌دست آوردن اطلاعات ارزشمند در مورد تحولات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی گوشته، مکانیسم تولید و نحوهٔ مهاجرت مذاب، جایگاه تکتونیکی زایش آن و هم‌چنین واکنش مذاب و سنگ ارائه می‌دهد، بررسی توالی گوشته افیولیتی است (Caran et al., 2010; Dick & Bullen, 1984).

ترکیب سنگ‌های گوشته‌ای مرتبط با افیولیت‌ها مانند هارزبورژیت‌ها که به‌عنوان باقی‌مانده ذوب‌بخشی تصور می‌شوند، می‌توانند اطلاعات ارزشمندی درباره محیط تکتونوماگمایی افیولیت‌ها و ماهیت ذوب‌بخشی ارائه دهند (Dick & Bullen, 1984; Pomonis & Magganis, 2017).

در این راستا شیمی کانی‌های موجود در این سنگ‌ها برای تشخیص ماهیت و نوع کانی موجود، خاستگاه تشکیل آنها و تعیین دما و فشار تعادلی در پریدوتیت‌ها استفاده می‌شود (Xu et al., 2014a). مجموعه اولترامافیک آبگرم، به‌صورت توده‌ای کشیده با روند تقریبی شمال‌شرق-جنوب‌غرب و مساحت تقریبی ۸۰ کیلومترمربع، بخشی از منتهی‌الیه جنوب‌شرقی افیولیت‌های کرمانشاه-نیریز را در لبهٔ شمالی روراندگی زاگرس تشکیل می‌دهد و علی‌رغم رخنمون گسترده، نسبت به مجموعه‌های اولترامافیک اطراف دقیقاً بررسی نشده است. با توجه به این‌که بررسی شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌ها، ابزاری ارزشمند برای تعیین منشأ آنها است از این‌رو، در این پژوهش سعی بر این است که با استفاده از شواهد صحرایی، پتروگرافی و شیمی کانی‌های موجود در هارزبورژیت‌ها، منشأ و محیط تکتونیکی مناسبی مطابق با داده‌های ژئوشیمیایی برای مجموعه اولترامافیک آبگرم ارائه شود.

روش پژوهش

پس از مطالعات و بررسی‌های دقیق سعی شد که از واحدهای هارزبورژیتی نمونه‌هایی مناسب با کم‌ترین آثار دگرسانی انتخاب شوند. پس از آماده‌سازی نمونه‌ها به‌صورت مقطع نازک میکروسکوپی و انجام پژوهش‌های پتروگرافی از تعدادی از هارزبورژیت‌ها مقطع نازک صیقلی تهیه و با استفاده از دستگاه مدل JEOL-JXA- 8600 M، ولتاژ شتاب‌دهنده 15 kV و جریان اشعه 2×10^{-8} Amp در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاکاماتا ژاپن تحت تجزیه الکترون میکروپروب قرار گرفتند و سپس با استفاده از نتایج به‌دست آمده اقدام به محاسبهٔ فرمول ساختمانی کانی‌ها شد.

زمین‌شناسی مجموعه اولترامافیک آبگرم

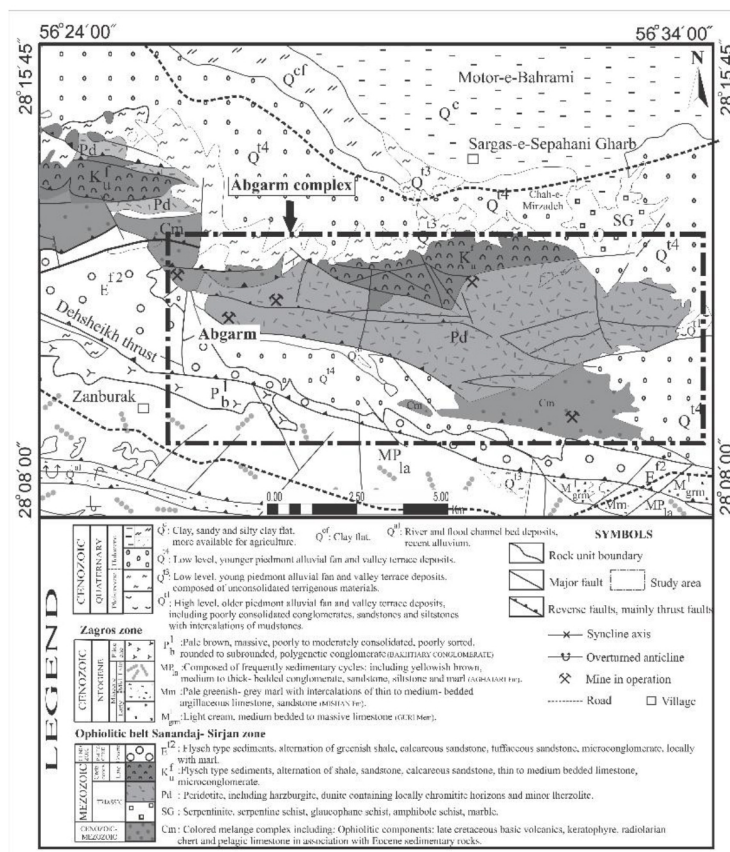
به لحاظ زمین‌شناسی، مجموعه آبگرم در منتهی‌الیه جنوب شرق زون سنندج-سیرجان و در مجاورت زون زاگرس واقع شده و در محل تقاطع آن با افیولیت ملائذهای ایران مرکزی رخنمون دارد (Sahandi et al., 2007). هم‌چنین می‌توان آن را جزء مجموعه‌های اولترامافیک منطقه اسفندقه به حساب آورد که در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش حاجی‌آباد قابل مشاهده است (سبزه‌ئی، ۱۳۷۳). مجموعه آبگرم از نظر دیدگاه تقسیمات جغرافیایی در ۱۵ کیلومتری روستای دولت‌آباد واقع در ۳۱ کیلومتری جنوب شرق ارزوئیه در جنوب شهرستان بافت (استان کرمان) و در نزدیکی مرز استان کرمان با هرمزگان قرار گرفته است. مجموعه اولترامافیک آبگرم، به صورت توده‌ای کشیده با روند شمال‌شرق-جنوب‌غرب و مساحتی در حدود ۸۰ کیلومتر مربع، بخشی از منتهی‌الیه جنوب‌شرقی افیولیت‌های کرمانشاه نبریز را در لبه شمالی رواندگی زاگرس تشکیل می‌دهد. منطقه بررسی شده جزء کمربند آمیزه رنگین ارزوئیه-دولت‌آباد بوده است و در لبه شمالی تراست اصلی زاگرس واقع شده است (نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ارزوئیه) (شکل ۱). سه گروه سنگی متفاوت در مجموعه وجود دارد که از آن جمله می‌توان به سنگ‌های اولترامافیک، مافیک، و دگرگونی اشاره کرد. سنگ‌های اولترامافیک بیش‌تر در قالب هارزبورژیت، دونیت و لزلولیت هستند، سنگ‌های مافیک شامل گابرو و بازالت است و سنگ‌های دگرگونی بیش‌تر از نوع کلریت‌شیست، موسکویت‌شیست، آمفیبول شیست و سرپانتینیت‌ها است. هارزبورژیت‌ها بیش از ۸۵ درصد از حجم واحدهای سنگی مجموعه آبگرم را تشکیل داده‌اند و لایه‌بندی واضحی از خود نشان نمی‌دهند به‌علاوه به دلیل داشتن مقاومت بیش‌تر نسبت به واحدهای اطراف، به صورت واحدهای مرتفع با توپوگرافی خشن دیده می‌شوند (شکل ۲ آ). این سنگ‌ها در سطوح هوازده خود به رنگ نارنجی، قهوه‌ای تا قهوه‌ای سوخته و در سطح تازه شکسته شده دارای رنگ سبز تیره تا خاکستری هستند. قسمت عمده حجم هارزبورژیت‌ها را الیوین تشکیل می‌دهد که در سطح سنگ به صورت منفرد قابل مشاهده نیستند اما ارتوپیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها با توجه به مقاومت بالایی که دارند به صورت برجسته در سطح هارزبورژیت‌ها به دلیل درخشندگی سطوح صاف در زیر نور خورشید قابل مشاهده است و هم‌چنین در بعضی موارد وجود دایک‌ها و رگه‌های پیروکسنیتی از ویژگی‌های این سنگ‌ها است (شکل ۲ ب). کروم‌اسپینل نیز در سطح این سنگ‌ها به صورت پراکنده یا گاهی با اندکی جهت‌یافتگی دیده می‌شود. درصدهای متفاوتی از دگرسانی و سرپانتینیتی شدن نیز در این سنگ‌ها قابل مشاهده است و در مکان‌هایی که سنگ دچار شکستگی شده بیش‌ترین میزان سرپانتینیتی شدن را شاهد هستیم به‌علاوه وجود رگه‌های مگنیتی از دیگر موارد قابل مشاهده در سطح این سنگ‌ها است (شکل ۲ پ و ت).

پتروگرافی

هارزبورژیت‌ها بیش از ۸۰ درصد مجموعه افیولیتی آبگرم را تشکیل داده‌اند. بر پایه مطالعات پتروگرافی، ترکیب متوسط مودال هارزبورژیت‌های منطقه آبگرم شامل ۷۰ تا ۸۰ درصد الیوین، ۲۰ تا ۳۰ درصد ارتوپیروکسن به عنوان کانی‌های اصلی و حداکثر تا ۳ درصد کلینوپیروکسن و کروم‌اسپینل نیز به صورت یک فاز فرعی در نمونه‌ها حضور دارد و مقدار آن بین ۱ تا ۲ درصد است. این سنگ‌ها درشت بلور بوده است و بافت اصلی آنها گرانولار تا پورفایرولاستیک است. هم‌چنین بافت مشبک نیز به دلیل سرپانتینیتی شدن در آنها دیده می‌شود. وجود بافت مشبک در این سنگ‌ها نشان‌دهنده تأثیر فرآیندهای تکتونیکی روی پریدوتیت (Nouri, 2019) و تجزیه الیوین به سرپانتین

(Ghaseminejad & Torabi, 2014) است. بافت پورفایروکلاستی نیز نشانه دگرشکلی درجه پایین در سنگ‌های

