

کاربرد شیمی کانی پیروکسن در ارزیابی زمین دما - فشارسنجی هارزبورژیت‌های موجود در شرق حاجی آباد (استان هرمزگان): رهیافتی بر تحولات سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی

حسین فلاحی^۱، سوده صدیق‌یان^{۲*} و رضوان اکبرپور^۳

۱- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، آذربایجان شرقی، ایران

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ولایت، ایرانشهر، سیستان و بلوچستان، ایران

۳- دانش‌آموخته کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، زنند، کرمان، ایران

نویسنده مسئول: s.sedighian@velayat.ac.ir *

نوع مقاله: پژوهشی

دریافت: ۱۴۰۳/۵/۳۰ پذیرش: ۱۴۰۳/۹/۱۹

چکیده

پریدوتیت‌های گوشته‌ای بخش مهمی از کمربند افیولیتی اسفندقه- حاجی آباد در جنوب شرق زون سندج- سیرجان را تشکیل می‌دهند. هارزبورژیت‌های شرق حاجی آباد با داشتن کانی‌هایی چون الیوین، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن، اصلی‌ترین واحد در میان این مجموعه سنگ‌های اولترامافیک بوده که لایه‌بندی آشکاری ندارند و به صورت توده‌ای مشاهده می‌شوند. جهت‌یافتگی موجود در کانی‌ها، تبلور دوباره و نسل‌های مختلف کانی‌ها بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در گوشته بالایی و جایگیری آن‌ها در محیط پوسته‌ای است. بررسی‌های شیمی کانی پیروکسن موجود در هارزبورژیت‌ها نشان می‌دهد که در این سنگ‌ها ارتوپروکسن‌ها در محدوده انستاتیت و کلینوپروکسن‌ها در گستره دیوپسید واقع شده‌اند. بر اساس مطالعات دماسنجی و فشارسنجی بر روی بلورهای پیروکسن موجود در هارزبورژیت‌ها، دمای تعادل در حدود ۱۳۴۲/۱۱ درجه سانتی‌گراد و فشار به دست آمده در زمان تبلور در حدود ۱۴/۱۲ کیلوبار می‌باشد که با محدوده اسپینل پریدوتیت مطابقت دارد. بر مبنای مطالعات ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی، هارزبورژیت‌های شرق حاجی آباد در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال به سوی یک پهنه فرافروانش احتمالاً مشابه حوضه پشت‌کمانی با حدود ۱۲ درصد ذوب‌بخشی تشکیل شده‌اند. رفتار عناصر خاکی نادر مرتبط با نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه نیز، فرآیند ذوب‌بخشی و متاسوماتیسم رخ داده در زمان تشکیل این سنگ‌ها را اثبات می‌کند.

واژه‌های کلیدی: زمین دما- فشارسنجی، پیروکسن، متاسوماتیسم، ذوب‌بخشی، هارزبورژیت، حاجی آباد

۱- پیشگفتار

زمین‌ساختی متفاوتی نظیر پشته‌های میان‌اقیانوسی، حوضه‌های پشت‌کمانی، حوضه‌های جلوی کمانی و پهنه‌های گسترشی و کششی بالای زون فروانش تشکیل شده‌اند (دار و همکاران، ۲۰۰۹). پریدوتیت‌های افیولیتی بقایایی هستند که پس از طی درجات متفاوت ذوب گوشته اولیه مجموعه‌ای از لرزولیت‌های نسبتاً غنی و هارزبورژیت‌های غنی در کلینوپروکسن تا هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های شدیداً تهی‌شده را ارائه می‌دهند (دکوز و همکاران، ۲۰۱۱؛ کاپسیوتیس، ۲۰۱۶). افیولیت‌های ایران، بخشی از کمربند افیولیتی تتیسی خاورمیانه، با طول بیش از ۳۰۰۰ کیلومتر است که از قبرس تا عمان ادامه دارد و افیولیت‌های آلپی را به هیمالیا متصل می‌کند (قاضی و حسنی‌پاک، ۱۹۹۹؛ شفاهی‌مقدم و همکاران، ۲۰۱۳). با توجه به قدمت رسوبات اقیانوسی موجود و زمان دگربرختی و دگرشکلی آن‌ها این افیولیت‌ها به دو گروه افیولیت‌های

پریدوتیت‌های گوشته‌ای به عنوان آزمایشگاه‌های طبیعی به محققان در فهم فرآیندهای نسبتاً پیچیده طبیعی نظیر ذوب‌بخشی، تهی‌شدگی و استخراج ماده مذاب که اساساً در گوشته فوقانی رخ داده است و نیز تحولات ژئوشیمیایی و دینامیکی موجود در آن، کمک می‌نماید (دایی و همکاران، ۲۰۱۱؛ کاپسیوتیس، ۲۰۱۶). مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این فرآیندها در مقادیر مختلف منجر به ناهمگن شدن گوشته می‌شود (احمد و همکاران، ۲۰۱۲؛ گنزالز-جیمenez و همکاران، ۲۰۱۴). بعلاوه برای بررسی منشأ این سنگ‌ها می‌توان از شیمی کانی‌های موجود در آن‌ها نیز استفاده کرد. افیولیت‌ها نمونه‌هایی مستقیم از گوشته موجود در زیر پوسته اقیانوسی در مناطق بازشدگی در پشته‌های میان اقیانوسی و یا زون‌های فرافروانش هستند و در جایگاه‌های

هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی شرق حاجی‌آباد به درک بهتری از منشأ و محیط زمین‌ساختی آن‌ها دست یابیم.

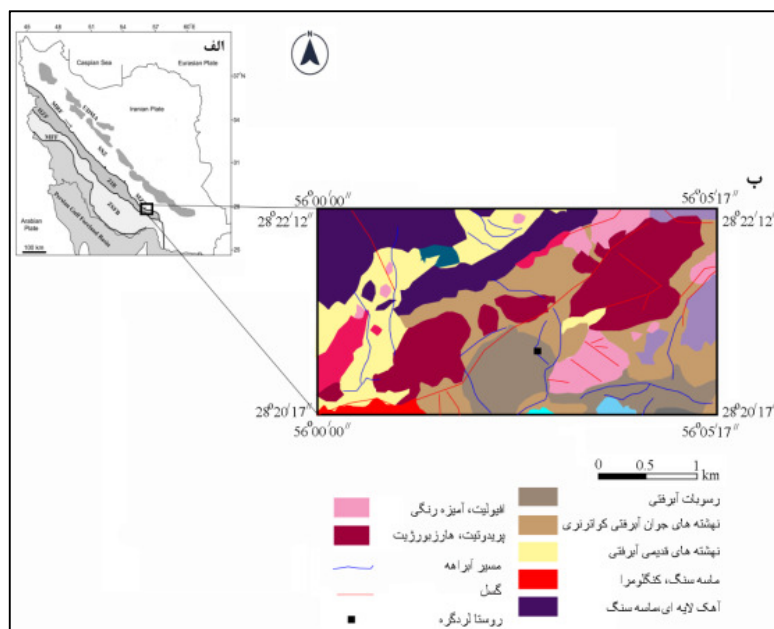
۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در طول‌های جغرافیایی '۵۶°۰۰ تا '۵۶°۱۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی '۲۸°۲۰ تا '۲۸°۲۲ شمالی، در نزدیکی شهرستان اورزوئیه (استان کرمان) و در شرق محدوده حاجی‌آباد واقع شده است (شکل ۱). این منطقه در لبه شمالی راندگی زاگرس و به طور تقریبی در محل برخورد پهنه سندانج- سیرجان در شمال و زاگرس در جنوب، رخنمون پیدا کرده است. اولترامافیک‌های مورد مطالعه شامل هارزبورژیت، دونیت و مقدار کمی لرزولیت با سن تریاس هستند که به صورت گسله با واحدهای سنگی دیگر موجود در منطقه در ارتباط می‌باشند (سهندی و همکاران، ۲۰۰۷). در این منطقه هارزبورژیت‌ها بیشترین فراوانی را در بین واحدهای سنگی به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها اغلب نقاط مرتفع منطقه را تشکیل می‌دهند و دارای سختی نسبتاً بالایی هستند. این واحد سنگی نسبت به دیگر سنگ‌های منطقه هوازدگی کمتری را تحمل کرده و فرآیند سرپانتینی شدن را با درجات مختلف نشان می‌دهد و در سطح تازه شکسته شده به رنگ سبز تیره دیده می‌شود. بر اثر سرپانتینی شدن، سطح بعضی از این سنگ‌ها، حالت صابونی پیدا کرده و اغلب رنگ سبز تیره به خود گرفته‌اند. این سنگ‌ها با دونیت‌ها و لرزولیت‌ها لایه‌بندی نامنظم و ناپیوسته‌ای را نشان می‌دهند. دونیت‌ها واحدهای سنگی دیگری هستند که به رنگ زرد در صحرا قابل مشاهده‌اند. در بعضی نقاط دونیت‌ها به رنگ سیاه، زرد، قرمز و قهوه‌ای نیز دیده می‌شوند که می‌توان آن را به آزاد شدن آهن و تشکیل اکسیدهای آهن نسبت داد. لرزولیت‌ها که در حدود ۵ درصد از حجم کل سنگ‌های اولترامافیک شرق حاجی‌آباد را به خود اختصاص داده‌اند نیز در منطقه مشاهده می‌شوند. این واحد سنگی در صحرا به رنگ قرمز قهوه‌ای تا زرد پررنگ دیده می‌شود. هوازدگی بر این سنگ‌ها نیز تأثیر گذاشته؛ به صورتی که در بعضی مناطق به صورت تپه‌های فرسایشی رخنمون دارند. از پدیده‌های رایج در سنگ‌های اولترامافیک منطقه، سرپانتینیزاسیون و همچنین حضور رگه‌های ثانویه کربناته می‌باشد. سرپانتینی شدن بیشتر در محل شکستگی‌هاست که به دلیل نفوذ سیالات و تأثیر