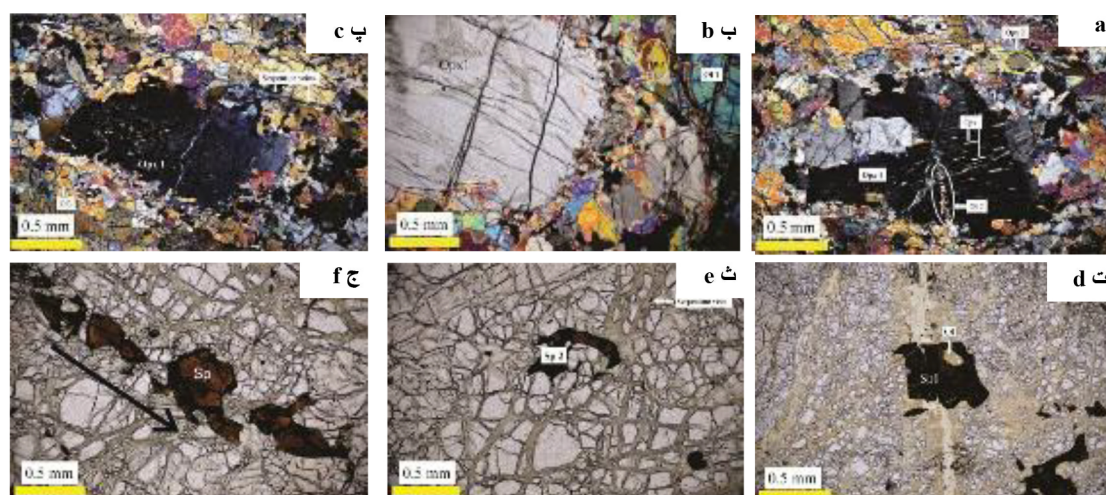
اولترامافیک است



۳ ب). دومین نسل از الیوین (Ol2)، بلورهای ریزدانه بی‌شکلی هستند که در اطراف یا در بین پورفایروکلاست‌های ارتوپایروکسن شکل گرفته‌اند. این بلورها ماکل مکانیکی و تغییر شکل نشان نمی‌دهند، دارای شکل موزاییکی بوده است و در حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر قطر دارند، در مرز درشت بلورهای ارتوپایروکسن به صورت دانه‌های ریز به دنبال هم قرار گرفته‌اند و مرزهای سینوسی نامنظم را در اطراف بلورهای ارتوپایروکسن ایجاد کرده‌اند (شکل ۳ آ). سومین نسل بلورهای الیوین به صورت ریزدانه در بین بلورهای درشت الیوین و ارتوپایروکسن قرار گرفته‌اند که اصولاً مرزهای اتصال سه‌گانه دارند، آثار دگرشکلی ندارند و در اثر تبلور مجدد الیوین‌های درشت به وجود آمده‌اند (شکل ۳ پ). ارتوپایروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها در قالب دو نسل هستند: نسل اول (Opx1) به صورت پورفایروکلاست‌های بدون شکل است که اندازه آنها از ۲ تا ۵ میلی‌متر متغیر است. همچنین آثار دگرشکلی پلاستیک که در دمای بالا اتفاق می‌افتد (Baker, 1994; Shelly, 1993) از جمله کینگ‌باند، خمیدگی، خاموشی موجی و تیغه‌های جدایشی کلینوپایروکسن که از جمله شواهد دگرشکلی گوشته‌ای (Juteau & Maury, 2009) هستند در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۳ آ). این تغییر شکل‌ها زمانی رخ می‌دهند که سنگ‌ها به دمای سالدوس خیلی نزدیک باشند (Boudier & Nicolas, 1985). نسل دوم ارتوپایروکسن‌های موجود (Opx2) در هارزبورژیت‌ها به صورت دانه‌های کوچک و بی‌شکلی دیده می‌شوند که در میان بلورهای الیوین تبلور یافته‌اند و قطر آنها بین ۰٫۲ تا ۱٫۵ میلی‌متر تغییر می‌کند. به علاوه این نسل از ارتوپایروکسن‌ها، تیغه جدایشی کلینوپایروکسن و خاموشی موجی ندارند (شکل ۳ آ). کلینوپایروکسن‌ها که در حدود ۳ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند به صورت بی‌شکل در بین بلورهای الیوین و ارتوپایروکسن‌ها و یا به صورت تیغه‌های جدایشی ریز درون ارتوپایروکسن‌ها در هارزبورژیت‌ها حضور دارند (شکل ۳ آ). اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها که کم‌تر از ۲ درصد از حجم این سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند به رنگ‌های سبز، قهوه‌ای تا قهوه‌ای سوخته و گاهی مایل به قرمز دیده می‌شوند. اسپینل‌ها به دو شکل متفاوت قابل مشاهده هستند، اسپینل نوع اول (Sp1) دارای رنگ قهوه‌ای تیره تا مایل به قرمز بوده، شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و درشت‌دانه‌تر هستند که در اطراف بلورهای الیوین و ارتوپایروکسن‌ها متبلور شده‌اند و گاهی میانبارهایی از جنس الیوین و ارتوپایروکسن دارند (شکل ۳ ت). اسپینل‌های نوع دوم به صورت بلورهای کاملاً بی‌شکل است و بین بلورهای ارتوپایروکسن و الیوین را پر کرده‌اند (شکل ۳ ث). در بعضی مقاطع کروم اسپینل‌ها دچار دگرسانی شده و در محل شکستگی‌ها و حاشیه‌ها به اکسید آهن تبدیل شده‌اند. همچنین گاهی به صف‌شدگی و کشیدگی نیز از خود نشان می‌دهند (شکل ۳ ج). پتروگرافی سنگ‌های بررسی شده با استفاده از تصاویر میکروسکوپ الکترونی مقاطع نازک صیقلی و اسپکتروگراف طیف‌سنجی پراش پرتو X نیز بررسی شده است که در این تصاویر اسپکتروگراف‌های مربوط به هر یک از عناصر سازنده در نقاط مشخص شده روی تصاویر مقاطع میکروسکوپی مربوط اولترامافیک‌های دگرسان نشده تعیین شده است. بر مبنای اسپکتروگراف‌های به دست آمده از اولترامافیک‌ها و کانی‌های تشکیل‌دهنده، کانی‌شناسی این سنگ‌ها در شکل ۴ بررسی شده است، به گونه‌ای که در شکل (۴ آ) پیک عناصر (Mg, Si, Fe) و (O) نشان‌دهنده کانی الیوین است، شکل (۴ ب) پیک عناصر (Si و Mg) نشان‌دهنده کانی ارتوپایروکسن، شکل (۴ پ) پیک عناصر (Ca, Mg, Si) نشان‌دهنده کانی کلینوپایروکسن و در نهایت در شکل (۴ ت) پیک عناصر (Cr و Fe, Mg, Al) مربوط به کانی اسپینل است.

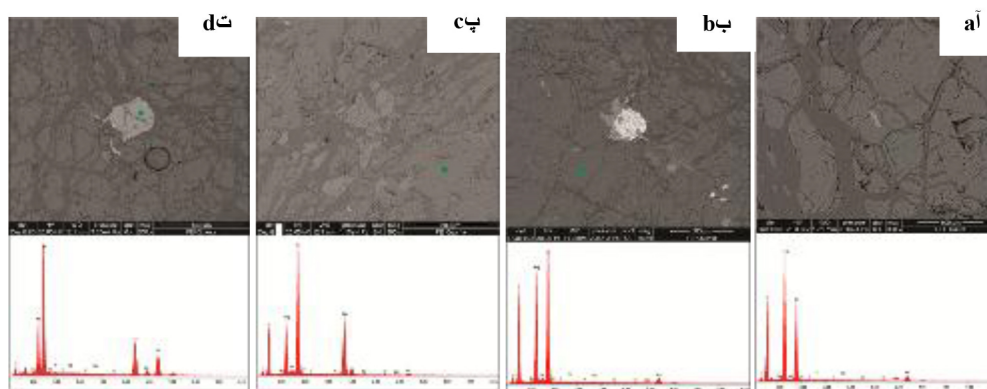
شیمی کانی‌ها

ترکیب شیمیایی کانی‌ها برای شناخت سرشت و شرایط پیدایش پریدوتیت‌های گوشته‌ای مفید است (Zhou et al., 1997). از این‌رو برای شناخت ترکیب شیمیایی، تعیین دما و فشار مجموعه کانیایی در هارزبورژیت‌ها، از تجزیه نقطه‌ای کانی‌های پیروکسن، الیوین و اسپینل استفاده شده است.



شکل ۳. آ) بافت پورفیروکلاستیک واجد بلورهای درشت ارتوپیروکسن و الیوین‌های زمینه به همراه نسل‌های مختلف کانی‌ها در هارزبورژیت‌ها، ب) درشت بلور ارتوپیروکسن نسل اول به همراه نسل اول و سوم الیوین هم‌چنین میلونیتی شدن الیوین‌های منطقه، پ) بلورهای الیوین نسل سوم دارای اتصال سه‌گانه در مرز درشت بلور ارتوپیروکسن، ت) در برداری الیوین درون کروم اسپینل نسل اول (نور عادی)، ث) بلور اسپینل بی‌شکل نسل دوم موجود در سنگ‌های منطقه، ج) جهت یافتگی و به صف شدگی منظم کروم اسپینل‌ها در هارزبورژیت (نور عادی)

Figure 3. a) Porphyroclastic texture with coarse-grained orthopyroxene and olivine in the matrix with different generations of minerals. b) First generation coarse-grained orthopyroxene along with first and third generation olivines as well as mylonitized olivine, c) Third generation olivine crystals with triple junction at the coarse-grained orthopyroxenes, d) Olivine inclusion in the first generation spinel, e) Undeformed spinel crystals of the second generation found in the harzburgites, f) Orientation of chromium spinels in the harzburgites.



شکل ۴. تصاویر SEM، (Scanning Electron Microscope) از هارزبورژیت‌های آبگرم. اسپکتروگراف طیف سنجی پراش انرژی پرتو X مربوط به سنگ میزبان و طیف سنجی نقاط مشخص شده به ترتیب مربوط به آ) کانی الیوین، ب) کانی ارتوپیروکسن، پ) کانی کلینوپیروکسن، ت) کانی اسپینل

Figure 4. Scanning Electron Microscope (SEM) images from the harzburgites. Spectrograph spectroscopy of x-ray energy diffraction of the harzburgites and spectroscopy of the specified points for the a) olivine mineral, b) orthopyroxene mineral, c) clinopyroxene mineral, d) spinel mineral.

الیوین

الیوین فراوان‌ترین و اساسی‌ترین کانی سیلیکاته تشکیل‌دهنده سنگ‌های پریدوتیت آبگرم است. بر اساس بررسی‌های آزمایشگاهی و بررسی‌های میکروسکوپی، الیوین‌های موجود در هارزبورژیت‌ها در قالب نسل‌های مختلف تقسیم‌بندی

شده‌اند اما در تجزیه شیمیایی الکترون میکروپروب، در ترکیب شیمیایی این نسل‌ها تفاوت چندانی مشاهده نمی‌شود. ترکیب شیمیایی این کانی در جدول ۱ نشان داده شده است. ترکیب الیوین‌های موجود در هارزبورژیت‌ها در گستره $\text{Fo}_{90.37} - \text{Fo}_{91.25}$ است که در محدوده فورستريت قرار می‌گیرند (Deer et al., 1992). در این کانی مقادیر NiO از ۰٫۳۱ تا ۰٫۴۲ درصد وزنی تغییر می‌کند و میزان MnO در این الیوین‌ها از ۰٫۱۱ تا ۰٫۱۹ درصد متغیر است و در نمودار Fo در برابر MnO (Takahashi, 1986) اکثراً در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵ آ).

ارتوپيروكسن

ترکیب شیمیایی ارتوپيروكسن‌های موجود در منطقه در جدول ۲ نشان داده شده است. بر اساس نمودار مثلثی ولاستونیت- انستاتیت فروسیلیت (Morimoto, 1988)، ارتوپيروكسن‌ها همگی از نوع انستاتیت هستند و مقدار تغییر Mg# در آنها بسیار محدود بوده و بین ۹۰٫۱۲ تا ۹۵٫۷۳ متغیر است، در نتیجه جزء ارتوپيروكسن‌های با عدد منیزیم بالا به‌شمار می‌روند. مقدار Al_2O_3 در این کانی بین ۲٫۲۱ تا ۳٫۶۴، Cr_2O_3 بین ۰٫۱۰ تا ۰٫۴۵ و FeO بین ۶٫۰۹ تا ۶٫۷۸ درصد وزنی تغییر می‌کند. به‌علاوه مقدار TiO_2 در ارتوپيروكسن میان ۰٫۰ تا ۰٫۱۲ درصد وزنی در نوسان است. هم‌چنین در تجزیه‌های انجام گرفته مشخص شد که ترکیب این کانی هموزن بوده است و تفاوت ترکیبی زیادی بین مرکز و حاشیه آنها دیده نمی‌شود. نمودار Al_2O_3 در مقابل Mg# رسم شده برای این کانی‌ها، در محدوده ارتوپيروكسن‌های فشار بالا قرار می‌گیرند (شکل ۵ ب).

جدول ۱. ترکیب شیمیایی الیوین‌های (Ol) موجود در هارزبورژیت‌های (Hz) مجموعه آبگرم
Table 1. The chemical compositions of olivines (Ol) in the harzburgites (Hz) of Abgarm complex

Sample Phase	M-15 Ol	M-15 Ol	M-15 Ol	M-15 Ol	M-15 Ol	M-15 Ol	M-56 Ol	M-56 Ol	M-56 Ol	M-56 Ol
Rock type	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
SiO ₂	۴۰٫۹۱	۴۰٫۹۵	۴۰٫۸۲	۴۰٫۸۹	۴۰٫۷۸	۴۰٫۹۴	۴۱٫۰۱	۴۱٫۰۱	۴۱٫۰۱	۴۰٫۹۹
TiO ₂	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
FeO	۹٫۲۰	۹٫۱۸	۹٫۱۵	۹٫۱۵	۹٫۱۷	۹٫۱۸	۹٫۱۹	۹٫۰۵	۹٫۲۵	۸٫۵۵
MnO	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۸	۰٫۱۵
MgO	۴۹٫۷۸	۴۹٫۳۵	۴۹٫۷۷	۵۰٫۰۲	۵۰٫۱۰	۴۹٫۹۵	۴۹٫۷۰	۴۹٫۳۳	۴۹٫۹۴	۴۹٫۸۴
NiO	۰٫۳۳	۰٫۳۵	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۳۶	۰٫۴۰	۰٫۳۰	۰٫۳۴	۰٫۴۱
CaO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲
Total	۱۰۰٫۳۴	۹۹٫۹۵	۱۰۰٫۱۹	۱۰۰٫۵۱	۱۰۰٫۴۹	۱۰۰٫۵۴	۱۰۰٫۴۲	۹۹٫۸۵	۱۰۰٫۷۲	۹۹٫۹۶
Si	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۰٫۹۹	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe(ii)	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۷
Mn	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۱٫۸۱	۱٫۸۰	۱٫۸۱	۱٫۸۱	۱٫۸۲	۱٫۸۱	۱٫۸۰	۱٫۸۰	۱٫۸۱	۱٫۸۱
Ni	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg#	۹۰٫۶۱	۹۰٫۵۵	۹۰٫۶۵	۹۰٫۶۹	۹۰٫۶۹	۹۰٫۶۶	۹۰٫۶۰	۹۰٫۶۷	۹۰٫۵۹	۹۱٫۲۳
Fo	۹۰٫۵۰	۹۰٫۴۵	۹۰٫۵۶	۹۰٫۵۹	۹۰٫۵۹	۹۰٫۵۵	۹۰٫۵۰	۹۰٫۵۶	۹۰٫۴۲	۹۱٫۰۹
Fa	۹٫۳۸	۹٫۴۴	۹٫۳۴	۹٫۲۹	۹٫۳۰	۹٫۳۳	۹٫۳۹	۹٫۳۲	۹٫۴۰	۸٫۷۶

ادامه جدول ۱
Table 1 (continued)

Sample	E-2	E-2	E-2	E-2	E-2	E-2	M-5	M-5	M-5	M-5
Phase	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol	Ol
Rock type	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
SiO ₂	۴۰.۸۲	۴۰.۶۶	۴۰.۹۰	۴۰.۶۸	۴۰.۸۳	۴۱.۰۲	۴۰.۷۲	۴۱.۰۱	۴۱.۰۶	۴۰.۷۸
TiO ₂	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
FeO	۹.۱۹	۸.۸۳	۸.۶۶	۸.۸۱	۸.۶۲	۸.۴۵	۸.۸۴	۸.۷۴	۸.۸۶	۹.۳۳
MnO	۰.۱۷	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۳
MgO	۴۹.۵۰	۵۰.۰۱	۴۹.۸۰	۵۰.۰۱	۴۹.۹۵	۴۹.۹۷	۴۹.۸۴	۴۹.۷۱	۴۹.۷۷	۴۹.۸۰
NiO	۰.۳۳	۰.۳۸	۰.۳۴	۰.۳۴	۰.۳۴	۰.۳۵	۰.۳۲	۰.۳۱	۰.۳۴	۰.۴۱
CaO	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۰
Total	۱۰۰.۰۲	۱۰۰.۰۳	۹۹.۸۷	۹۹.۹۹	۹۹.۹۱	۹۹.۹۴	۹۹.۸۹	۹۹.۹۲	۱۰۰.۱۷	۱۰۰.۴۶
Si	۱.۰۰	۰.۹۹	۱.۰۰	۰.۹۹	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۰.۹۹
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe(ii)	۰.۱۹	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۹
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۱.۸۱	۱.۸۲	۱.۸۱	۱.۸۲	۱.۸۲	۱.۸۲	۱.۸۲	۱.۸۱	۱.۸۱	۱.۸۱
Ni	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Ca	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg#	۹۰.۵۷	۹۰.۹۹	۹۱.۱۱	۹۱.۰۱	۹۱.۱۷	۹۱.۳۴	۹۰.۹۵	۹۱.۰۲	۹۰.۹۲	۹۰.۴۹
Fo	۹۰.۴۱	۹۰.۸۷	۹۰.۹۸	۹۰.۸۹	۹۱.۰۴	۹۱.۲۰	۹۰.۸۱	۹۰.۹۱	۹۰.۸۲	۹۰.۳۷
Fa	۹.۴۱	۹.۰۰	۸.۸۷	۸.۹۸	۸.۸۱	۸.۶۵	۹.۰۳	۸.۹۷	۹.۰۷	۹.۵۰

کلینوپیروکسن

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های موجود در منطقه آبگرم در جدول ۳ نمایش داده شده است. این کانی به‌عنوان یک کانی فرعی در هارزبورژیت‌های منطقه دیده می‌شود و به‌صورت بلورهای مستقل و تیغه‌های جدایشی موجود در ارتوپیروکسن وجود دارد. مقدار انستاتیت، ولاستونیت و فروسیلیت در این کانی‌ها به‌ترتیب میان ۴۶،۵۹ تا ۴۸،۹۸ ، ۴۷،۵۱ تا ۴۹،۹۵ و ۲،۹۹ تا ۴،۲۱ تغییر می‌کند و میزان $Mg\#$ از ۹۲،۸۲ تا حدود ۹۷،۷۸ است. مقدار $Mg\#$ بالا در این کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند نشان‌دهنده درجه بالای ذوب‌بخشی، واکنش پریدوتیت‌ها با مذاب‌های دیرگدازی مانند بونیت‌ها (Bodinier & Godard, 2003) و تعادل ساب‌سالدوس در دمای کم باشد (Parkinson & Pearce, 1988). هم‌چنین $Mg\#$ بالا در کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده پریدوتیت‌های بسیار تهی شده است (Uysal et al., 2012). به‌علاوه طبق نظر نجف‌زاده و احمدی‌پور (۲۰۱۴) کم بودن مقادیر اکسیدهای TiO_2 (۰،۱۶ - ۰،۲۰)، K_2O

(۰,۶ - ۰,۰) Na_2O و (۰,۱۹ - ۰,۰۸) نشان‌دهنده منشأ تهی شده برای این هارزبورژیت‌ها است. مقادیر Al_2O_3 و Cr_2O_3 نیز به‌ترتیب بین ۲,۲۰ تا ۳,۷۳ و ۰,۲۵ تا ۰,۵۷ درصد وزنی در نوسان است. در نمودار (Morimoto, 1988) از نوع فشار بالا هستند (شکل ۵ ب).

جدول ۲. ترکیب شیمیایی ارتوپیروکسن‌های (Opx) موجود در هارزبورژیت‌های (Hz) مجموعه آبگرم
Table 2. The chemical compositions of orthopyroxenes (Opx) in the harzburgites (Hz) of Abgarm complex

Sample	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-56	M-56	M-56
Phase	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
Rock type	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
SiO ₂	۵۵.۵۷	۵۵.۷۵	۵۶.۶۵	۵۶.۲۰	۵۶.۳۰	۵۶.۲۱	۵۶.۲۰	۵۶.۲۵	۵۶.۳۱	۵۶.۶۴	۵۶.۱۶
TiO ₂	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۴
Al ₂ O ₃	۳.۲۷	۳.۱۲	۲.۲۱	۲.۸۷	۳.۲۲	۲.۹۵	۳.۶۴	۳.۳۹	۳.۵۶	۲.۲۵	۳.۰۴
Cr ₂ O ₃	۰.۴۵	۰.۴۴	۰.۱۲	۰.۱۰	۰.۱۶	۰.۲۰	۰.۱۵	۰.۱۸	۰.۲۰	۰.۱۱	۰.۱۱
FeO	۶.۳۷	۶.۳۹	۶.۵۷	۶.۴۷	۶.۴۲	۶.۵۷	۶.۱۸	۶.۶۰	۶.۳۶	۶.۵۵	۶.۲۶
MnO	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۰۸	۰.۱۵	۰.۱۸	۰.۱۵	۰.۰۸	۰.۲۲	۰.۱۳	۰.۲۰	۰.۰۶
MgO	۳۳.۸۹	۳۳.۹۴	۳۳.۸۹	۳۳.۹۲	۳۳.۸۸	۳۳.۹۰	۳۳.۹۱	۳۳.۷۸	۳۳.۷۹	۳۳.۷۷	۳۴.۰۵
CaO	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۳۳	۰.۳۳	۰.۲۸	۰.۷۴	۰.۳۵	۰.۲۲	۰.۳۳	۰.۲۳	۰.۲۷
Na ₂ O	۰.۶۳	۰.۶۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۱۲
K ₂ O	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۱۰	۰.۰۲	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۱۰	۰.۱۶
Total	۱۰۰.۴۸	۱۰۰.۵۱	۹۹.۹۹	۱۰۰.۲۱	۱۰۰.۴۹	۱۰۰.۸۵	۱۰۰.۵۹	۱۰۰.۷۸	۱۰۰.۷۶	۹۹.۹۰	۱۰۰.۲۵
Si	۱.۹۰	۱.۹۰	۱.۹۵	۱.۹۳	۱.۹۳	۱.۹۲	۱.۹۲	۱.۹۳	۱.۹۳	۱.۹۶	۱.۹۳
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۰۹	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۰۹	۰.۱۲
Cr	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe(ii)	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۱۹	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۱۶	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۵
Fe(iii)	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۳
Mn	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰
Mg	۱.۷۳	۱.۷۳	۱.۷۴	۱.۷۴	۱.۷۳	۱.۷۳	۱.۷۳	۱.۷۲	۱.۷۲	۱.۷۴	۱.۷۴
Ca	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Na	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
Mg#	۹۵.۷۳	۹۵.۳۰	۹۰.۱۲	۹۱.۲۵	۹۰.۴۷	۹۱.۶۸	۹۰.۸۵	۹۰.۵۲	۹۰.۲۷	۸۹.۹۶	۹۲.۲۷
Wo	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۶۳	۰.۶۲	۰.۵۳	۱.۳۹	۰.۶۷	۰.۴۲	۰.۶۳	۰.۴۳	۰.۵۱
En	۹۰.۱۸	۹۰.۱۷	۸۹.۵۱	۸۹.۵۹	۸۹.۶۷	۸۸.۷۵	۹۰.۰۱	۸۹.۴۵	۸۹.۷۰	۸۹.۵۳	۹۰.۱۴
Fs	۹.۷۰	۹.۷۱	۹.۸۶	۹.۸۰	۹.۸۰	۹.۸۵	۹.۳۲	۱۰.۱۲	۹.۶۷	۱۰.۰۴	۹.۳۶