پالئوتیتس و نئوتیتس تقسیم‌بندی می‌شوند (حاجی علی اوغلی، ۱۳۹۹). افیولیت‌های پالئوتیتس در ایران فراوانی کمتری نسبت به آثار باقیمانده از افیولیت‌های نئوتیتس دارند (آروین و روبینسون، ۱۹۹۴). بقایای افیولیت‌های نئوتیتس در ایران شامل افیولیت‌های زاگرس، شرق ایران، ایران مرکزی و نیز غرب دریاچه ارومیه است. پریدوتیت‌ها (شامل هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت) اصلی‌ترین سنگ‌های مجموعه‌های افیولیتی ایران هستند که در میان آن‌ها هارزبورژیت‌ها درصد بالاتری دارند. توده‌ی پریدوتیتی منطقه مورد مطالعه بخشی از آمیزه افیولیتی ناحیه اسفندقه- حاجی‌آباد در انتهای جنوب شرقی روراندگی زاگرس چین‌خورده و بخش جنوبی زون سندانج- سیرجان است. این آمیزه افیولیتی، بخشی از کمربند افیولیتی راندگی زاگرس و بخش‌های مرکزی کمربند افیولیتی تیتسی است. در طول نئوتیتس در زاگرس دو زون فروراشی یکی نزدیک به ساحل عربستان (سیستم جزایر قوسی) و دیگری نزدیک به ساحل ایران (سیستم حاشیه قاره) در حال فعالیت بوده‌اند. بنابراین نظریه، کمربند‌های افیولیتی زاگرس (محدود به گسل رانده زاگرس) و سندانج سیرجان (در راستای مرز شمال شرقی زون سندانج- سیرجان) به ترتیب به این دو زون فروراشی از اقیانوس نئوتیتس وابسته‌اند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ حاجی‌علی‌قلی، ۲۰۱۱). کمربند افیولیتی راندگی زاگرس، به دو گروه افیولیت‌های بیرونی شامل افیولیت‌های خوی- ماکو، افیولیت‌های زاگرس ایران- عراق (افیولیت‌های کردستان)، کرمانشاه، نیریز و اسفندقه- حاجی‌آباد است که به استثناء افیولیت‌های خوی- ماکو در شمال غرب ایران مابقی توسط تراس است اصلی زاگرس از کمربند تراسی- چین‌خورده زاگرس در جنوب غرب جدا می‌شوند و افیولیت‌های درونی ایران شامل افیولیت‌های نایین، دهشیر، شهر بابک و بلورد- بافت است (شفاهی‌مقدم و استرن، ۲۰۱۵)، تقسیم می‌شوند. منطقه مورد مطالعه جزئی از افیولیت‌های بیرونی زاگرس به شمار می‌رود (شهاب‌پور، ۲۰۰۵). داده‌های کانی‌شناختی و سنگ‌شناختی پریدوتیت‌های گوشته بالایی در مجموعه- های افیولیتی می‌تواند به بررسی جایگاه زمین‌شناختی و ژنز این مجموعه‌ها کمک نماید (کاران و همکاران، ۲۰۱۰). لذا در انجام این پژوهش تلاش گردیده است تا با مطالعه ویژگی‌های شیمی سنگ کل و پیروکسن‌های موجود در

رگه‌های ثانویه کلسیت نیز در امتداد شکستگی‌های تکتونیکی تزریق شده‌اند.

بیشتر آن‌ها در درون شکستگی‌ها می‌باشد. خردشدگی و دگرسانی شدید در واحدهای سنگی اولترامافیک منطقه حاکی از شدت عملکرد فعالیت تکتونیکی منطقه است.



شکل ۱. الف: موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی زون سندانج- سیرجان؛ ب: نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اورزویه (سهندي و همکاران، ۲۰۰۷).

Fig. 1. A: The location of the study area on the Sanandaj-Sirjan zone; B: Geological map of the study area taken from the 1/100,000 geological map of Orzuieh (Sahandi et al., 2007).

۳- روش مطالعه

به منظور بررسی پریدوتیت‌های شرق حاجی‌آباد، پس از مطالعات دقیق کتابخانه‌ای و مشاهدات صحرایی، نمونه‌برداری هدفمند از نمونه‌های هارزبورژیتی مجموعه اولترامافیک مورد مطالعه انجام شد. پس از انجام مطالعات میکروسکوپی مقاطع نازک، تعداد ۶ نمونه از هارزبورژیت‌ها با کمترین میزان دگرسانی برای تجزیه شیمیایی سنگ کل برای تعیین اکسیدهای اصلی به روش XRF و تعیین عناصر اصلی، کمیاب و عناصر نادر خاکی به روش طیف‌سنجی جرمی جفت پلاسمای القاء شده (ICPmass) به آزمایشگاه زرآزما فرستاده شد. نتایج این تجزیه شیمیایی در جدول ۱ آورده شده است. همچنین برای تجزیه ریزکوالکترونی کانی‌های پیروکسن (کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن) دو مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های غیردگرسان به آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران فرستاده شد. تجزیه ریزکوالکترونی کانی‌ها با دستگاه Cameca SX100 EMPA با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان الکترونی

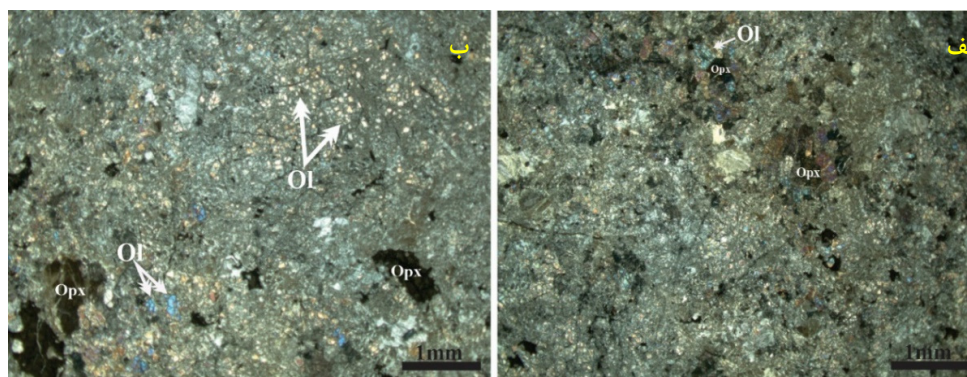
۳۰ نانوامپر و قطر پرتو ۵ میکرومتر برای ۲۰ نقطه پیروکسن انجام شد. داده‌های حاصل از ریزپردازش کانی‌ها در جدول ۲ ارائه شده است.

۴- سنگ‌شناسی

هارزبورژیت‌ها: ترکیب متوسط مودال هارزبورژیت‌های شرق حاجی‌آباد شامل ۶۰ تا ۷۵ درصد الیوین، ۳۰ تا ۱۵ درصد ارتوپیروکسن و ۱ تا ۲ درصد کلینوپیروکسن است. بافت گرانولار غیرهمسان‌دانه بافت اصلی و اولیه در این سنگ‌ها است (شکل ۲- الف). با توجه به شواهد بافتی، الیوین‌های موجود در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه به دو گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول بلورهای درشت الیوین با بافت گرانولار و مرزهای منحنی شکل هستند. خاموشی موجهی به همراه تیغه‌های دگرشکلی (ماکل مکانیکی) و نیز کشیدگی دانه‌های الیوین، از ویژگی دیگر بلورهای الیوین گروه اول می‌باشد. این خصوصیات نشانگر فابریک‌های دمایی بالا و خاص شرایط گوشته‌ای است (نیکلاس، ۱۹۸۹).

حضور بافت پورفایروکلاستیک حاکی از تأثیر دگرشکلی با دمای پایین بر این سنگ‌هاست (سلیمی و همکاران، ۲۰۱۳). ارتوپایروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های شرق حاجی‌آباد عموماً بی‌شکل، دارای خردشدگی به نسبت زیاد و حاشیه‌ی تحلیل رفته هستند. به دلیل خاصیت دگرشکلی پلاستیکی، بلورهای ارتوپایروکسن مورد مطالعه به وضوح کینگ‌بند نشان می‌دهند. علاوه بر کینگ‌بند، تیغه‌های جدایشی کلینوپایروکسن نیز در ارتوپایروکسن‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. در بعضی موارد بلورهای ارتوپایروکسن اولیه توسط اولیوین‌ها احاطه و یا قطع شده‌اند (شکل ۲-ب)، این بافت به عنوان شاهدی بر واکنش سنگ-مذاب در نظر گرفته می‌شود (اوربرگر و همکاران، ۱۹۹۵).

دومین گروه یا دومین نسل الیوین‌ها به صورت بلورهای کوچکی دیده می‌شوند (شکل ۲-ب) که در مجاورت بلورهای الیوین نسل اول و یا در پیرامون درشت بلورهای ارتوپایروکسن قرار گرفته‌اند. بلورهای الیوین نسل دوم، دارای شکل موزاییکی و فاقد ماکل مکانیکی هستند و به احتمال زیاد، این بلورها، نئوبلاست‌هایی هستند که از تبلور دوباره الیوین‌های نسل اول به وجود آمده‌اند. پدیده‌هایی مانند ریزدانه‌شدن بلورها؛ خمیدگی در رخ کانی‌ها و تبلور مجدد از علائم دگرشکلی‌های پلاستیک رخ داده در دماهای بالا است (فتوحی‌راد و همکاران، ۲۰۱۲). بافت گرانولار، پورفایروکلاستیک و مشبک از دیگر بافت‌هایی است که در این واحدهای سنگی مشاهده می‌شود.



شکل ۲. الف: بافت گرانولار قابل مشاهده در نمونه‌های هارزبورژیتی منطقه مورد مطالعه و حضور بلورهای ریز الیوین در اطراف بلورهای ارتوپایروکسن؛ ب: بلورهای ریز الیوین و خوردگی‌های خلیجی شکل درون ارتوپایروکسن‌ها (هر دو شکل در شرایط XPL می‌باشد).

Fig. 2. A: The granular texture in the harzburgite samples of the study area and the presence of fine olivine crystals around the orthopyroxene crystals; B: Fine olivines and embayed-shaped corruptions inside orthopyroxenes (both shapes are in XPL conditions).

ثانویه رایج در این نمونه‌های سنگی هستند که در نتیجه دگرسانی در اطراف بلورهای اولیوین دیده می‌شوند. در بلورهای ارتوپایروکسن کینگ‌بند قابل مشاهده است که این ویژگی می‌تواند شاهدی بر فرآیندهای تغییرشکل پلاستیک در دماهای بالا و نزدیک به دمای سولیدوس باشد (پاسچر و ترو، ۱۹۹۶).

۵- ژئوشیمی

۵-۱- شیمی کانی پیروکسن

فرمول ساختاری پیروکسن‌ها بر اساس ۴ کاتیون و به ازای ۶ اتم اکسیژن با فرمول عمومی $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Ca}, \text{Na}) (\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_6$ محاسبه شده است (جدول‌های ۱ و ۲).

دونیت‌ها: کانی الیوین (حدود ۹۷-۹۴ درصد) اصلی‌ترین کانی موجود در این سنگ‌هاست. بلورهای ارتوپایروکسن نیز به مقدار کم (حدود ۳-۶ درصد) در این سنگ‌ها قابل مشاهده است. بافت گرانولار به عنوان بافت اصلی در این سنگ‌هاست؛ اما بافت مشبک نیز به دلیل سرپانتینی شدن در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود. در این واحدهای سنگی بلورهای الیوین دارای شکستگی‌های فراوانی است که این ویژگی نشانه‌ای از دگرریختی دما و فشار بالا و وابستگی آن‌ها به گوشته فوقانی است (فلاح و همکاران، ۲۰۲۰).

لرزلولیت‌ها: در این سنگ‌ها کانی‌های اولیوین در حدود ۷۰-۶۵ درصد، ارتوپایروکسن در حدود ۲۰-۱۰ درصد و کلینوپایروکسن در حدود ۲۰-۱۰ درصد به عنوان کانی اصلی مشاهده می‌شوند. کانی‌های سرپانتین کانی‌های

جدول ۱. نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای ارتوپیروکسن‌های نمونه‌های هارزبورژیت شرق حاجی‌آباد. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن.

Table 1. Representative microprobe analyses of orthopyroxenes from the East Hajiabad harzburgites. The calculated structural formula (in apfu) based on 6 oxygen atoms and the end members.