ادامه جدول ۲
Table 2 (continued)

Sample	M-56	M-56	M-56	M-56	E-2	E-2	E-2	M-5	M-5	M-5
Phase	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx
Rock type	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
SiO ₂	۵۶.۸۹	۵۶.۱۳	۵۵.۶۵	۵۶.۱۲	۵۶.۱۳	۵۶.۱۲	۵۶.۰۰	۵۵.۳۹	۵۶.۳۵	۵۵.۵۷
TiO ₂	۰.۱۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۷	۰.۰۴
Al ₂ O ₃	۳.۱۴	۳.۲۴	۳.۱۲	۲.۹۹	۳.۲۵	۲.۷۸	۳.۲۱	۳.۰۵	۲.۰۱	۳.۱۲
Cr ₂ O ₃	۰.۱۵	۰.۳۵	۰.۳۷	۰.۴۰	۰.۳۶	۰.۳۷	۰.۳۹	۰.۳۴	۰.۳۸	۰.۴۱
FeO	۶.۰۹	۶.۵۰	۶.۶۵	۶.۸۵	۶.۵۱	۶.۵۲	۶.۸۰	۶.۴۱	۶.۶۰	۶.۵۱
MnO	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۴
MgO	۳۳.۰۷	۳۳.۱۷	۳۴.۰۲	۳۳.۵۰	۳۳.۸۵	۳۴.۰۳	۳۳.۴۱	۳۴.۲۰	۳۳.۷۳	۳۴.۶۱
CaO	۰.۸۳	۰.۴۷	۰.۴۳	۰.۳۹	۰.۳۸	۰.۳۷	۰.۴۷	۰.۲۹	۰.۵۰	۰.۲۳
Na ₂ O	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۱۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲
K ₂ O	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳
Total	۱۰۰.۴۹	۱۰۰.۱۱	۱۰۰.۵۵	۱۰۰.۴۹	۱۰۰.۶۹	۱۰۰.۳۸	۱۰۰.۵۴	۹۹.۸۴	۹۹.۸۴	۱۰۰.۶۸
Si	۱.۹۶	۱.۹۴	۱.۹۱	۱.۹۳	۱.۹۲	۱.۹۳	۱.۹۲	۱.۹۱	۱.۹۵	۱.۹۰
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۰۸	۰.۱۳
Cr	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Fe(ii)	۰.۲۲	۰.۲۰	۰.۱۳	۰.۱۹	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۱۳	۰.۱۸	۰.۱۲
Fe(iii)	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۷
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۱.۷۰	۱.۷۱	۱.۷۴	۱.۷۲	۱.۷۳	۱.۷۴	۱.۷۱	۱.۷۶	۱.۷۴	۱.۷۶
Ca	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱
Na	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg#	۸۸.۴۳	۸۹.۵۷	۹۲.۹۶	۸۹.۹۵	۹۰.۸۵	۹۱.۳۳	۹۰.۳۲	۹۲.۹۳	۹۰.۴۳	۹۳.۶۸
Wo	۱.۶۱	۰.۹۱	۰.۸۱	۰.۷۵	۰.۷۲	۰.۷۰	۰.۸۹	۰.۵۴	۰.۹۵	۰.۴۲
En	۸۸.۹۸	۸۹.۱۲	۸۹.۲۷	۸۸.۸۴	۸۹.۴۳	۸۹.۵۳	۸۸.۷۹	۸۹.۸۸	۸۹.۰۶	۸۹.۹۳
Fs	۹.۴۱	۹.۹۷	۹.۹۲	۱۰.۴۱	۹.۸۵	۹.۷۷	۱۰.۳۲	۹.۵۸	۹.۹۹	۹.۶۵

جدول ۳. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های (Cpx) موجود در هارزبورژیت‌های (Hz) مجموعه آبگرم.
Table 3. The chemical compositions of clinopyroxenes (Cpx) in the harzburgites (Hz) of Abgarm complex.

Sample	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-56	M-56
Phase	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
Rock type	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
SiO ₂	۵۲.۶۷	۵۲.۹۶	۵۲.۸۳	۵۲.۶۴	۵۲.۸۴	۵۲.۷۲	۵۲.۷۰	۵۲.۷۱	۵۲.۸۷	۵۲.۸۴
TiO ₂	۰.۱۸	۰.۲۱	۰.۱۹	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۲۰
Al ₂ O ₃	۳.۴۰	۳.۵۱	۳.۷۳	۳.۰۵	۳.۶۲	۳.۲۵	۳.۵۸	۳.۳۰	۳.۴۹	۳.۳۵
Cr ₂ O ₃	۰.۵۲	۰.۵۴	۰.۵۶	۰.۵۶	۰.۵۴	۰.۵۲	۰.۵۴	۰.۵۷	۰.۵۰	۰.۴۹
FeO	۲.۳۲	۲.۱۵	۱.۹۳	۱.۸۹	۱.۹۴	۱.۹۸	۲.۳۶	۲.۰۳	۲.۱۷	۲.۱۹
MnO	۰.۰۴	۰.۱۶	۰.۱۵	۰.۰۲	۰.۱۱	۰.۰۷	۰.۰۲	۰.۱۷	۰.۱۱	۰.۰۴
MgO	۱۶.۲۸	۱۶.۵۹	۱۶.۹۰	۱۶.۸۸	۱۶.۷۰	۱۷.۵۲	۱۶.۳۶	۱۶.۸۶	۱۶.۰۸	۱۶.۷۰
CaO	۲۴.۱۴	۲۳.۸۳	۲۳.۸۳	۲۴.۵۲	۲۴.۰۵	۲۴.۱۴	۲۳.۹۶	۲۳.۹۹	۲۴.۱۰	۲۳.۹۱
Na ₂ O	۰.۵۲	۰.۵۰	۰.۵۶	۰.۵۷	۰.۵۳	۰.۴۳	۰.۹۲	۰.۸۴	۰.۹۴	۰.۹۴
K ₂ O	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۴
Total	۱۰۰.۱۰	۱۰۰.۵۰	۱۰۰.۷۱	۱۰۰.۳۲	۱۰۰.۵۱	۱۰۰.۸۴	۱۰۰.۶۱	۱۰۰.۶۶	۱۰۰.۴۳	۱۰۰.۷۱
Si	۱.۹۱	۱.۹۱	۱.۹۰	۱.۹۰	۱.۹۰	۱.۸۹	۱.۸۹	۱.۸۹	۱.۹۰	۱.۸۹
Ti	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
Al	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۶	۰.۱۳	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۴
Cr	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱
Fe(ii)	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۵
Fe(iii)	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۰۹	۰.۰۵	۰.۰۹	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۱۱
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۰.۸۸	۰.۸۹	۰.۹۰	۰.۹۱	۰.۹۰	۰.۹۴	۰.۸۸	۰.۹۰	۰.۸۶	۰.۸۹
Ca	۰.۹۴	۰.۹۲	۰.۹۲	۰.۹۵	۰.۹۳	۰.۹۳	۰.۹۲	۰.۹۲	۰.۹۳	۰.۹۲
Na	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۷
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg#	۹۷.۷۸	۹۷.۴۹	۱۰۰.۵۴	۹۷.۸۴	۹۹.۶۱	۹۶.۸۹	۹۶.۶۹	۹۴.۷۵	۹۷.۷۴	۹۴.۶۹
Wo	۴۹.۶۴	۴۸.۹۲	۴۸.۶۷	۴۹.۵۵	۴۹.۲۰	۴۸.۱۸	۴۹.۳۳	۴۸.۸۱	۴۹.۹۵	۴۸.۹۳
En	۴۶.۵۹	۴۷.۴۰	۴۸.۰۴	۴۷.۴۶	۴۷.۵۴	۴۸.۶۶	۴۶.۸۸	۴۷.۷۴	۴۶.۳۸	۴۷.۵۵
Fs	۳.۷۷	۳.۶۸	۳.۳۰	۲.۹۹	۳.۲۶	۳.۱۶	۳.۷۹	۳.۴۶	۳.۶۷	۳.۵۳

ادامه جدول ۳
Table 3 (continued)

Sample	M-56	E-2	E-2	E-2	E-2	E-2	E-2	E-2	M-5	M-5
Phase	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
Rock type	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
SiO ₂	۵۳.۶۷	۵۳.۶۴	۵۳.۰۲	۵۳.۰۴	۵۳.۰۸	۵۲.۵۵	۵۲.۷۴	۵۲.۸۱	۵۲.۹۰	۵۳.۰۴
TiO ₂	۰.۳۰	۰.۴۲	۰.۱۷	۰.۲۰	۰.۱۸	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۲۰	۰.۱۸	۰.۱۹
Al ₂ O ₃	۲.۲۰	۲.۸۵	۲.۹۷	۲.۹۹	۲.۹۵	۳.۰۲	۳.۰۱	۲.۹۸	۲.۹۹	۳.۰۱
Cr ₂ O ₃	۰.۱۸	۰.۲۵	۰.۳۹	۰.۵۲	۰.۳۹	۰.۵۷	۰.۴۵	۰.۵۸	۰.۵۴	۰.۵۸
FeO	۱.۷۵	۱.۸۴	۱.۹۱	۱.۹۳	۱.۹۵	۱.۹۱	۱.۸۶	۲.۱۷	۱.۸۳	۱.۹۰
MnO	۰.۱۲	۰.۱۰	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۱۰	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۷
MgO	۱۷.۳۱	۱۶.۹۲	۱۷.۳۸	۱۷.۲۹	۱۷.۲۷	۱۷.۳۹	۱۷.۳۰	۱۷.۲۶	۱۷.۳۰	۱۷.۳۶
CaO	۲۴.۲۶	۲۴.۱۶	۲۴.۰۳	۲۴.۰۲	۲۴.۰۶	۲۳.۶۴	۲۴.۰۳	۲۳.۴۵	۲۴.۰۱	۲۴.۲۱
Na ₂ O	۰.۱۷	۰.۱۹	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۱۸	۰.۱۵	۰.۱۰	۰.۲۰	۰.۱۳	۰.۱۰
K ₂ O	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۰
Total	۱۰۰.۰۱	۱۰۰.۳۹	۱۰۰.۰۶	۱۰۰.۱۵	۱۰۰.۱۶	۹۹.۵۲	۹۹.۷۸	۹۹.۷۹	۹۹.۹۹	۱۰۰.۴۶
Si	۱.۹۴	۱.۹۴	۱.۹۲	۱.۹۲	۱.۹۲	۱.۹۱	۱.۹۲	۱.۹۲	۱.۹۲	۱.۹۱
Ti	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱
Al	۰.۰۹	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۳
Cr	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
Fe(ii)	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳
Fe(iii)	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۰.۹۴	۰.۹۱	۰.۹۴	۰.۹۳	۰.۹۳	۰.۹۴	۰.۹۴	۰.۹۳	۰.۹۳	۰.۹۳
Ca	۰.۹۴	۰.۹۴	۰.۹۳	۰.۹۳	۰.۹۳	۰.۹۲	۰.۹۳	۰.۹۱	۰.۹۳	۰.۹۴
Na	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg#	۹۵.۵۵	۹۲.۸۲	۹۶.۴۳	۹۵.۳۴	۹۶.۷۸	۹۷.۱۲	۹۶.۷۵	۹۵.۹۵	۹۶.۶۳	۹۶.۵۵
Wo	۴۸.۷۱	۴۹.۰۹	۴۸.۳۰	۴۸.۴۰	۴۸.۴۴	۴۷.۸۵	۴۸.۴۲	۴۷.۶۵	۴۸.۴۳	۴۸.۵۱
En	۴۸.۳۷	۴۷.۸۴	۴۸.۶۲	۴۸.۴۷	۴۸.۳۹	۴۸.۹۸	۴۸.۵۱	۴۸.۸۰	۴۸.۵۷	۴۸.۴۱
Fs	۲.۹۳	۳.۰۷	۳.۰۸	۳.۱۳	۳.۱۶	۳.۱۷	۳.۰۷	۳.۵۵	۳.۰۱	۳.۰۸

اسپینل

اسپینل مقاوم‌ترین فاز کانی‌شناسی در برابر دگرسانی و ذوب‌بخشی در پریدوتیت‌ها به‌شمار می‌رود (González-Jiménez et al., 2001; Ahmed et al., 2005). نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی اسپینل‌های منطقه بررسی شده در جدول ۴ آورده شده‌اند. اسپینل مهم‌ترین کانی از لحاظ تغییرات ترکیبی در سنگ‌ها است و می‌تواند

به‌عنوان یک نشان‌گر برای فهم فرآیندهایی که بر سنگ تأثیرگذار بوده‌اند استفاده شود به‌طوری‌که میزان Cr# در این کانی می‌تواند به‌عنوان یک نشان‌گر در تعیین منشأ پریدوتیت‌ها استفاده شود و محیط تبلور مهم‌ترین عامل مؤثر بر ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار است. تبلور اسپینل‌های کروم‌دار در محیط‌های ماگمایی هم‌زمان با الیوین انجام می‌شود و داشتن ضریب توزیع‌پذیری بالای عناصری مثل Fe, Mg و Al بین ماگما و اسپینل مهم‌ترین ویژگی ترکیبی آن است (Maurel & Maurel, 1982) که می‌تواند نشان‌گر مفیدی برای ترکیب ماگمای اولیه باشد. ترکیب اسپینل‌های منطقه بررسی شده حاکی از آن است که کانی‌های یاد شده از نوع کروم‌اسپینل است و میزان Cr# و Mg# در آنها به‌ترتیب بین ۲۵,۳۰ تا ۲۷,۱۳ و ۶۱,۹۴ تا درصد وزنی است و مقدار Al_2O_3 و Cr_2O_3 در آنها نیز به‌ترتیب از ۲۷,۰۸ تا ۵۳,۶۸ و ۲۲/۲۱ تا ۲۳/۸۷ درصد وزنی متغیر است.

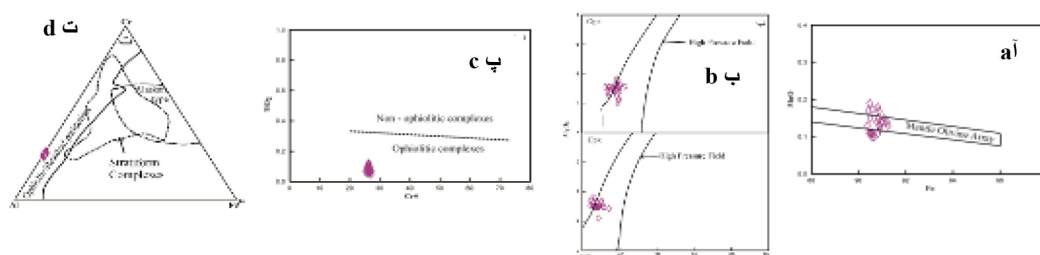
جدول ۴. ترکیب شیمیایی اسپینل‌های (Sp) موجود در هارزبورژیت‌های (Hz) مجموعه آبگرم.
Table 4. The chemical compositions of spinels (Sp) in the harzburgites (Hz) of Abgarm complex.

Sample	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-15	M-56	M-56	M-56	M-56
Phase	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp
Rock type	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
TiO ₂	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۱۱	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۱۰
Al ₂ O ₃	۴۳.۶۱	۴۳.۵۲	۴۳.۵۳	۴۳.۲۷	۴۳.۳۰	۴۳.۱۷	۴۳.۹۸	۴۳.۷۸	۴۳.۳۲	۴۳.۱۲
V ₂ O ₃	۰.۰۴	۰.۱۷	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۱۶	۰.۱۶	۰.۱۹	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۱۴
Cr ₂ O ₃	۲۲.۹۶	۲۲.۹۷	۲۲.۹۰	۲۲.۵۶	۲۲.۹۹	۲۲.۹۸	۲۲.۲۱	۲۲.۳۵	۲۲.۶۵	۲۳.۱۵
FeO	۱۶.۵۸	۱۶.۶۵	۱۶.۸۸	۱۷.۰۲	۱۶.۹۸	۱۷.۳۰	۱۶.۵۳	۱۶.۳۲	۱۶.۵۲	۱۶.۳۵
MnO	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۱۱	۰.۰۹	۰.۱۰	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۱
MgO	۱۵.۹۵	۱۶.۱۳	۱۵.۷۴	۱۵.۷۵	۱۵.۶۲	۱۵.۵۲	۱۶.۳۷	۱۶.۵۶	۱۶.۷۳	۱۶.۶۱
CaO	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
NiO	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۲۱	۰.۱۷	۰.۲۱	۰.۱۹	۰.۱۷	۰.۱۹	۰.۲۵	۰.۲۴
total	۹۹.۵۱	۹۹.۷۲	۹۹.۵۲	۹۹.۰۰	۹۹.۴۹	۹۹.۵۶	۹۹.۶۲	۹۹.۵۶	۹۹.۸۴	۹۹.۸۲
Ti+4	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲
Al+3	۱۱.۴۷	۱۱.۴۲	۱۱.۴۷	۱۱.۴۶	۱۱.۴۳	۱۱.۴۰	۱۱.۵۲	۱۱.۴۷	۱۱.۳۳	۱۱.۲۹
V+5	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲
Cr+3	۴.۰۵	۴.۰۴	۴.۰۵	۴.۰۱	۴.۰۷	۴.۰۷	۳.۹۰	۳.۹۲	۳.۹۷	۴.۰۷
Fe+2	۳.۰۴	۳.۰۴	۳.۱۰	۳.۱۴	۳.۱۳	۳.۱۹	۳.۰۱	۲.۹۶	۲.۹۹	۲.۹۷
Mn+2	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲
Mg+2	۵.۳۱	۵.۳۵	۵.۲۵	۵.۲۷	۵.۲۲	۵.۱۸	۵.۴۲	۵.۴۸	۵.۵۳	۵.۵۰
Ni+2	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴
Ca+2	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Cr#	۲۶.۰۹	۲۶.۱۴	۲۶.۰۸	۲۵.۹۰	۲۶.۲۵	۲۶.۳۰	۲۵.۳۰	۲۵.۵۰	۲۵.۹۶	۲۶.۴۷
Mg#	۶۳.۵۷	۶۳.۷۷	۶۳.۸۳	۶۳.۶۹	۶۳.۵۰	۶۱.۹۴	۶۴.۳۳	۶۴.۹۲	۶۴.۹۴	۶۴.۹۵

ادامه جدول ۴
Table 4 (continued)

Sample	E-2	E-2	E-2	E-2	E-2	E-2	M-5	M-5	M-5	M-5
Phase	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp	Sp
Rock type	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
TiO ₂	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۷
Al ₂ O ₃	۴۳.۲۴	۴۲.۸۹	۴۳.۲۴	۴۳.۲۵	۴۲.۹۲	۴۲.۸۰	۴۳.۶۲	۴۳.۱۲	۴۲.۹۹	۴۳.۰۳
V ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۱۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۱۶	۰.۱۹	۰.۰۶	۰.۰۰
Cr ₂ O ₃	۲۳.۱۲	۲۲.۹۸	۲۲.۳۶	۲۲.۶۸	۲۳.۱۵	۲۳.۲۸	۲۳.۶۵	۲۳.۸۴	۲۳.۸۷	۲۳.۸۹
FeO	۱۶.۵۲	۱۶.۸۹	۱۶.۹۰	۱۶.۷۸	۱۵.۷۹	۱۵.۸۸	۱۶.۶۰	۱۶.۵۸	۱۶.۶۸	۱۶.۳۴
MnO	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۲۱
MgO	۱۶.۲۵	۱۷.۲۰	۱۶.۸۰	۱۷.۴۳	۱۷.۳۰	۱۷.۱۴	۱۵.۷۸	۱۶.۲۲	۱۵.۹۰	۱۶.۱۲
CaO	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲
NiO	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۲۴	۰.۲۱	۰.۲۳	۰.۲۵	۰.۱۷	۰.۲۲	۰.۲۱	۰.۱۸
total	۹۹.۵۱	۱۰۰.۳۴	۹۹.۸۵	۱۰۰.۶۸	۹۹.۵۸	۹۹.۶۱	۱۰۰.۲۰	۱۰۰.۳۸	۹۹.۹۳	۹۹.۸۶
Ti+4	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Al+3	۱۱.۳۷	۱۱.۱۵	۱۱.۳۰	۱۱.۱۹	۱۱.۲۲	۱۱.۲۰	۱۱.۴۳	۱۱.۲۸	۱۱.۳۱	۱۱.۳۰
V+5	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۰
Cr+3	۴.۰۸	۴.۰۱	۳.۹۲	۳.۹۳	۴.۰۶	۴.۰۹	۴.۱۶	۴.۱۸	۴.۲۱	۴.۲۱
Fe+2	۳.۰۲	۳.۰۲	۳.۰۴	۲.۹۸	۲.۸۴	۲.۸۷	۳.۰۴	۳.۰۲	۳.۰۶	۲.۹۹
Mn+2	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۴
Mg+2	۵.۴۰	۵.۶۶	۵.۵۵	۵.۷۰	۵.۷۲	۵.۶۷	۵.۲۳	۵.۳۶	۵.۲۹	۵.۳۵
Ni+2	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۳
Ca+2	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Cr#	۲۶.۳۹	۲۶.۴۳	۲۵.۷۵	۲۶.۰۱	۲۶.۵۶	۲۶.۷۲	۲۶.۶۶	۲۷.۰۵	۲۷.۱۳	۲۷.۱۳
Mg#	۶۴.۱۷	۶۵.۲۱	۶۴.۵۹	۶۵.۶۹	۶۶.۸۰	۶۶.۴۲	۶۳.۲۲	۶۴.۰۰	۶۳.۳۵	۶۴.۱۷

طبق نظر (Farahat, 2008; Ahmed & Habtoor, 2007) کم بودن میزان TiO₂ در اسپینل‌ها از ویژگی‌های سنگ‌های افیولیتی است زیرا کانی Ti طی ذوب‌بخشی گوشته بالایی وارد مذاب می‌شود (Jan & Windley, 1990). در نمودار Cr# در برابر TiO₂ (Bonavia, 1993) کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها ماهیت افیولیتی را نشان می‌دهند (شکل ۵ پ) و هم‌چنین در نمودار سه‌تایی Cr, Al, Fe³⁺ (Proenza et al., 2007)، هارزبورژیت‌ها از نوع افیولیتی بوده است و ماهیت پسماندی دارند (شکل ۵ ت).