Samples	Opx1	Opx2	Opx3	Opx4	Opx5	Opx6	Opx7	Opx8	Opx9	Opx10
SiO ₂	55.2	55.31	55.36	55.53	55.82	55.86	55.93	56.02	56.14	56.27
TiO ₂	0.1	0.09	0.09	0.05	0.08	0.06	0.05	0.08	0.05	0.06
Al ₂ O ₃	4.82	4.63	4.28	3.34	3.81	3.58	3.39	3.24	3.08	3.34
FeO _t	6.38	6.14	6.28	6.36	6.34	6.44	6.4	6.4	6.38	6.35
MnO	0.14	0.15	0.14	0.15	0.14	0.15	0.14	0.18	0.14	0.13
MgO	32.76	32.65	32.67	32.83	32.99	33.33	33.47	33.38	33.61	33.58
CaO	0.78	0.77	0.66	0.53	0.68	0.46	0.45	0.57	0.39	0.55
K ₂ O	0.07	0.05	0.07	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
Cr ₂ O ₃	0.4	0.42	0.33	0.26	0.3	0.36	0.31	0.28	0.31	0.26
Total	100.74	100.26	99.97	99.16	100.31	100.35	100.22	100.27	100.22	100.62
Si	1.89	1.9	1.91	1.93	1.92	1.92	1.93	1.93	1.93	1.93
Al	0.19	0.19	0.17	0.14	0.15	0.15	0.14	0.13	0.12	0.13
Al ^(IV)	0.11	0.1	0.09	0.07	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07
Al ^(VI)	0.09	0.09	0.09	0.07	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06
Fe	0.18	0.18	0.18	0.19	0.18	0.19	0.18	0.18	0.18	0.18
Mn	0.01	0.012	0.01	0.01	0.011	0	0	0.01	0.013	0.011
Mg	1.68	1.68	1.68	1.7	1.69	1.71	1.72	1.71	1.73	1.72
Ca	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Cr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Wo	1.52	1.5	1.29	1.04	1.33	0.89	0.86	1.1	0.75	1.05
En	88.86	89.1	89.1	89.26	89.07	89.41	89.54	89.3	89.69	89.46
Fs	9.63	9.4	9.61	9.7	9.6	9.7	9.6	9.61	9.55	9.49
Cr#	5.26	5.69	4.91	4.89	5.08	6.29	5.7	5.38	6.23	5.01
Mg#	0.9016	0.9046	0.9027	0.902	0.9027	0.9022	0.9032	0.9029	0.9037	0.9041

Mg#=Mg. (Fe+Mg).100

جدول ۲. نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های هارزبورژیت شرق حاجی‌آباد. محاسبه کاتیون‌ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن.

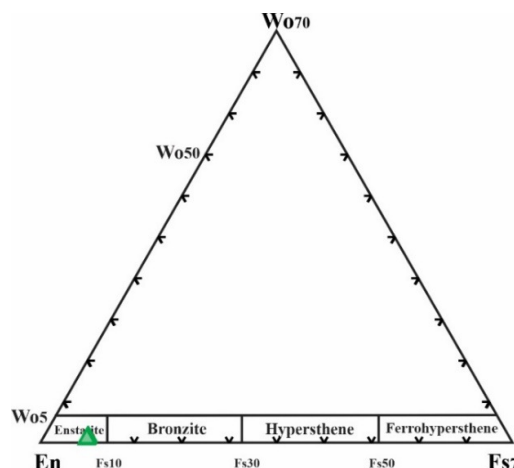
Table 2. Representative microprobe analyses of clinopyroxenes from the East Hajiabad harzburgites samples. The calculated structural formula (in apfu) based on 6 oxygen atoms and the end members.

Samples	CPX1	CPX2	CPX3	CPX4	CPX5	CPX6	CPX7	CPX8	CPX9	CPX10
SiO ₂	54.62	53.38	53.2	53.27	53.16	53.83	53.93	53.21	53.16	53.34
TiO ₂	0.02	0.05	0.03	0.04	0.02	0.03	0.15	0.04	0.06	0.44
Al ₂ O ₃	2.904	2.821	2.739	2.701	2.709	2.727	2.63	2.666	2.61	2.533
Cr ₂ O ₃	0	0.04	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0	0.01	0.03
FeO	3.53	3.7	4.29	4.65	4.79	4.46	4.39	4.45	5.8	5.09
MnO	0	0.05	0.03	0.02	0.03	0.07	0.05	0	0.02	0.02
MgO	14.06	14.01	14.06	14.06	14.02	14.09	14.03	14.04	14.05	14.07
CaO	24.59	24.78	24.39	24.41	24.35	24.21	24.13	24.21	24.13	24.28
Total	99.724	98.831	98.759	99.161	99.099	99.437	99.34	98.616	99.84	99.803
Si	2.017	1.989	1.986	1.982	1.98	1.997	2.004	1.99	1.97	1.977
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.004	0.001	0.002	0.012
Al	0.126	0.124	0.12	0.118	0.119	0.119	0.115	0.117	0.114	0.111
Cr ⁺³	0	0.001	0.001	0	0.001	0.001	0.001	0	0	0.001
Fe ⁺²	0.109	0.115	0.134	0.145	0.149	0.138	0.136	0.139	0.18	0.158
Mn	0	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0	0.001	0.001
Mg	0.774	0.778	0.782	0.78	0.778	0.779	0.777	0.783	0.776	0.777
Ca	0.973	0.989	0.975	0.973	0.972	0.962	0.961	0.97	0.958	0.964
Wo	52.42	52.54	51.56	51.28	51.16	51.19	51.26	51.27	50.06	50.76
En	41.7	41.33	41.36	41.1	40.98	41.45	41.47	41.37	40.55	40.93
Fs	5.87	6.12	7.08	7.62	7.86	7.36	7.28	7.36	9.39	8.31
Mg#	0.87656	0.87122	0.85371	0.84324	0.83927	0.84951	0.85104	0.84924	0.811715	0.83102

Mg#=Mg. (Fe+Mg).100

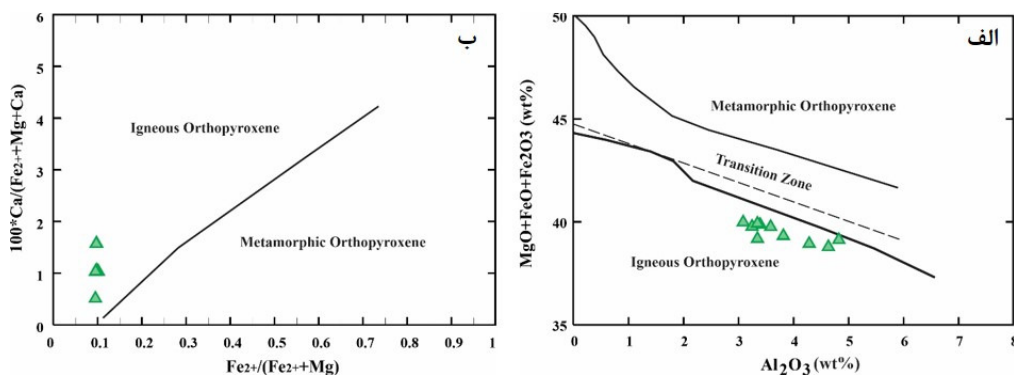
۰/۰۴۵ تا ۰/۱ و $Cr\# = (100Cr/Cr+Al)$ از ۴/۸۹ تا ۶/۲۹ متغیر می‌باشد. ترکیب ارتوپروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار En-Wo-Fs (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸) در گستره انستاتیت واقع می‌شود (شکل ۳). ترسیم نمونه‌های اورتوپروکسن در نمودار Al_2O_3 در مقابل $MgO+FeO+Fe_2O_3$ و نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در مقابل $100Ca/(Ca+Mg+Fe^{2+})$ (ریتمیجر، ۱۹۸۳) نیز ماهیت آذرین ارتوپروکسن‌ها را نشان می‌دهد (شکل ۴-الف و ب).

ارتوپروکسن: ترکیب اعضای نهایی ارتوپروکسن بین $En_{0.92}$ تا $Wo_{0.01}$ و $Fs_{0.08}$ و $Wo_{0.02}$ در تغییر است (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸). به طور معمول، کانی پروکسن غنی از منیزیم و فقیر از آهن است؛ بنابراین مقدار عدد منیزیم به عنوان یک شاخص مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی پروکسن‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. عدد منیزیم $Mg\# = (Mg/Mg+Fe^{2+})$ این کانی‌ها نیز ۰/۹ است و از این‌رو ارتوپروکسن‌ها دارای عدد منیزیم بالا می‌باشند (جدول ۱). در این بلورها مقادیر TiO_2 از



شکل ۳. موقعیت ارتوپروکسن‌های مورد مطالعه در نمودار En-Wo-Fs (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸).

Fig. 3. The position of the studied orthopyroxenes on the En-Wo-Fs diagram (Morimoto et al., 1988).



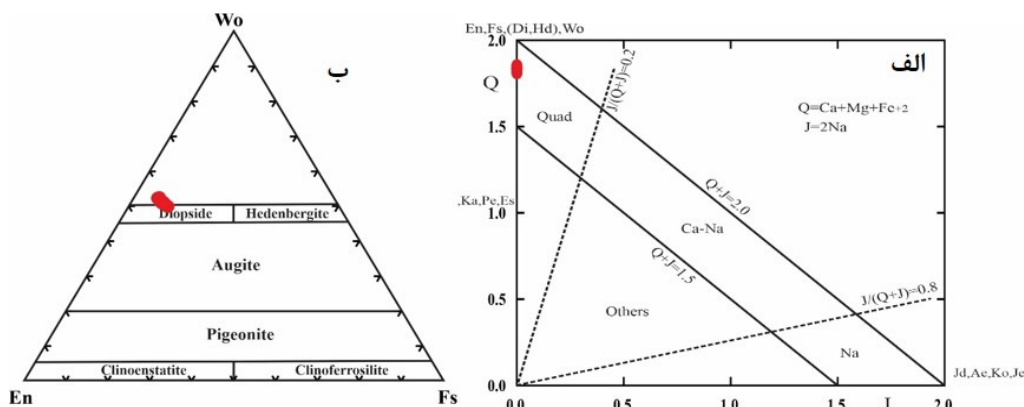
شکل ۴. الف: طبقه‌بندی ترکیب ارتوپروکسن‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Al_2O_3 در مقابل $MgO+FeO+Fe_2O_3$ (ریتمیجر، ۱۹۸۳)؛ ب: تفکیک ارتوپروکسن‌های آذرین و دگرگونی از یکدیگر در نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در برابر $100Ca/(Fe^{2+}+Mg+Ca)$ (ریتمیجر، ۱۹۸۳).
Fig. 4. A: Classification of the studied orthopyroxene composition on Al_2O_3 versus $MgO+FeO+Fe_2O_3$ diagram (Rietmeijer, 1983); B: Separation of igneous and metamorphic orthopyroxenes on the $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ versus $100Ca/(Fe^{2+}+Mg+Ca)$ diagram (Rietmeijer, 1983).