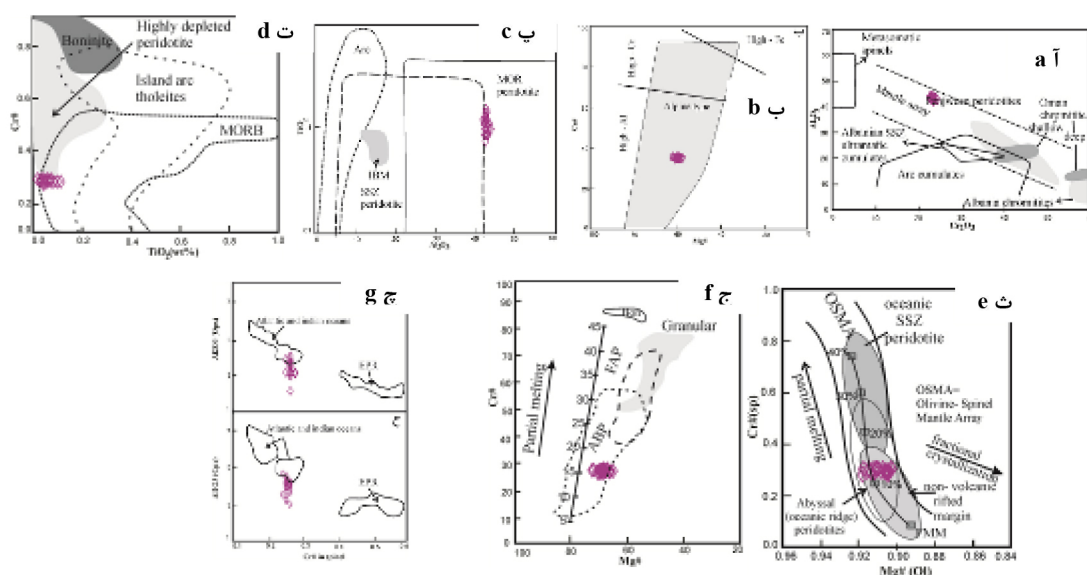
شکل ۵. ا) تغییرات Fo در مقابل MnO در الیوین‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه آبگرم (Takahashi, 1986). ب) تغییرات Mg# در برابر Al_2O_3 در ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌های مجموعه آبگرم (محدوده فشار بالا از Medaris, 1972). پ) نمودار Cr# در برابر درصد وزنی TiO_2 برای کروم اسپینل‌های درون هارزبورژیت‌های منطقه آبگرم (Bonavia, 1993). ت) ترکیب کروم اسپینل‌ها در نمودار سه‌تایی Fe, Cr, Al (Proenza et al., 2007)

Figure 5. a) Fo vs. MnO values of olivins in the harzburgites of the Abgarm complex, b) Mg# vs. Al_2O_3 values in orthopyroxenes and clinopyroxenes of the Abgarm Complex (High Pressure field from (Medaris, 1972)), c) Cr# vs. TiO_2 diagram for chromium spinels within the harzburgites of the Abgarm area (Bonavia, 1993), d) composition of chromium spinels in Cr, Al and Fe triangle diagram (Proenza et al., 2007).

بحث

هارزبورژیت‌ها اساسی‌ترین و گسترده‌ترین واحد اولترامافیک موجود در مجموعه افیولیتی آبگرم می‌باشند. وجود یک سری شواهد صحرایی و پتروگرافی در این سنگ‌ها نشان‌دهنده این موضوع است که این واحدها متعلق به گوشته بالایی بوده است و از ذوب گوشته ایجاد شده‌اند (Kretz, 1983). آثار دگرشکلی دمای بالا در صحرا شامل به صف‌شدگی و کشیدگی بلورهای اسپینل و همچنین وجود دایک‌ها و رگه‌های پیروکسنیتی در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که به احتمال فراوان به گوشته تعلق دارند (Juteau & Maury, 2009). به‌علاوه شواهد پتروگرافی چون کشیدگی، انحنای پیروکسن‌ها، الیوین و اسپینل، وجود مرزهای منحنی شکل بین بلورهای الیوین، ارتوپیروکسن و همچنین وجود دگرشکلی‌های دما و فشار بالا مانند خمیدگی، کینک‌باند و خاموشی موجی در درشت بلورهای ارتوپیروکسن می‌تواند مهر تأییدی بر این مطلب باشد که این‌ها متعلق به گوشته بالایی هستند (Mercier & Nicolas, 1975). بررسی و استفاده از داده‌های حاصل از شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده پریدوتیت‌های گوشته‌ای روشی مفید و متداول برای شناخت تحولات پتروژنز، محیط تکتونیکی و شرایط پیدایش آنها به‌شمار می‌رود (Zhou & Bai, 1992). اسپینل به‌عنوان یکی از فازهای تشکیل‌دهنده پریدوتیت‌های گوشته‌ای در برابر دگرسانی مقاومت زیادی از خود نشان می‌دهد که از مقادیر Cr#, Mg# و TiO_2 موجود در این کانی‌ها می‌توان برای تشخیص محیط تکتونیکی استفاده کرد (Arai & Abe, 1994). افیولیت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی متفاوتی چون (MORB) و فرورانش (SSZ) تشکیل می‌شوند (Pearce et al., 2000). بر اساس ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 (Shervais, 2001)، کروم اسپینل‌های موجود در نمونه‌های بررسی شده در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار گرفته و ویژگی‌های گوشته‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۶ ا). در نمودار Cr# در برابر Mg# در کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آبگرم این سنگ‌ها در محدوده پریدوتیت‌های نوع آلی قرار می‌گیرند (شکل ۶ ب). به‌علاوه در نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (شکل ۶ پ) ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در این سنگ‌ها در محدوده پریدوتیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و تعدادی نیز در محدوده مشترک پریدوتیت‌های پشت‌قوس و میان-اقیانوسی قرار می‌گیرند. در پریدوتیت‌های آبی‌سال که تحول آنها در پشته‌های میان اقیانوسی رخ می‌دهد میزان Cr# کم‌تر از ۶۰ است که علت آن ذوب‌بخشی در زیر پشته‌های میان اقیانوسی و خارج شدن مذاب نوع مورب (MORB)

است (Kepezhinskas et al., 1995). که این سنگ‌ها در محدوده پریدوتیت‌های نوع آبیسال واقع شده‌اند. میزان کروم اسپینل در پریدوتیت‌ها شاخص مناسبی برای بررسی درجه تهی‌شدگی یک خاستگاه گوشته‌ای است به‌طوری‌که افزایش $Cr\#$ اسپینل در پریدوتیت‌ها نشان‌دهنده افزایش درجه ذوب‌بخشی است که از این رو در نمودار TiO_2 در مقابل $Cr\#$ ، (شکل ۶ ت)، میزان تهی بودن هارزبورژیت‌های مربوطه از عناصر ناسازگار بررسی شد که در این نمودار نمونه‌ها در محدوده پریدوتیت‌های تهی شده قرار گرفته‌اند. ذوب‌شدگی پریدوتیت‌ها از کم‌تر از ۵ درصد تا حدود ۳۰ درصد رخ می‌دهد (Kelemen et al., 1997). با افزایش درجه ذوب‌بخشی درصد تهی‌شدگی در سنگ‌ها بالا می‌رود بدین صورت که درصد مودال الیوین‌ها به تدریج افزایش، میزان کلینوپیروکسن به سرعت کاهش و میزان ارتوپیروکسن در ابتدا به آرامی ولی پس از ناپدید شدن کلینوپیروکسن به سرعت کاهش می‌یابد (McDonough & Frey, 1989). در طول ذوب‌بخشی علاوه بر کم و زیاد شدن نسبت فازهای موجود، تغییر ترکیب هر فاز نیز مشاهده می‌شود به‌طوری‌که نسبت Mg/Fe در الیوین و پیروکسن‌ها و نسبت Cr/Al در اسپینل‌ها افزایش پیدا می‌کند و به‌طور کلی عناصر ماگما دوست مانند Al ، Fe و Ti و آلکالی‌ها تمایل ورود به مذاب را دارند ولی عناصر دیرگداز مانند Mg و Cr تمایل دارند که در تفاله باقی بمانند (Ishii et al., 1992). بر پایه نمودارهای $Mg\#$ الیوین در برابر $Cr\#$ اسپینل (zhou & Bai, 1992) و نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ اسپینل (Arai & Abe, 1994) سنگ‌های بررسی شده پریدوتیت‌هایی با ترکیب الیوین-اسپینل گوشته‌ای و ماهیت آبیسال هستند که دچار ذوب‌بخشی نزدیک به ۱۵ درصد شده‌اند (شکل ۶ ث و ج). برای بررسی رفتار Al و Cr در هارزبورژیت‌های بررسی شده از نمودارهای تغییرات Al_2O_3 در ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها در برابر $Cr\#$ اسپینل استفاده شد (شکل ۶ چ و ح). این نمودار نشان می‌دهد که هارزبورژیت‌های منطقه آبگرم در محدوده پریدوتیت‌های مربوط به اقیانوس‌های اطلس و هند قرار می‌گیرند. کم بودن $Cr\#$ و زیاد بودن محتوای Al_2O_3 در ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها، نشان‌دهنده میزان ذوب‌بخشی کم‌تر از پریدوتیت‌های پشته شرقی آرام (EPR) است. به علاوه بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های باقی‌مانده پریدوتیت‌های EPR نشان می‌دهد که میزان ذوب‌بخشی در این پریدوتیت‌های باقی‌مانده، بزرگ‌تر یا مساوی ۲۵ درصد است (Jaques & Green, 1980). محتوای Al_2O_3 در ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌ها و میزان $Cr\#$ در هارزبورژیت‌های بررسی شده مشابه اقیانوس‌های اطلس و هند هستند (شکل ۶ چ و ح) بنابراین میزان ذوب اندکی را نشان می‌دهند. تخمین دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن در پریدوتیت آبگرم براساس ترکیب فازهای مینرالی انجام شد. دمای تعادل در هارزبورژیت‌های بررسی شده به وسیله ژئوترمو متر کلسیم-ارتوپیروکسن ارائه شده به وسیله (Niu & Hekinian, 1997) و ژئوترمو متر الیوین-اسپینل که به وسیله (Brey & Kohler, 1990) ارائه شده است بررسی شد و به ترتیب دمای ۸۱۶ تا ۹۹۲ و دمای تعادلی تبادل Mg و Fe بین الیوین-اسپینل ۷۰۸ تا ۸۴۰ درجه سانتی‌گراد را برای آنها نشان می‌دهد که با توجه به پایین بودن دماهای به دست آمده می‌توان خاطر نشان کرد که این دماها، دمای تعادل مجدد ساب‌سالیدوس را در شرایط پوسته زیرین نشان می‌دهند. تخمین فشار تعادل بر پایه ترکیب کرم اسپینل محاسبه شده به وسیله (Ballhaus et al., 1991) انجام شد و محدوده‌ای بین ۱/۲ تا ۲ گیگاپاسکال را نشان می‌دهد که بر شرایط ذوب پیرولیت در محدوده پریدوتیت اسپینل‌دار منطبق است. برای محاسبه فوگاسیته اکسیژن از مدل (Brey & Kohler, 1990) استفاده شد که در این مدل، دماهایی که قبلاً محاسبه شده و همچنین فشار تعادل ۱/۵ گیگاپاسکال در نظر گرفته شد و محدوده fO_2 به دست آمده از طریق این روش بین -۰.۲ تا $Log - bar + 1$ نسبت به بافر کوارتز-مگنتیت و فیالیت است (شکل ۷ آ). از نمودار $Cr\#$ در مقابل $Mg\#$ می‌توان برای ارتباط دادن پریدوتیت‌های بررسی شده به پریدوتیت‌های آلپی تیپ I (Dick & Bullen, 1984)، پریدوتیت‌های عمیق و جلوی قوس (Tamura & Arai, 2006) و پریدوتیت‌های پشت قوس (Monnier et al., 1995)