می‌دهد که کلینوپروکسن‌های مورد مطالعه همگی در گستره دیوپسید واقع شده‌اند (شکل ۵-ب). عدد منیزیم این کانی‌ها به طور متوسط در حدود ۰/۹۱ است (جدول ۲). همچنین مقادیر Na_2O و TiO_2 در کلینوپروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه بسیار

کلینوپروکسن: بر اساس نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی (جدول ۲) نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Q-J (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸) در محدوده پروکسن‌های آهن - منیزیم - کلسیم‌دار (Quad) قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). نمودار En-Wo-Fs (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸) نشان

عناصر بخصوص Ti در بلورهای کلینوپیروکسن موجود در هارزبورژیت‌ها می‌گردد (پیرس و نوری، ۱۹۷۹).

پایین است. این مسئله می‌تواند دلیلی بر وقوع تهی‌شدگی در منشأ (نجف‌زاده و احمدی‌پور، ۲۰۱۴) و یا چند مرحله ذوب‌بخشی اولیه باشد که منجر به تهی‌شدگی در برخی از



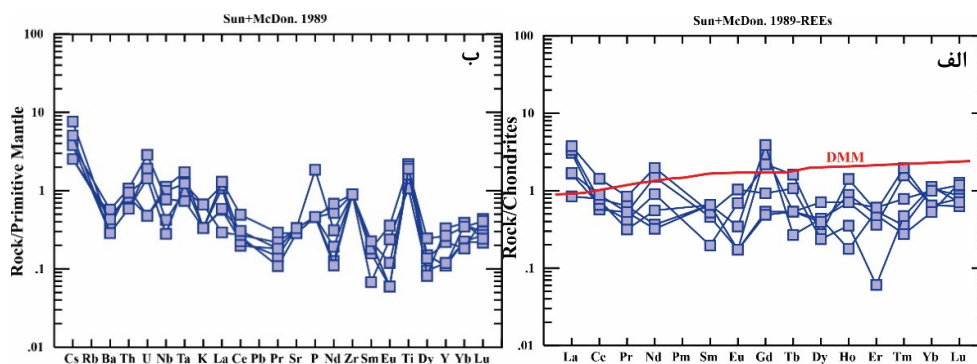
شکل ۵. الف: تقسیم‌بندی کلینوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه بر اساس مؤلفه‌های Q در مقابل J (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸) و ب: موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌های شرق حاجی‌آباد در نمودار En-Wo-Fs (موریموتو و همکاران، ۱۹۸۸):

Fig. 5. A: The clinopyroxene positions of the East Hajiabad harzburgites on the En-Wo-Fs diagram (Morimoto et al., 1988); B: Classification of clinopyroxenes from the studied harzburgites based on the Q versus J components diagram (Morimoto et al., 1988).

۵-۲- شیمی سنگ‌کل

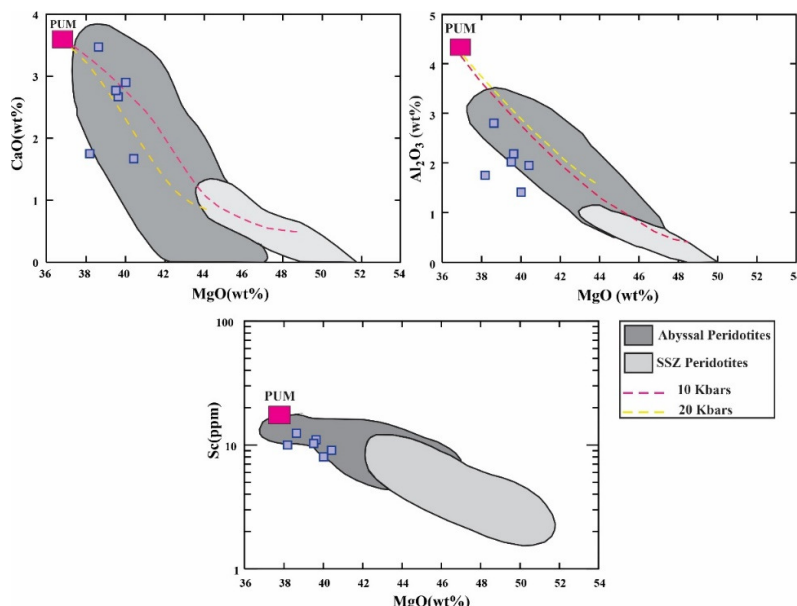
اقیانوسی در حال فرورانش و واکنش با پریدوتیت اولیه نسبت داد (هیچکی و فری، ۱۹۸۲). به عبارت دیگر سنگ فرآیند متاسوماتیسم را هم تحمل کرده است. زیرا در صورت تأثیر فرآیند ذوب به تنهایی بایستی مقادیر LREE کمتر از مقادیر HREE می‌بود و شیب منحنی در نمودار شکل ۶ (الف و ب) مثبت دیده می‌شد. لذا می‌توان نتیجه گرفت که در ابتدا سنگ منشأ به دلیل ذوب‌بخشی و تمایل حضور عناصر LREE در مذاب از این عناصر تهی شده است؛ اما پس از آن مجدداً تحت تأثیر سیالات و مواد فرار موجود دچار متاسوماتیسم و غنی‌شدگی از این عناصر شده است. بعلاوه در این نمودار همه نمونه‌ها در عناصر Nb، Ba، Nd و Eu تهی‌شدگی و در عناصر U، Cs، Ta، La، Zr و Ti غنی‌شدگی نشان می‌دهند. ترسیم نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در نمودار MgO در برابر Al_2O_3 و CaO (شکل ۷) رابطه معکوس موجود در بین آن‌ها را نشان می‌دهد. همچنین Sc رابطه معکوسی را با MgO در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه دارد (شکل ۷). بر روی این نمودارها (شکل ۷) روندهای ذوب‌بخشی مربوط به پریدوتیت‌های در پهنه زون فرافروانش مناطق مختلف (پارکینسون و پیرس، ۱۹۹۸؛ پیرس و همکاران، ۲۰۰۰) نشان داده شده است (کاپسیوتیس، ۲۰۱۶). بر این اساس نمونه‌های هارزبورژیت مورد مطالعه ذوب‌بخشی متوسط در محیط آبیسال و در محدوده فشار حدود ۱۰ کیلو بار را نشان می‌دهند.

نتایج داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌کل هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۳ آمده است. بالا نبودن میزان LOI در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه نشان می‌دهد که میزان سرپانتینی شدن در آن‌ها در حد کم تا متوسط است (۳۷/۷۷-۱/۲۶ درصد وزنی) می‌باشد. مقادیر MgO (۴۰/۴۱-۳۸/۱۸ درصدوزنی)، Al_2O_3 (۳/۸-۰/۹۵ درصد وزنی) و CaO (۳/۴۷-۰/۶۷ درصد وزنی) است. در این سنگ‌ها مقادیر TiO_2 در محدوده ۰/۴۷ تا ۰/۲۳ درصد وزنی تغییر می‌کند. در نمودارهای عنکبوتی نرمالیز شده نسبت به کندریت (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) (شکل ۶- الف) سنگ‌های هارزبورژیتی مورد مطالعه غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE در مقایسه با گوشته تهی‌شده موروب (Depleted MORB Mantle) نشان می‌دهند. این نمودارها در عناصری چون Dy تهی‌شدگی و در عناصری چون Nd و Gd غنی‌شدگی دارند. در نمودار عنکبوتی نرمالیز شده نسبت به گوشته اولیه برای هارزبورژیت‌های منطقه (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) (شکل ۶- ب) نیز این غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE مشاهده می‌شود. این غنی‌شدگی از عناصر LREE در هارزبورژیت‌های گوشته‌ای را می‌توان به فرآیند ذوب‌بخشی، خروج مواد مذاب و تهی‌شدگی پریدوتیت اولیه و در نهایت تأثیر سیالات و مواد فرار آزاد شده از پوسته



شکل ۶. الف: الگوی عناصر خاکی نادر نرمالیز شده نسبت به کندریت (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) در مقایسه با گوشته تهی شده مورب (DMM) (هنقج و همکاران، ۲۰۱۰) برای هارزبورژیت‌های مورد مطالعه؛ ب: الگوی عناصر کمیاب نرمالیز شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) هارزبورژیت‌های شرق حاجی‌آباد.

Fig. 6. A: Chondrite normalized rare earth elements pattern (Sun and McDonough, 1989) and depleted MORB mantle (DMM) (Hanghøj et al., 2010) for the studied harzburgites; B: Normalized trace elements relative to the Primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) for the East harzburgites of Hajiabad.



شکل ۷. نمودار تغییرات MgO در برابر اکسیدهای اصلی CaO ، Al_2O_3 و Sc (ppm) سنگ‌کل برای نمونه‌های هارزبورژیتی شرق حاجی‌آباد. محدوده پریدوتیت‌های آبی‌سال و انواع فرافروانش به ترتیب از نیو و همکاران (۱۹۹۷) و پارکینسون و پیرس (۱۹۹۸) گرفته شده است. ترکیب مذاب باقیمانده پس از ذوب گوشته اولیه فوقانی (PUM) (پالم و انیل، ۲۰۰۴) در فشارهای ۱۰ و ۲۰ کیلوپار ترسیم شده است (کاپسیوتیس، ۲۰۱۶).

Fig. 7. Variation diagrams of MgO against the major oxides such as CaO ، Al_2O_3 and Sc (ppm) of whole rocks from the East harzburgites of Hajiabad samples. The ranges of abyssal and SSZ-type peridotites from Niu et al., (1997) and Parkinson and Pearce, (1998), respectively. The residual composition after melting of the primary upper mantle (PUM; Palme and O'Neill, 2004) has been plotted at pressures of 10 and 20 kbar (Kapsiotis, 2016).

۶- تعیین جایگاه زمین‌ساختی

به طور کلی افیولیت‌ها بخشی از پوسته اقیانوسی هستند که بر روی حاشیه قاره‌ها آبداکت شده‌اند و می‌توانند بر اساس جایگاه‌های زمین‌ساختی تشکیل شده در آن به انواع پشته‌های میان‌اقیانوسی (MORB) یا مناطق فرافروانشی (SSZ) تقسیم‌بندی شوند. دیلک و فورنز (۲۰۱۱) افیولیت‌ها را به انواع ۱) مرتبط با فرورانش شامل زون فرافروانش (SSZ) و محیط‌های کمان‌آتش‌فشانی و ۲) انواع

غیرمرتبط با فرورانش در حواشی قاره‌ها، پشته‌های میان اقیانوسی و مناطق بالای ستون‌های گوشته‌ای تقسیم‌بندی کرده‌اند. هرچند که خصوصیات مشترک زیادی ممکن است بین این افیولیت‌ها وجود داشته باشد؛ ولی با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌های مختلف مانند پیروکسن و بررسی تغییرات اکسیدها و عناصر غیرمتحرک می‌توان به ماهیت و شرایط تشکیل افیولیت‌ها و خصوصاً پریدوتیت‌ها پی برد (ویسی و همکاران، ۲۰۲۴).

جدول ۳. تجزیه شیمیایی سنگ‌کل نمونه‌های هارزبورژیت شرق حاجی‌آباد

Table 3. Representative major (in wt%) and trace element (in ppm) compositions of the East harzburgites of Hajiabad samples.