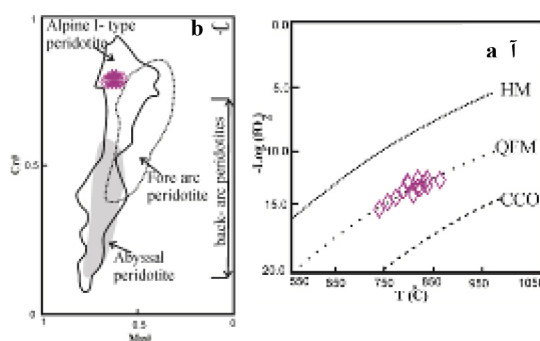


شکل ۶. آ) نمودار درصد وزنی Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 (Kepezhinskas et al., 1995) برای شناسایی خاستگاه اسپینل‌ها (محدوده کرومیت‌های عمان برگرفته از (Rollinson, 2008)) و پنجنین از (Aswad et al 2011). ب) تغییرات $\text{Mg}\#$ در برابر $\text{Cr}\#$ برای کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها (محدوده Alpine type از (Irvine, 1967)، دیگر محدوده‌ها به وسیله (Zhou & Bai, 1992). پ) نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 کروم اسپینل‌ها برای توصیف جایگاه تکتونیکی. داده‌های (IBM: Izu Bonin Mariana) از (Parkinson & Pearce, 1988). ت) نمودار درصد وزنی TiO_2 در برابر $\text{Cr}\#$. محدوده‌ها برگرفته از (Kelemen et al., 1977; Morgan et al., 2008; Suhr et al., 2003). ث) نمودار $\text{Mg}\#$ الیون‌های هم‌زیست با کروم اسپینل‌ها در برابر $\text{Cr}\#$ اسپینل‌ها (Arai, 1994a). ج) نمودار $\text{Mg}\#$ در برابر $\text{Cr}\#$ اسپینل‌ها در نمونه‌های هارزبورژیتی بررسی شده (ترکیب پریدوتیت‌های آبیسال از (Prinz et al., 1967) و پریدوتیت‌های Fore arc از (Ishii et al., 1992). چ، ح) تغییرات $\text{Cr}\#$ در برابر محتوای Al_2O_3 ارتوپیروکسن‌ها و کلینوپیروکسن‌های هارزبورژیت‌های اولترامافیک آبگرم (محدوده‌ها از (Niu Y., Hekinian, 1997)).

Figure 6. a) Cr_2O_3 vs. Al_2O_3 diagram (Kepezhinskias et al., 1995) to identify the origin of spinels (Oman chromite range derived from (Rollinson, 2008) and Panjwin from (Aswad et al 2011), b) $\text{Mg}\#$ vs. $\text{Cr}\#$ values for chromium spinels in harzburgites (Alpine type field from Irvine, 1967), other fields by (Zhou & Bai, 1992), c) Al_2O_3 vs. TiO_2 diagram for chromium spinels to determine their tectonic setting. Data (IBM: Izu Bonin Mariana) from (Parkinson & Pearce, 1988), d) TiO_2 versus $\text{Cr}\#$ ranges for the spinels. Fields derived from (Kelemen et al., 1977; Morgan et al., 2008; Suhr et al., 2003), e) $\text{Mg}\#$ values of co-existing olivines and chromium spinels versus $\text{Cr}\#$ spinels diagram (Arai, 1994a), f) $\text{Mg}\#$ vs. $\text{Cr}\#$ diagram for the spinels in studied harzburgite samples (compositions of abyssal peridotites (Prinz et al., 1967) and Fore- arc peridotites (Ishii et al., 1992), g and h) $\text{Cr}\#$ vs. Al_2O_3 contents in orthopyroxenes and clinopyroxenes of harzburgites in Abgarm ultramafic complex (fields from (Niu Y., Hekinian, 1997)).

استفاده کرد که در این نمودار اسپینل‌های بررسی شده محیط زمین‌ساختی آلی نوع I، آبیسال و پشت قوس را برای هارزبورژیت‌های بررسی شده نشان می‌دهند (شکل ۷ ب). طبق نظر کامنتسکی (Kamenetsky et al., 2001) محتوای TiO_2 کروم اسپینل می‌تواند برای مشخص کردن پریدوتیت‌های منطقه بالای فروانش و تیپ مورب استفاده شود. نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 نشان می‌دهد که اسپینل‌های بررسی شده در محدوده پریدوتیت‌های MOR واقع شده‌اند (شکل ۶ پ). با توجه به بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمی پریدوتیت‌های منطقه بررسی شده و هم‌چنین رزن و موقعیت زمین‌ساختی این سنگ‌ها در نمودارهای مختلف به این نتیجه دست می‌یابیم که این پریدوتیت‌ها مرتبط به حوضه پشت‌قوس هستند که در حدود ده تا ۱۵ درصد ذوب‌بخشی را تحمل کرده‌اند که این مورد همراه با

ویژگی‌های بافتی، دما- فشارسنجی و تخمین فوگاسیته اکسیژن یک تاریخچه چند مرحله‌ای از ذوب، تغییر شکل و تعادل مجدد ساب سالدوس را در محدوده پایداری اسپینل نشان می‌دهد.



شکل ۷.۱) نمودار دما در مقابل فوگاسیته اکسیژن برای پریدوتیت‌های بررسی شده محدوده‌ها از (Rollinson, 2005) (ب) نمودار $Mg\#$ در برابر $Cr\#$ اسپینل‌ها در هارزبورژیت‌های مجموعه اولترامافیک آبگرم. پریدوتیت‌های تیپ I از (Dick & Bullen, 1984)، پریدوتیت‌های عمیق و جلو قوس از (Tamura & Arai, 2006) و پریدوتیت‌های پشت‌قوس از (Monnier et al., 1995)

Figure 7. a) Temperature versus oxygen fugacity diagram for the studied peridotites, fields from (Rollinson, 2005), **b)** $Mg\#$ vs. $Cr\#$ diagram for the spinels in harzburgites of the Abgarm ultramafic complex. Type I peridotites from Dick; Bullen, (1984); abyssal and fore- arc Peridotites are from Tamura; Arai, (2006) and back- arc Peridotites are from Monnier et al., (1995).

نتیجه‌گیری

هارزبورژیت‌های موجود در مجموعه اولترامافیک بررسی شده، شواهدی مانند وجود نسل‌های مختلف کانی‌ها، وجود تبغه‌های جدایشی کلینوپروکسن در ارتوپروکسن، جهت‌یافتگی، کشیدگی و انحنا در بلورها و هم‌چنین تبلور مجدد را نشان می‌دهند که بیان‌گر این مطلب است که این سنگ‌ها در شرایط گوشته بالایی تشکیل شده‌اند و سپس در محیط پوسته‌ای به تعادل رسیده‌اند. هم‌چنین با استفاده از شواهد مختلف ژئوشیمیایی می‌توان مجموعه اولترامافیک آبگرم را بخشی از لیتوسفر اقیانوسی دانست که در بالای زون سابداکشن قرار گرفته است. شیمی کانی‌های موجود در این هارزبورژیت‌ها منشأ گوشته بالایی تهی شده را برای آنها نشان می‌دهد و دماسنجی این سنگ‌ها منشأ اسپینل پریدوتیت را برای آنها نمایان می‌کند. به‌علاوه با توجه به موقعیت زمین‌شناسی توده بررسی شده و نزدیکی آن به زون تراست زاگرس و قرارگیری آن در روند افیولیت‌های نیریز-کرمانشاه، می‌توان این توده را بخشی از لیتوسفر اقیانوسی و متعلق به شاخه‌هایی از نئوتتیس در نظر گرفت.

سپاسگزاری

بدین‌وسیله از زحمات پروفسور ناکاشیما کازویو از دانشگاه یاکاماتا ژاپن به‌دلیل انجام تجزیه‌های شیمیایی این پژوهش سپاسگزاری می‌کنیم.

منابع

۱. سبزه‌ئی م، "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش حاجی‌آباد مقیاس ۱/۲۵۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۳).
2. Ahmed A. H., Arai S., Abdel-Aziz Y. M., Rahimi A., "Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco". *Precambrian Research*, 138 (3-4) (2005) 225-234.

3. Ahmed A. H., Habtoor A., "Heterogeneously depleted Precambrian lithosphere deduced from mantle peridotites and associated chromitite deposits of Al'Ays ophiolite, Northwestern Arabian Shield, Saudi Arabia". *Ore Geology Reviews*, 67 (2015) 279-96.
4. Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationship: review and interpretation," *Chemical Geology*, 113 (1994a) 191-204.
5. Arai S., Abe N., "Possible presence of Podiform chromitite in the arc mantle: chromitite xenolithes from the Takashima alkali basalt, southwest Japan arc", *Mineralium Deposita* 29 (1994) 434-438.
6. Ashchepkov I. V., Pokhilenko N. P., Vladykin N. V., Logvinova A. M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V. P., Pokhilenko L. N., Kuligin S. S., Malygina L. V., Alyмова N. V., Khmelnikova O. S., Palessky S. V., Nikolaeva I. V., Karpenko M. A., Stegnitsky, Y.B., "Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study". *Tectonophysics*, 485 (2010) 17-41.
7. Aswad K. J., Aziz N. R., Koyi H. A., "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq", *Geological Magazine*, 148 (5-6) (2011) 802-818.
8. Baker P. E., Gass I. G., Harris P. G., LeMaitre R. W., "The volcanological report of the Royal Society expedition to Tristan da Cunha, Philosophical Transactions of the Royal", *Society London*, 256 A (1994) 439-578.
9. Ballhaus C., Berry R. F., Green D. H., "High pressure experimental calibration of the olivine–orthopyroxene–spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107 (1991) 27–40.
10. Bodinier J. L., Godard M. R., "Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites", *Treasure on Geochemistry*, 2 (2003) 103-170.
11. Bonavia F. F., Diella V., Ferrario A., "Precambrian podiform chromitites from Kenticha Hill, southern Ethiopia", *Economic Geology*, 88 (1993) 198-202.
12. Boudier F., Nicolas A., "Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments", *Earth and Planetary Science Letters*, 76 (1985) 84-92.
13. Brey G. p., Kohler, T., "Geothermobarometry in four-phase lherzolites. Part II: New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers", *Journal of Petrology*, 31(1990) 1353-1378.

14. Caran S., Coban H., Flower M. F. J., Ottley C. J., Yilmaz, K., "Podiform chromitites and mantle peridotites of the Antalya ophiolite, Isparta Angle (SW Turkey): Implications for partial melting and melt-rock interaction in oceanic and subduction-related settings", *Lithos*, 114 (3-4) (2010) 307-326.
15. Dare S. A. S., Pearce J. A., McDonald I., Styles M. T., "Tectonic discrimination of peridotites using fO₂-Cr# and Ga-Ti-Fe^{III} systematics in chrome-spinel", *Chemical Geology*, 261 (2) (2009) 199-216.
16. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming minerals". 2nd ed., Longman, London, UK (1992).
17. Dick H. J. B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86 (1984) 54-76.
18. Dilek Y., Furnes H., "Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere", *Geological Society of America*, 123 (2011) 387-411.
19. Farahat E. S., "Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications", *Chemie der Erde*, 68 (2008) 193-205.
20. Ghaseminejad F., Torabi G., "Petrography and mineral chemistry of wehrlites in contact zone of gabbro intrusions and mantle peridotites of the Naein ophiolite", *Economic Geology*, 6 (2) (2014) 291-304.
21. González-Jiménez J. M., Proenza J. A., Gervilla F., Melgarejo J. C., BlancoMoreno J. A., Ruiz-Sánchez R., Griffin W. L., "High-Cr and High-Al chromitites from the Sagua de Tánamo district, MayaríCristal ophiolitic massif (eastern Cuba): constraints on their origin from mineralogy and geochemistry of chromian spinel and platinum-group elements" *Lithos*, 125 (2011) 101-121.
22. Irvine T. N., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator", Part II. Petrological applications, *Canadian Journal of Earth Science*, 4 (1967) 11-103.
23. Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R., "Petrological Studies of Peridotites from Diapiric Serpentine Seamounts in the Izu-Mariana Fore-arc, Leg 125. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program*", *Scientific Results*, 125 (1992) 445-485.
24. Jan M. Q., Windley B. F., "Chromian spinel-silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal Complex, northwest Pakistan". *Journal of Petrology*, 31(1990) 67-71.

25. Jaques A. L., Green D. H., "Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 73(1980) 287-310.
26. Juteau T., Maury R., "La croute Océanique, Pétrologie et Dynamique Engogene. Société Géologique de France Vuibert", Paris, Cedex 13 (2009).
27. Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", *Journal of Petrology*, 42(2001) 655-671.
28. Kelemen P. B., Hirth G., Shimizu N., Spiegelman M., Dick H. J. B., "A review of melt migration processes in the adiabatically upwelling mantle beneath oceanic spreading ridges", *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 355 (1997) 283-318.
29. Kepezhinskas P. K., Defant M. J., Drummond M. S., "Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc", *Journal of petrology*, 36 (1995) 1505-1527.
30. Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", *American mineralogist*, 68 (1983) 277-279.
31. Maurel C., Maurel P., "Etude experimentale De La Distribution De L, Aluminium entre bain silicate basique Et spinelle chromifere. Implications petrogenetiques: Teneur En Chrome des Spinelles", *Bulletin De Mineralogia* 105 (1982) 197-202.
32. McDonough W. F., Frey F. A., "REE in upper mantle rocks. In: Geochemistry and mineralogy of rare Earth elements", *Mineralogical Society of America*, (1989) 99-145.
33. Medaris L.G., "High- Pressure peridotite in south-western Oregon", *Bulletin of geological society of America*, 83 (1972) 41-58.
34. Mercier J. C. C., Nicolas A., "Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts", *Journal of petrology* 16 (1975) 454-487.
35. Monnier C., Girardeau J., Maury R. Cotten J., "Back-arc basin origin for the East Sulawesi ophiolite (eastern Indonesia)", *Geology*, 23 (1995) 851-854.
36. Morgan Z., Liang Y., Kelemen P., "Significance of the concentration gradients associated with dunite bodies in the Josephine and Trinity ophiolites", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9 (2008).
37. Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*", 39(1) (1988) 55-76.

38. Morishita T., Maeda J., Miyashita S., Kumagai H., Matsumoto T., Dick, H. J. B., "Petrology of local concentration of chromian spinel in dunite from the slow-spreading South West Indian Ridge". *European Journal Mineralogy*, 19 (2007) 871-882.
39. Najafzadeh A. R., Ahmadipour H., "Using platinum-group elements and Au geochemistry to constrain the genesis of Podiform chromitites and associated peridotites from the Soghan mafic-ultramafic complex, Kerman, Southeastern Iran", *Ore Geology Reviews*, 60 (2014) 60-75.
40. Niu Y., Hekinian R., "Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges", *Nature*, 385 (6614) (1997) 326-329.
41. Nouri F., Asahara Y., Azizi H., Tsuboi M., "Petrogenesis of the Harsin-Sahneh serpentinized peridotites along the Zagros suture zone, western Iran: new evidence for mantle metasomatism due to oceanic slab flux", *Geological Magazine*, 156 (5) (2019) 772-800.
42. Parkinson I. J., Pearce J. A., "Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forarc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting", *Journal of Petrology*, 39 (1988) 1577-1618.
43. Pearce J. A., Barker P. F., Edwards S. J., Parkinson I. J., Leat P. T., "Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139 (2000) 36-53.
44. Pomonis P., Magganis A., "Petrogenetic Implications for Ophiolite Ultramafic Bodies from Lokris and Beotia (Central Greece) Based on Chemistry of Their Cr-spinels", *Geosciences*, 7 (1) (2017) 10.
45. Prinz M., Keil K., Green J. A., Reid A. M., Bonatti E., Honnorez J., "Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fractures zones", *Journal of Geophysical Research* 81 (1967) 4087-4103.
46. Proenza J. A., Zaccarini F., Lewis J. F., Longo F., Garuti G., "Chromian spinel composition and the platinum-group minerals of the PGE-rich Loma Peguera chromitites, Loma Caribe peridotite, Dominican Republic", *The Canadian Mineralogist*, 45 (2007) 631-648.
47. Rogkala A., Petrounias P., Tsikouras B., Giannakopoulou P.P., Hatzipanagiotou K., "Mineralogical evidence for partial melting and melt-rock interaction processes in the mantle peridotites of Edessa ophiolite (North Greece)", *Minerals* 9 (2019) 120.

48. Rollinson H. R., "Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: a new genetic model", *Island Arc* 14 (2005) 542-550.
49. Rollinson H., "The geochemistry of mantle chromitites from the northern part of the Oman ophiolite: inferred parental melt compositions", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 156 (2008) 273-288.
50. Sahandi M. R., Azizian H., Nazemzade M., Navazi M., Atapour H., "level orzueiyeh Geological map. 1:100000", *Geological Survey and Mineral exploration of Iran Series* 7346 (2007).
51. Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", London, Chapman and Hall (1993) 445.
52. Shervais J.W., "Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(2001) 1525-2027.
53. Stampfli G. M., "Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", *Geological Society, Special Publication*, 173 (2000) 1-23.
54. Suhr G., Hellebrand E., Snow J. E., Sec H. A., Hofmann A. W., "Significance of large, refractory dunite bodies in the upper mantle of the Bay of Islands Ophiolite", *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4 (3) (2003) 1-34.
55. Takahashi E., "Melting of A Dry peridotite KLB I up to 14 Gpa: implications on the origin of the peridotitic upper mantle," *Journal of geophysical research*, 91 (1986) 9367-9382.
56. Tamura A., Arai S., "Harzburgite-dunite-orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle", *Lithos*, 90 (2006) 43-56.
57. Uysal I., Ersoy E. Y., Karsli O., Dilek Y., Sadiklar M. B., Ottley C. J., Tiepolo M., Meisel T., "Coexistence of abyssal and ultra-depleted SSZ type mantle peridotites in a Neo- Tethyan ophiolite in SW Turkey: constraints from mineral composition, whole-rock geochemistry (major-trace-REE-PGE), and Re-Os isotope systematics", *Lithos*, 132-133 (2012) 50-69.
58. Xu, M.J., Li., HANG, X. Z., Wu, Y. W., "Nature and evolution of the Neo- Tethys in center Tibet: synthesis of ophiolitic petrology, geochemistry, and geochronology", *Intrenational Geology Review*, 56 (9) (2014a) 1072- 1096.
59. Zhou M. F., Bai W. J., "Chromite deposits in china and their origin, mineral," *Deposita* 27 (1992) 192-199.

60. Zhou M. F., Bai W. J, "Chromite deposits in china and their origin, Mineral". deposita, 27 (1992) 192-199.
61. Zhou M. F., Lightfoot P. C., Keays R. R., Moore M. L., Morrison G. G., "Petrogenetic significance of chromian spinels from the Sudbury igneous complex, Ontario, Canada", Canadian Journal of Earth sciences, 34 (1997) 1405-1419.

Petrology, Mineral Chemistry and Petrogenetic Evolutions of the Harzburgites from Abgarm Ultramafic Complex (South of Kerman province)

Raziyeh Alipour¹, Hesam Moeinzadeh^{*1}, Hamid Ahmadipour¹

1. Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

Extended Abstract

(Paper pages 191-214)

Introduction

The Abegram ultramafic complex, in the form of an elongated mass with an approximate northeast-southwest trend and an area of approximately 80 km², forms part of the southeastern tip of the Kermanshah-Neyriz ophiolites at the northern edge of the Zagros over thrust, and despite the extensive outcrop to surrounding ultramafic assemblages, it has not been extensively studied. Considering that the study of mineral chemistry in rocks is a valuable way to determine their origin, so in this study, using field evidence, petrography and mineral chemistry in harzburgites, the origin and tectonic environment provide suitable in accordance with geochemical data for the Abegram ultramafic complex.

Material and methods

After careful studies, it was tried to select suitable samples with the least alteration effects from the harzburgite units. After preparing the samples in microscopic thin section and performing petrographic studies, a thin polished section was prepared from a number of harzburgites and subjected to electron microprobe analysis using JEOL-JXA-8600 M model, 15 kV accelerator voltage and 2-ray current * 10⁻⁸Amp, placed in the Department of Earth Sciences and Environment of Yagamata University, Japan, and then the structural formula of the minerals was calculated using the obtained results.

Results and discussion

Harzburgites are the most basic and widespread ultramafic unit in the Abegram ophiolite complex. The effects of high temperature deformation in the desert, including the alignment and elongation of spinel crystals, as well as the presence of dykes and pyroxenite veins in these rocks, indicate that they most likely belong to the mantle. Based on the composition of chromium spinels in the harzburgites of the study area, they show mantle features and are of the Alpine peridotite type. In addition, the chromium spinel compositions in these rocks are within the peridotite range of the mid-ocean ridges and some are within the common range of the back-arc and mid-ocean peridotites. The studied rocks are peridotites with olivine-spinel mantle composition and abyssal nature that have undergone a partial melting of nearly 15%, thus showing a low melting rate. Estimation of temperature, pressure and oxygen fugacity in Abegram peridotite was performed based on the composition of mineral phases. The equilibrium temperature in the studied harzburgites was examined by calcium orthopyroxene geothermometer and olivine-spinel geothermometer and showed the temperature of 816 to 992 and the equilibrium temperature of Fe and Mg between olivine-spinel is 708 to 840°C, and due to the low temperatures obtained, it can be noted that these temperatures show the rebalancing temperature of sub-solidus in the lower crust conditions. Equilibrium pressure was estimated

based on Cr-spinel composition and shows a range between 1.2 to 2 GP, which corresponds to the melting conditions of pyrolite in the range of spinel peridotite. The fO_2 range obtained for these peridotites is 0.2 to +1 Log-bar relative to the quartz-magnetite and fayalite buffers. According to field studies, petrography, geochemistry of peridotites in the study area, as well as the genesis and tectonic position of these rocks in different diagrams, we conclude that these peridotites are related to the back-arc basin, which is about 10% to 15% have undergone partial melting, which together with textural properties, temperature-barometric pressure and oxygen fugacity estimation shows a multi-stage history of sub-solid melting, deformation and rebalancing within the spinel stability range.

Conclusion

The harzburgites in the studied ultramafic complex show evidence such as the presence of different generations of minerals, the presence of exsolutions of clinopyroxene in orthopyroxene, the orientation, elongation and curvature of the crystals, as well as recrystallization which indicates that these rocks were formed in upper mantle conditions and then reached equilibrium in the crustal environment. Also, using various geochemical evidences, the Abgarm ultramafic complex can be considered as a part of the oceanic lithosphere, which is located above the subduction zone. The chemistry of the minerals in these harzburgites indicates the origin of the depleted upper mantle, and thermometry of these rocks reveals the origin of the spinel peridotite. In addition, due to the geological location of the studied massif and its proximity to the Zagros Thrust Zone and its location in the Neyriz-Kermanshah ophiolite process, this massif can be considered part of the oceanic lithosphere and belongs to the branches of Neotethys.

Key words: Abgarm ultramafic complex, Esfandagheh- Haji Abad, Harzburgite, Ophiolite, Kerman.

*Corresponding Author: hmoeinzadeh@uk.ac.ir