Samples	HJ3	HJ4	HJ5	HJ6	HJ7	HJ8
SiO ₂	41.32	42.96	43.29	41.82	43.6	43.31
Al ₂ O ₃	3.8	2.18	2.02	1.41	1.75	0.95
Fe ₂ O _{3T}	9.18	8.64	8.86	8.77	8.52	7.11
MgO	38.63	39.63	39.51	40.01	38.18	40.41
CaO	3.47	2.67	2.77	2.9	0.75	0.67
Na ₂ O	0.41	0.11	0.05	0.06	0.06	0.94
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
TiO ₂	0.47	0.3	0.23	0.44	0.35	0.41
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.24	0.01	0.01	0.01
MnO	0.52	0.2	0.25	0.31	0.5	0.12
LOI	2.39	2.9	1.26	3.09	3.1	3.77
Total	100.21	99.62	98.49	98.83	96.84	97.71
Rb (ppm)	0.43	0.53	0.28	0.63	0.42	0.73
Sc	12.41	11	0.29	8	10	9.06
Cr	2439	3280	0.3	3050	2420	2163
Ni	1930	2200	0.31	2170	2320	2021
Zn	45	46	0.32	46	46	46
Cu	22	24	0.33	18	14	16
Co	97	100	0.34	102	100	101
Ga	1.9	2	0.35	1.97	2	1.08
Cs	0.02	0.03	0.36	0.02	0.03	0.04
Ba	3.41	4	0.37	3	2	2
Sr	7	6	0.38	6	7	7
La	1.73	1.3	0.39	0.89	0.2	0.4
Ce	0.35	0.46	0.4	0.87	0.48	0.54
Pr	0.05	0.03	0.41	0.08	0.06	0.05
Nd	0.7	0.26	0.42	0.92	0.17	0.15
Sm	0.07	0.1	0.43	0.08	0.1	0.1
Eu	0.01	0.02	0.44	0.06	0.01	0.01
Gd	0.6	0.8	0.45	0.19	0.11	0.1
Tb	0.02	0.01	0.46	0.04	0.02	0.02
Dy	0.11	0.11	0.47	0.06	0.1	0.18
Ho	0.04	0.01	0.48	0.02	0.05	0.04
Er	0.06	0.09	0.49	0.01	0.08	0.1
Tm	0.04	0.009	0.5	0.012	0.007	0.02
Yb	0.11	0.18	0.51	0.19	0.09	0.17
Lu	0.016	0.022	0.52	0.018	0.032	0.03
Ta	0.07	0.05	0.53	0.05	0.04	0.05
Y	0.5	0.5	0.54	1.5	1	1.2
Nb	0.8	0.7	0.55	0.2	0.3	0.2
V	66	59	0.56	58	65	70
W	0.7	0.9	0.57	0.6	0.5	0.2
Tl	0.009	0.007	0.58	0.006	0.006	<0.005
Th	0.07	0.09	0.59	0.08	0.05	0.05
U	0.01	0.01	0.6	0.03	0.04	0.03
Zr	10	10	0.61	10	10	10
Hf	0.2	0.2	0.62	0.1	0.1	0.1

وجود آمده‌اند (مرسیر و نیکلاس، ۱۹۷۵). برای تعیین محیط زمین‌ساختی هارزبورژیت‌های شرق حاجی‌آباد از بررسی نحوه ارتباط $Mg\#$ با اکسید عناصری چون TiO_2 و Al_2O_3 در کانی‌های پیروکسن (ارتوپروکسن و کلینوپروکسن) استفاده شد (جهنسون و همکاران،

در مجموعه سنگ‌های اولترامافیک کمپلکس افیولیتی شرق حاجی‌آباد، هارزبورژیت‌ها از فراوانی بالاتری برخوردارند. وجود شواهد بافتی نظیر جهت‌یافتگی، کشیدگی و انحناء در کانی‌های پیروکسن نشان می‌دهد که این سنگ‌ها متعلق به گوشته بالایی بوده و از ذوب آن به

۲۰۰۶؛ فورنز و همکاران، ۲۰۱۲). این شرایط در نمونه‌های هارزبورژیتی شرق حاجی‌آباد مشاهده می‌شود (شکل ۹) و تأییدی بر تشکیل آن‌ها در یک حوضه پشت‌کمان است.

۶-۱- شواهد وجود ذوب‌بخشی

همانطور که مشاهده می‌شود در نمودارهای MgO در برابر CaO ، Al_2O_3 و یا Sc (شکل ۷)، وجود رابطه معکوس نشان می‌دهد که این اکسیدها تمایل دارند که در مذاب حاصل از ذوب گوشته متمرکز شوند و این مسئله با درجات ذوب بخشی پایین‌تر مطابقت دارد. مدل‌های ذوب دینامیکی غیرمودال به طور گسترده برای مطالعه فرآیند استخراج مذاب در پریدوتیت‌ها مورد استفاده قرار گرفته‌اند (لیانگ و پنگ، ۲۰۱۰؛ ایسال و همکاران، ۲۰۱۶). به عنوان مثال بررسی فراوانی Ni و Yb در نتایج حاصل از سنگ‌کل می‌تواند در تشخیص میزان ذوب‌بخشی موثر باشد. هر دوی این عناصر جزء عناصر غیرمتحرک-سیال هستند؛ در حالی که در حین ذوب در بلورهای الیوین و پیروکسن Yb عنصری ناسازگار و Ni عنصری سازگار است (گرین و همکاران، ۲۰۰۰). به این ترتیب در نمودار Ni/Yb در برابر Yb می‌توان اطلاعات مربوط به درجه و نوع ذوب گوشته را تعیین کرد (کاپسیوتیس، ۲۰۱۶) (شکل ۱۰-الف). در این نمودار ترکیب گوشته اولیه اسپینل‌لرزلولیت است (پالم و انیل، ۲۰۰۴). بر اساس این نمودار نمونه‌های هارزبورژیت در محدوده ۱۱ تا ۱۹٪ ذوب‌بخشی قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی این نمونه‌ها از نیکل مشابه ماگماهای مرتبط با قوس است (کاپسیوتیس، ۲۰۱۶). تغییرات عنصر نادر خاکی سنگین Er نیز که به عنوان یک عنصر ناسازگار از فعل و انفعالات مذاب/مایع-سنگ محفوظ است (گرین و همکاران، ۲۰۰۰) در برابر $Yb(ppm)$ (شکل ۱۰-ب) نشان می‌دهد که نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در حدود ۹ تا ۱۳٪ ذوب‌بخشی را تحمل کرده‌اند. با توجه به این میزان ذوب (به طور میانگین ۱۰ تا ۱۵٪)، هارزبورژیت‌های مورد مطالعه میزان گسترش اندکی را در پوسته اقیانوسی در منطقه شرق حاجی‌آباد داشته‌اند (فریدآزاد، ۲۰۱۶).

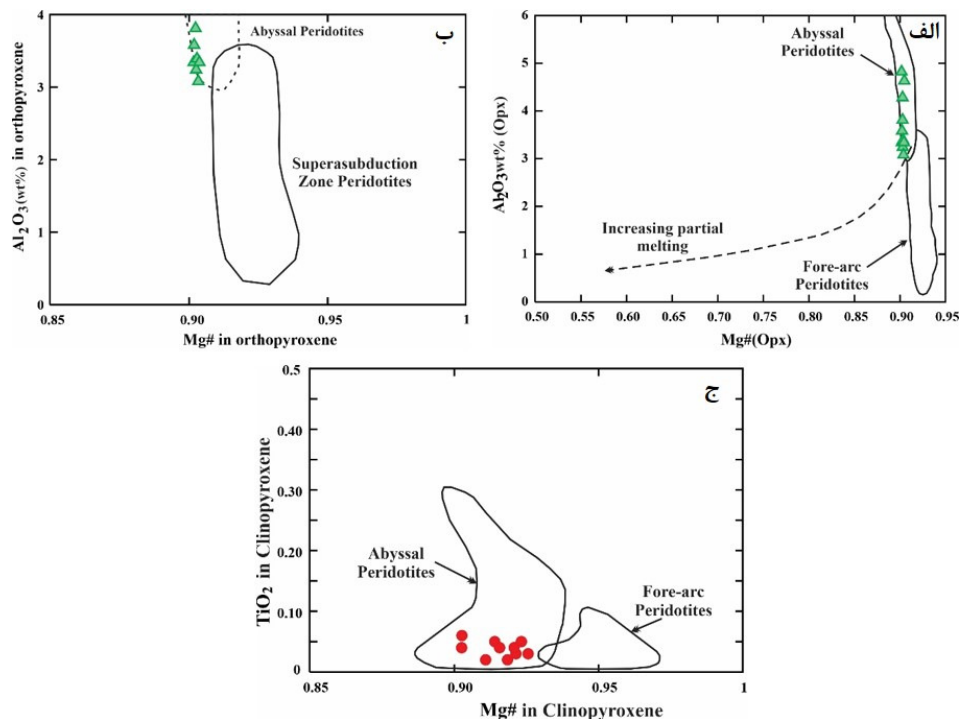
۶-۲- تخمین فوگاسیته اکسیژن در شرایط ذوب

وانادیم عنصری تقریباً ناسازگار و فراوان در سنگ‌های گوشته‌ای است و به این دلیل به عنوان شاخصی برای بررسی شرایط اکسایش-کاهش گذشته مورد استفاده قرار

(شکل ۸-الف و ب). بر اساس این نمودارها نمونه‌های ارتوپیروکسن مورد مطالعه در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال قرار می‌گیرند. همچنین با ترسیم عدد منیزیم در مقابل TiO_2 برای بلورهای کلینوپیروکسن موجود در هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه (شکل ۸-ج) نیز این بلورها در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال واقع شدند (ایشیکاوا و همکاران، ۲۰۰۷). در بررسی شیمی سنگ‌کل در نمودارهای MgO در برابر CaO ، Al_2O_3 و Sc نیز حضور نمونه‌های هارزبورژیت منطقه مورد مطالعه در محدوده پریدوتیت‌های آبیسال مشخص شده است (شکل ۷). از میان سنگ‌های اولترامافیک موجود در گوشته، سنگ‌های هارزبورژیت فراوان‌ترین نوع پریدوتیت در گوشته لیتوسفری اغلب محیط‌های اقیانوسی نظیر پشته‌های میان‌اقیانوسی (MOR) و یا در گوه گوشته‌ای در بالای مناطق فرورانش (نظیر حوضه‌های پشت‌کمان (BAB)) می‌باشند (نیکلاس و همکاران، ۱۹۹۴). ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها در هر دو محیط مشابه است. لیکن هارزبورژیت‌هایی که در بالای مناطق فرورانش قرار گرفته‌اند توسط سیالات آزاد شده از پوسته فرورانده شده تحت متاسوماتیزم قرار می‌گیرند و در نتیجه الگوی فراوانی عناصر در آن‌ها تغییر می‌نماید. در شکل ۶ (الف و ب) فراوانی عناصر LREE نسبت به عناصر HREE و غنی‌شدگی دوباره این عناصر گویای تأثیر این سیالات و ایجاد متاسوماتیسم در این سنگ‌ها شده است. چنین حالتی در هارزبورژیت‌های موجود در زیر پشته‌های میان اقیانوسی مشاهده نمی‌شود. حوضه‌های پشت‌کمان ممکن است به صورت نزدیک به گودال و دور از گودال تکامل یابند (دیلک و فورنز، ۲۰۱۱). در محیط‌های فرافروانش نزدیک گودال، تکامل مذاب در بالای پوسته فرورونده به شدت تحت تأثیر عمق و وسعت فرآیندهای آبدایی، سن و خصوصیات پوسته اقیانوسی فرورونده و واکنش‌های مایع/مذاب-پریدوتیت در گوه گوشته است (فورنز و دیلک، ۲۰۲۲). این عوامل در محیط‌های فرافروانش دور از گودال با افزایش فاصله از پوسته فرورونده کاهش می‌یابد (فورنز و همکاران، ۲۰۱۲). افزایش غلظت عناصر ناسازگار متحرک مرتبط با فرورانش در مقایسه با بازالت معمولی پشته میانی اقیانوس (N-MORB) و کاهش غلظت عناصر ناسازگار غیرمتحرک مرتبط با فرورانش از خصوصیات افیولیت‌های مرتبط با حوضه‌های پشت‌کمان است (پیرس و استرن،

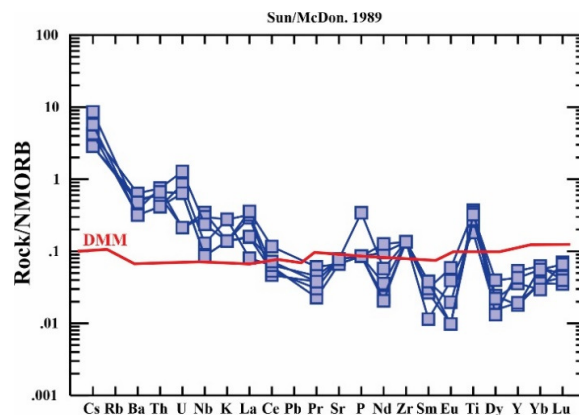
پریدوتیت‌های آبیسال و انواع مربوط به مناطق فرافروانش (SSZ) همپوشانی دارند (لی و همکاران، ۲۰۰۵) و نشان از وجود شرایط کمابیش اکسایشی در گوشته است (کاپسیوتیس، ۲۰۱۶).

می‌گیرد. بر این اساس در نمودار V/Sc در برابر Sc (لی و همکاران، ۲۰۰۵) (شکل ۱۱) هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بافرهای FMQ-2 (فایالیت-مگنتیت-کوارتز) و FMQ+2 قرار می‌گیرند که با مقادیر fO_2 برای



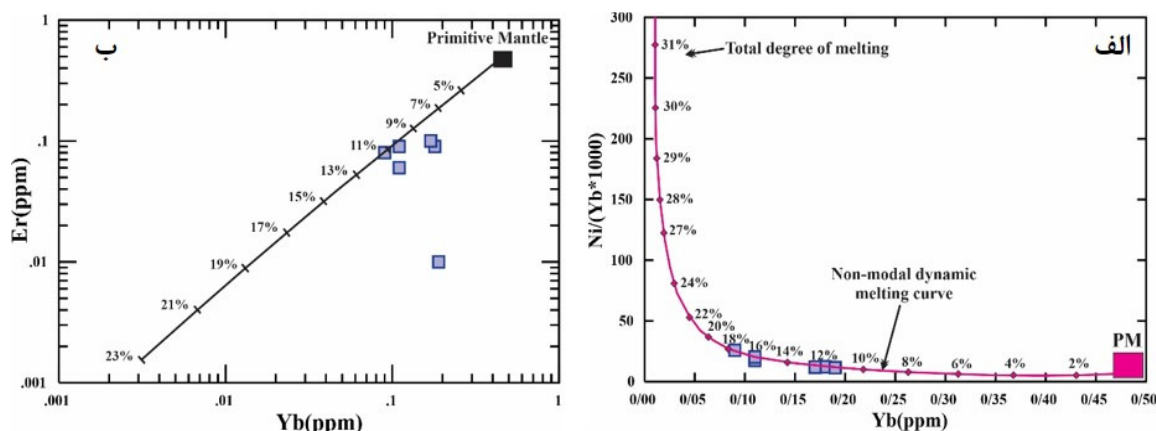
شکل ۸. الف و ب: نمودار $Mg\#$ در برابر Al_2O_3 برای بلورهای ارتوپروکسن موجود در هارزبورژیت‌های شرق حاجی‌آباد. محدوده پریدوتیت‌های آبیسال از جوهنسون و همکاران (۱۹۹۰) و محدوده پریدوتیت‌های جلوی کمان از ایشی و همکاران (۱۹۹۲) گرفته شده است. ج: نمودار تغییرات $Mg\#$ در برابر TiO_2 برای بلورهای کلینوپروکسن نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه (ایشیکاوا و همکاران، ۲۰۰۷).

Fig. 8. A and B: The $Mg\#$ against Al_2O_3 diagram for orthopyroxene crystals from the East Hajiabad harzburgites. The range of abyssal peridotites is taken from Johnson et al., (1990) and the range of fore-arc peridotites is taken from Ishii et al. (1992). C: The $Mg\#$ against TiO_2 diagram for clinopyroxene crystals in the rock samples of the study area (Ishikawa et al., 2007).



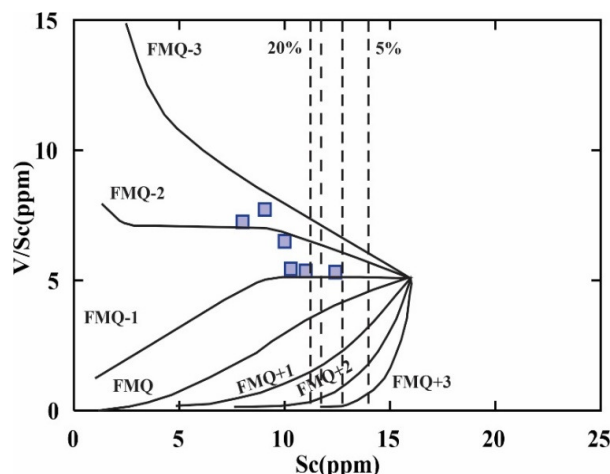
شکل ۹. نمودار عنکبوتی نرمالیز شده نسبت به مورب عادی (سان و مک‌دوناف، ۱۹۸۹) هارزبورژیت‌های شرق حاجی‌آباد که در مقایسه با گوشته تهی‌شده مورب (DMM) ترسیم شده است. منحنی DMM برگرفته از ورکمن و هارت (۲۰۰۵) است.

Fig. 9. Spider diagram normalized relative to N-MORB values (N-MORB data from Sun and McDonough, 1989) of the East Hajiabad harzburgites compared with the depleted MORB mantle (DMM). The DMM curve from Workman and Hart, 2005.



شکل ۱۰. الف: مدل ذوب دینامیکی غیرمودال در سیستم بسته یک گوشته اولیه با مینرالوژی اسپینل لِرزولیت گوشته‌ای (پالم و انیل، ۲۰۰۴) برای بررسی درجه ذوب بخشی هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه. ب: تغییرات Er (ppm) در برابر Yb (ppm) روندهای ترسیم شده بر اساس ذوب دینامیکی غیرمودال گوشته اولیه می‌باشد.

Fig. 10. A: Non-modal dynamic melting model in a closed system of a primary mantle with mantle spinel lherzolite mineralogy (Palme and O'Neil, 2004) to investigate the melting degree of harzburgites in the study area. B: Variations of Er (ppm) vs. Yb (ppm). Trends are plotted based on non-modal dynamic melting of primary mantle.



شکل ۱۱. نمودار تغییرات V/Sc (ppm) در برابر Sc (ppm) (لی و همکاران، ۲۰۰۵) برای نمونه‌های هارزبورژیتی منطقه مورد مطالعه که در آن درجات ذوب و میزان فوگاسیته اکسیژن ترسیم شده است.

Fig. 11. V/Sc (ppm) versus Sc (ppm) diagram (Lee et al., 2005) for harzburgite samples of the study area where the melting degrees and oxygen fugacity are plotted.

۳-۶- تخمین دما و فشار

بررسی‌های زمین‌دماشنجی و زمین‌فشارسنجی برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، به عنوان یک روش مفید مطرح شده‌اند. برای این منظور ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها مورد بررسی قرار گرفت و از دو نوع پیروکسن همزیست، ارتوپيروکسن (فقیر از کلسیم) و کلینوپيروکسن (غنی از کلسیم)، استفاده شد. بر اساس روابط ارائه شده توسط پوتیریکا (۲۰۰۸) که بر پایه روابط کلینوپيروکسن- مذاب (رابطه ۱) و ارتوپيروکسن- کلینوپيروکسن (رابطه ۲)

پیشنهاد شده است، میانگین دمایی به دست آمده برای نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه در حدود ۱۳۴۲/۱۱ درجه سانتی‌گراد محاسبه گردید.

رابطه ۱:

$$10^4/T \text{ (K)} = 7.53 - 0.14 \ln (X_{\text{Jd}}^{\text{Cpx}} \cdot X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} \cdot X_{\text{Fm}}^{\text{liq}} / X_{\text{DiHd}}^{\text{Cpx}} \cdot X_{\text{Na}}^{\text{liq}} \cdot X_{\text{Al}}^{\text{liq}}) + 0.07 (\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}}) - 14.9 (X_{\text{CaO}}^{\text{liq}} \cdot X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) - 0.8 \ln (X_{\text{TiO}_2}^{\text{liq}}) - 3.62 (X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{K}_{2\text{O}_{0.5}}^{\text{liq}}})$$

رابطه ۲:

$$10^4/T \text{ (°C)} = 11.2 - 1.96 \ln (X_{\text{EnFs}}^{\text{Cpx}} / X_{\text{EnFs}}^{\text{Opx}}) - 3.3 (X_{\text{Ca}}^{\text{Cpx}}) - 25.8 (X_{\text{CrCaTs}}^{\text{Cpx}})$$

کیلوبار، در حدود ۱۳/۴۵ کیلوبار است. همچنین بر اساس تعادل مذاب با بلور ارتوپيروكسن پوتیریکا (۲۰۰۸) که بر اساس معادله زیر محاسبه می‌شود (رابطه ۴):

رابطه ۴:

$$P \text{ (kbar)} = -13.97 + 0.0129T \text{ (}^\circ\text{C)} + 0.001416T \text{ (}^\circ\text{C)} \cdot \ln \left(\frac{X_{\text{NaAlSi}_2\text{O}_6}^{\text{Opx}} / (X_{\text{NaO}_0.5}^{\text{liq}} \cdot X_{\text{AlO}_1.5} \cdot (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2)}{19.64 \cdot (X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})} \right) + 47.49 \cdot (X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}) + 6.99 \cdot (X_{\text{Fe}}^{\text{Opx}}) + 37.37 \cdot (X_{\text{FeAl}_2\text{SiO}_6}^{\text{Opx}}) + 0.748 \cdot (X_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{liq}}) + 79.67 \cdot (X_{\text{NaO}_0.5}^{\text{liq}} + X_{\text{K}_0.5}^{\text{liq}})$$

میانگین فشار تبلور برای بلورهای ارتوپيروكسن نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در حدود ۱۴/۱۲ کیلوبار محاسبه شده است. در جدول ۴ نتایج حاصل از دماسنجی و فشارسنجی بر اساس روش‌های مختلف بر اساس کلینوپيروكسن- ارتوپيروكسن همزیست آورده شده است. تمامی روش‌های ارائه شده تأییدی بر یکدیگر می‌باشند.

جدول ۴. دماسنجی و فشارسنجی هارزبورژیت‌های شرق حاجی‌آباد بر پایه ترکیب شیمیایی ارتوپيروكسن و کلینوپيروكسن.

Table 4. Thermometry and barometry of the East Hajiabad harzburgites based on the chemical composition of orthopyroxene and clinopyroxene.

Geothermometers				Pressure (Kbar)	
Clinopyroxene-Orthopyroxene				Nimis and Taylor (2000)	Putirka, (2008)
Putirka(2008) T(°C)			Brey and Köhler (1990) T (°C)		
Eqn 32	Eqn 36	Eqn 37			
1311.11	1342.11	1333.55	1321.5	13.45	14.12

حاصل از تیغه فرورو را در خود حفظ کنند، می‌توان به این نتیجه رسید که این سنگ‌ها در یک محیط حوضه پشت کمائی شکل گرفته‌اند. فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور کانی‌های ارتوپيروكسن و کلینوپيروكسن از میزان حدواسط تا بالا برخوردار بوده است. این امر نشان‌دهنده موثر نبودن فرآیند تبلور در این سنگ‌هاست و نیز پایین بودن فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور ارتوپيروكسن‌ها نسبت به کلینوپيروكسن‌ها نشان از تأخیری‌تر بودن کلینوپيروكسن‌ها نسبت به ارتوپيروكسن‌ها در سری تبلور ماگمایی است.

۸- تشکر و قدردانی

نویسندگان این مقاله بر خود واجب می‌دانند که از کلیه مساعدت‌ها و حمایت‌های صورت گرفته در راستای انجام این پژوهش توسط آقای دکتر بهرام بهرام‌بیگی، عضو هیأت علمی دانشگاه اکستر انگلستان، صمیمانه تشکر و قدردانی نمایند.

همچنین بر اساس دماسنجی بری و کوهر (۱۹۹۰) که بر پایه ترکیب شیمیایی کلینوپيروكسن- ارتوپيروكسن همزیست بیان شده است، میانگین دمایی برای هارزبورژیت‌های منطقه مورد بررسی در حدود ۱۳۲۱/۵ درجه سانتی‌گراد تخمین زده شده است.

به منظور تعیین فشار حاکم بر هارزبورژیت‌های موجود در شرق حاجی‌آباد از روش نیمیس و تیلور (۲۰۰۰) استفاده شد (رابطه ۳). در این روش که بر پایه مقدار کروم در کلینوپيروكسن بیان شده و از رابطه زیر به دست می‌آید:

رابطه ۳:

$$P \text{ (Kbar)} = -T \text{ (K)} 126.9 * \ln [a_{\text{CaCrTs}}^{\text{Cpx}}] + 15483. \ln (Cr^{\text{Cpx}}/T \text{ (K)} + T \text{ (K)} / 71.38 + 107.8) a^{\text{Cpx}}_{\text{CaCrTs}} = Cr - 0.81Cr \# \cdot (Na + K)$$

بر اساس این رابطه میانگین فشار به دست آمده برای هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه با اختلاف $\pm 2/5$

۷- نتیجه‌گیری

هارزبورژیت‌های شرق حاجی‌آباد دگرشکلی‌های گوشته بالایی، همانند کشیدگی و انحنا پیروکسن‌ها و همچنین تبلور دوباره الیوین‌ها را به وضوح نشان می‌دهند. با توجه به حضور کانی‌های همزیست ارتوپيروكسن و کلینوپيروكسن از دماسنج‌های پیروکسن‌های همزیست برای تعیین دما در این سنگ‌ها استفاده شده است که دمای تخمین زده به طور میانگین در حدود ۱۳۴۲/۱۱ سانتی‌گراد محاسبه گردید. با توجه به کانی‌شناسی هارزبورژیت‌های مورد مطالعه و نبود گارنت میانگین محدوده فشار در حدود ۱۴/۱۲ کیلوبار به دست آمد، که منطبق بر شرایط ذوب سنگ منشا در محدوده پریدوتیت اسپینل‌دار است. رفتار عناصر نادر خاکی ذوب‌بخشی و متاسوماتیسم رخ داده در این سنگ‌ها را پیشنهاد می‌دهد و از آنجا که در محیط زمین‌ساختی بالای منطقه فرورانس پریدوتیت‌ها هم می‌توانند تهی‌شدگی و ذوب‌بخشی را نشان دهند و هم شواهد متاسوماتیسم در اثر واکنش سیال‌های

References

- Ahmed, A. H., Harbi H. M., Habtoor, A. M (2012) Compositional variations and tectonic settings of podiform chromitites and associated ultramafic rocks of the Neoproterozoic ophiolite at Wadi Al Hwanet, northwestern Saudi Arabia. *Journal of Asian Earth Sciences*, 56: 118-134. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.05.002>.
- Arvin, M., Robinson, P. T (1994) The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic melange, southwest of Kerman, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 31: 824-834. <https://doi.org/10.1139/e94-076>.
- Berberian, M., King, G. C. P (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Brey, G. T., Köhler, T (1990) Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31(6): 1353-1378.
- Caran, S., Coban, H., Flower, M. F. J., Ottley, C. J., Yilmaz, K (2010) 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: 307-326.
- Dai, J., Wang, C., Hébert, R., Santosh, M., Li, Y., Xu, J (2011) Petrology and geochemistry of peridotites in the Zhongba ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone: implications for the Early Cretaceous intraoceanic subduction zone within the Neo-Tethys. *Chemical Geology*, 288: 133-148.
- Dare, S. A., Pearce, S., McDonald, J. A., Styles, M. T (2009) Tectonic discrimination of peridotites using f_{O_2} -Cr# and Ga-Ti-Fe^{III} systematics in chrome-spinel. *Chemical Geology*, 261: 199-216.
- Dilek, Y., Furnes, H (2011) Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 387-411.
- Dokuz, A., Uysal, I., Kaliwoda, M., Karsli, O., Ottley, C. J., Kandemir, R (2011) Early abyssal- and late SSZ-type vestiges of the Rheic oceanic mantle in the Variscan basement of the Sakarya Zone, NE Turkey: implications for the sense of subduction and opening of the Paleotethys. *Lithos*, 127: 176-191. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.015>.
- Falah, Samaneh, Ahamadi, Khalaji, Ahmad, Veisnia, A., Tahmasbi, Z., Rahimzadeh, B (2020) The study of mineral chemistry of the harzburgite in the Noorabad-Harsin ophiolite complex: An evidence from the evolution of partial melting of mantle peridotite from the deep ocean to the subduction zone. *Petrology*, 11(41): 1-28 (in Persian).
- Faridazad, M (2016) Mineral chemistry and geothermobarometry of mantle harzburgites in the Eastern Metamorphic Complex of Khoy ophiolite -NW Iran. *Journal of Economic Geology*, 8(2): 381-398 (in Persian). <https://doi.org/10.22067/econg.v8i2.37949>.
- Fotohi rad, Gh., Norowzi, Gh., Ariafar, A (2012) Petrogenesis and geothermobarometry of mafic and ultramafic igneous rocks in ophiolitic complex of Eastern Birjand. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 20(4): 685-700 (in Persian). <http://ijcm.ir/article-1-348-en.html>
- Furnes, H., Dilek, Y (2022) Archean versus Phanerozoic oceanic crust formation and tectonics: Ophiolites through time. *Geosystems and Geoenvironment*, 1, 1. <https://doi.org/10.1016/j.geogeo.2021.09.004>
- Furnes, H., Dilek, Y., Pedersen, R. B (2012) Structure, geochemistry and tectonic evolution of a trench-distal backarc oceanic crust in the western Norwegian Caledonides, Solund-Stavfjord ophiolite (Norway). *The Geological Society of America Bulletin*, 124 (7-8): 1027-1047. <https://doi.org/10.1130/B30561.1>.
- Ghazi, A. M., Hassanipak, A (1999) Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: implications for Tethyan plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(3): 319-332.
- González-Jiménez, J. M., Locmelis, M., Belousova, B., Griffin, W. L., Gervilla, F., Kerestedjian, T. N., O'Reilly, S. Y., Pearson, N. J., Sergeeva, I (2014) Genesis and tectonic implications of podiform chromitites in the metamorphosed ultramafic massif of Dobromirski (Bulgaria). *Gondwana Research*, 27(2): 555-574. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.09.020>.
- Green, T., Blundy, J. D., Adam, J., Yaxley, G. M (2000) SIMS determination of trace element partition coefficients between garnet, clinopyroxene and hydrous basaltic liquids at 2-7.5 GPa and 1080-1200 °C. *Lithos*, 53: 165-187.
- Hajialioghli, R (2011) Mineralogy, Textural Relations and Mineral Compositions of the Metaperidotites from the Naghadeh Area, West Azerbaijan Province. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(1): 155-156 (in Persian).
- Hanghøj, K., Kelemen, P. B., Hassler, D., Godard, M (2010) Composition and genesis of depleted mantle peridotites from the Wadi Tayin Massif, Oman Ophiolite; major and trace element geochemistry, and Os isotope and PGE systematics. *Journal of Petrology*, 51: 201-227. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp077>.

- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. Fiske, R (1992) Petrological studies of peridotites from diapiric Serpentinite Seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana fore arc, leg 125. In: P. Fryer, J. Pearce and L.B. Stokking (Editors), Proceedings of the Ocean Drilling Project, Leg 125. Scientific Results, Texas, pp. 445-485.
- Ishikawa, A., Kaneko, Y., Kadarusman, A., Ota, T (2007) Multiple generations of forearc mafic-ultramafic rocks in the Timor-Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia. *Gondwana Research*, 11: 200-207. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2006.04.007>.
- Johnson, K. T. M., Dick, H. J. B., Shimizu, N (1990) Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95(B3): 2661-2678. <https://doi.org/10.1029/JB095iB03p02661>.
- Kapsiotis, A. N (2016) Mineralogy, geochemistry and geotectonic significance of harzburgites from the southern Dramala upper mantle suite, Pindos ophiolite complex, NW Greece. *Geological Journal*, 51: 236-262. <https://doi.org/10.1002/gj.2626>.
- Lee, C. T. A., Leeman, W. P., Canil, D., Zheng-Xue, A., Li, Z.X.A (2005) Similar V/Sc systematics in MORB and arc basalts: implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions. *Journal of Petrology*, 46: 2313-2336.
- Liang, Y., Peng, Q. L (2010) Non-modal melting in an upwelling mantle column: Steady-state models with applications to REE depletion in abyssal peridotites and the dynamics of melt migration in the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, 74: 321-339. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.09.029>.
- Mercier, J. C. C., Nicolas, A (1975) Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. *Journal of Petrology*, 16: 454-487. <https://doi.org/10.1093/petrology/16.1.454>.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, D (1988) Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73(1-2): 1123-1133.
- Najafzadeh, A. R., Ahmadipour, H (2014) 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: 60-75.
- Nicolas, A (1989) Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere: Dordrecht, the Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 367p.
- Nicolas, A., Boudinier, F., Ildefonse, B (1994) Dike pattern in Diapirs beneath Ocean Ridges: The Oman Ophiolite. In: Ryan, M. P. (Ed.) *Magmatic Systems*. Virginia: U. S. Geological Survey, 77-95.
- Nimis, P., Taylor, W. R (2000) Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5): 541-554. <https://doi.org/10.1007/s004100000156>.
- Niu, Y., Hekinian, R (1997) Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature*, 385(6614): 326-329.
- Orberger, B., Lorand, J., Girardeau, J., Mercier, J., Pitragool, S (1995) Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, Northern Thailand. *Lithos*, 35(3-4): 153-182.
- Palme, H., O'Neill, H. S. C (2004) Cosmochemical estimates of mantle composition. In: *Treatise on Geochemistry*, 2, Holland, H. D., Turekian, K. K. (eds). Elsevier, Amsterdam, 1-38.
- Parkinson, I. J., Pearce, J. A (1998) Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Fore arc (ODP Leg125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39(9): 1577-1618. <https://doi.org/10.1093/petroj/39.9.1577>.
- Passchier, C. W., Trow, R. A (1996) *Microtectonics*. Springer, Berlin, 289 pp.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J., Leat, P. T (2000) Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 36-53. <https://doi.org/10.1007/s004100050572>.
- Pearce, J. A., Norry, M. J (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>.
- Pearce, J. A., Stern, R. J (2006) Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. *Geophysical Monograph Book Series*, 166: 63-86.
- Putirka, K. D (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1): 61-120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
- Rietmeijer, F. J. M (1983) Chemical distinction between igneous and metamorphic orthopyroxenes especially those coexisting with Ca-rich clinopyroxenes: A re-evaluation. *Mineralogical Magazine*, 47(343): 143-151. <https://doi.org/10.1180/minmag.1983.047.34.3.04>.

- Sahandi, M. R., Aziziyan, H., Nazemzadeh, M., Navazi, M., Atapour, H (2007) Geological map 1:100.000 Orzoieye. Geological Survey of Iran, Tehran. Iran.
- Salimi, Z., Zarinkob, M. H., Mohammadi, S. S (2013) Mineral chemistry and thermobarometry of mantle peridotite in the ophiolitic mélange of northwest of Birjand, East of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 21(2): 355-368 (in Persian). <http://ijcm.ir/article-1-323-en.html>.
- Shafaii-Moghadam, H., Corfu, F., Stern, R. J (2013) U-Pb zircon ages of Late Cretaceous Nain-Dehshir ophiolites, central Iran. *Journal of the Geological Society*, 170(1): 175-18. <https://doi.org/10.1144/jgs2012-066>.
- Shafaii-Moghadam, H., Stern, R. J (2015) Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*, 100: 31-59.
- Shahabpour, J (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(4): 405-417. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2003.11.007>.
- Sun, S. S., McDonough, W. F (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42: 313-345.
- Uysal, I., Ersoy, E. Y., Dilek, Y., Sarfakioğlu, E (2016) Multiple episodes of partial melting, depletion, metasomatism and enrichment processes recorded in the heterogeneous upper mantle sequence of the Neotethyan Eldivan ophiolite, Turkey. *Lithos*, 246-247: 228-245. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.01.004>.
- Vaisy, A., Rahgoshay, M., Monsef, I., Rahimzadeh, B (2024) Mineral chemistry and thermobarometry of peridotites in Dalampar ophiolite (Northeast Oshnavieh): implication to petrogenetic evolution and tectonomagmatic setting. *Petrological Journal*, 14(4): 29-74 (in Persian).
- Workman, R. K., Hart, S. R (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231: 53-72.

Ineral chemistry and geothermobarometry of pyroxenes in East Harzburgites of Hajiabad (Hormozgan province): Implication to petrogenetic evolution and tectonomagmatic setting

H. Falahi¹ S. Sedighian^{2*} and R. Akbarpour³

1- Ph. D. student, Dept., of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

2- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Velayat University, Iranshahr, Sistan and Bluchestan, Iran

3- M. Sc. (graduated), Dept., of Geology, Islamic Azad University of Zarand, Kerman, Iran

* s.sedighian@velayat.ac.ir

Recieved: 2024.8.20 Accepted: 2024.12.9

Abstract

Mantle peridotites form an important part of Esfandah-Hajiabad ophiolitic belt on the southeast of Sanandaj-Sirjan zone. The East Harzburgites of Hajiabad, having minerals such as olivine, orthopyroxene, and clinopyroxene, are the main unit among this set of ultramafic rocks that do not have obvious layering and are observed as masses. The orientation of minerals, recrystallization and different generations of minerals indicate that these rocks are produced in the upper mantle and emplacement in the crustal environment. Mineral chemistry of pyroxene in harzburgites show that in these rocks, orthopyroxenes are located in the enstatite range and clinopyroxenes are located in the diopside range. Based on thermometric and barometric studies on pyroxene crystals in harzburgites, the equilibrium temperature is around 1342.11°C and the crystallization pressure is around 14.12 kb, which corresponds to the range of spinel peridotite. Based on geochemical and tectonic studies, the harzburgites in the east of Hajiabad were formed in the range of abyssal peridotites towards a supersubduction zone, probably similar to back-arc basin with about 12% partialmelting. The behavior of rare earth elements associated with the rock samples of the study area also proves the partialmelting and metasomatism processes that occurred during the formation of these rocks.

Keywords: Geothermobarometry, Pyroxene, Metasomatism, Partial melting, Harzburgite, Hajiabad

Introduction

The ophiolitic belt of the Zagros Thrust is divided into two groups such as external ophiolites, including the Khoy-Maku ophiolites, the Zagros ophiolites of Iran-Iraq (Kurdistan ophiolites), Kermanshah, Neyriz, and Esfandaghe-Hajiabad and internal ophiolites, including the Nain, Dehshir, Shahrabak, and Balvard-Baft ophiolites. The study area seems to be a part of the external ophiolites of Zagros. Mineralogical and petrological data of upper mantle peridotites in ophiolitic complexes can help to investigate the tectonic setting and genesis of these complexes. Therefore, in this study, an effort has been made to obtain a better understanding of their origin and tectonic environment by studying the chemical characteristics of rock and pyroxenes in the harzburgites of the ophiolitic complex in the East of Hajiabad.

Regional Geology

The studied ultramafics include dunite, harzburgite, and a small amount of lherzolite. These rocks belong to the Triassic age. The

dunites make up the largest volume of ultramafic rocks in the study area and appear yellow in the field observations. The next lithologic unit in the study area is the harzburgites. This rock unit shows less weathering compared to other rocks in the area and exhibits varying degrees of serpentinization. The harzburgites appear dark green on the broken surface. Another rock unit in the study area is the lherzolites, representing about 5% of the volume of ultramafic rocks in the study area. The color of the lherzolites ranges from reddish brown to yellow in the field. Due to weathering, some of these rocks appear as eroded hills in certain areas. Common phenomena in the study area include serpentinization and the presence of secondary carbonate veins. Tectonic fractures and alteration in the ultramafic rock units of the study area indicate the intensity of tectonic activity, with calcite veins injected along the tectonic fractures.

Material and Methods

After detailed library studies and field observations, targeted sampling of harzburgites

from the ultramafic complex, microscopic studies were performed and 6 less-altered samples were chosen to determine the major oxides by XRF method for the whole rock and the major elements, trace elements and rare earth elements by the ICPmass method. The samples sent to Zarazma laboratory. For the mineral chemistry, pyroxene (clinopyroxene, orthopyroxene) have been analysed by a Cameca SX100 EMPA (Iran LIMS, Iran). The acceleration voltage was 15 Kv. The beam current was 30 nA.

Result and Discussion

Mantle peridotites form an important part of Esfandaghe-Hajiabad ophiolitic belt in the southeast of Sanandaj-Sirjan zone. Harzburgites in the East of Hajiabad are the main unit in this mafic-ultramafic rock assemblage which lack visible layering and occur in a massive form. The orientation of the minerals, recrystallization and different generations of minerals indicate the formation of these rocks in the upper mantle and their emplacement in the crustal environment. Based on mineral chemistry of pyroxene in harzburgites, orthopyroxenes are located in the enstatite range and clinopyroxenes are located in the diopside range. The behavior of *mobile* and *immobile* elements of the studied harzburgites are shown in spider diagrams. In spider diagrams, the studied harzburgite rocks show enrichment of LREE elements relative to HREE. This enrichment of LREE elements in the harzburgites can be attributed to the partial melting process, the exit of produced magma, depletion of primary peridotite, and the effect of fluids and volatiles released from the subducting oceanic crust reacting with primary peridotite. In other words, in addition to undergoing the process of melting, the rocks have also undergone the process of metasomatism. If the melting was alone process, the LREE values should be lower than the HREE values. Therefore, it can be concluded that initially, the source rock was depleted of these elements due to melting and the presence of LREE elements in the melt; however, it subsequently underwent metasomatism, resulting in the enrichment of these elements again under the influence of fluids and volatile substances. Whole rock and mineral chemistry studies were employed to determine the tectonic environment of harzburgites in the East of Hajiabad. The resulting diagrams from these studies display the range of abyssal peridotites for the harzburgites. Harzburgites are the most abundant type of peridotite in the lithospheric mantle of most

oceanic environments, such as mid-ocean ridges (MOR) or in the mantle wedge above subduction zones (such as back-arc basins (BAB)). The mineralogical composition of these rocks is similar in both environments, but the harzburgites above subduction zones are altered by the fluids released from the subducted crust. As a result, there is a change in the abundance pattern of elements, with an increase in subduction-related mobile incompatible elements compared to normal mid-ocean ridge basalt (N-MORB) and a decrease in subduction-related immobile incompatible elements, which is characteristic of ophiolites associated with back-arc basins. These conditions are observed in the East harzburgite samples of Hajiabad, confirming their formation in a back-arc basin with approximately 12% partial melting. Temperature and pressure measurements on the pyroxenes in harzburgites show an equilibrium temperature of about 1342.11°C in the range of spinel peridotite. The crystallization pressure of about 14.12 kbar obtained in barometric studies confirms this statement. the fO_2 during crystallization in these rocks was moderate to high.

Conclusion

The East harzburgites of Hajiabad clearly show the upper mantle deformations such as the elongation and curvature of pyroxenes and the recrystallization of olivines. The pyroxene thermometers (*coexisting pyroxenes method*) have been used to determine the temperature in these rocks, and the estimated temperature was calculated to be around 1342.11°C. According to the mineralogy of these harzburgites and absence of garnet, the pressure range was found to be around 14.12 kbar. This pressure is consistent with partial melting in the spinel peridotite range. Due to the behavior of rare earth elements, partial melting and metasomatism *have occurred*. In the tectonic setting above the subduction zone, the peridotites can show partial melting, depletion and the evidence of metasomatism, which due to the reaction of fluids from the subducting slab. Base on these reasons it can be concluded that these rocks were formed in a back-arc basin environment. During the crystallization of orthopyroxene and clinopyroxene, the fO_2 is moderate to high. The lower fO_2 at orthopyroxenes crystallization than clinopyroxenes orthopyroxenes indicates that clinopyroxenes crystallized more delayed than orthopyroxenes in magmatic crystallization series.