

ترکیب اسپینل به عنوان شاخص پتروژنتیکی بخش گوشته‌ای افیولیت فرومد، شمال باختر سبزوار، شمال خاور ایران

محمد حیدری^۱، قاسم قربانی^{۲*} و هادی شفائی مقدم^۲

^۱ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۵/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۰۱/۲۶

چکیده

منطقه فرومد در شمال باختر شهرستان سبزوار و در حاشیه شمال خاوری ایران مرکزی و در باختری‌ترین بخش مجموعه افیولیتی سبزوار واقع است. بخش گوشته‌ای افیولیت فرومد عمدتاً شامل هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها، دایک‌های پیروکسنیتی و عدسی‌های کرومیتیتی است که واجد اسپینل‌های قهوه‌ای تا سیاه رنگ هستند. مقدار اکسیدهای Cr_2O_3 و Al_2O_3 موجود در کروم اسپینل هارزبورژیت‌ها به ترتیب بین ۳۲/۶ تا ۵۳/۱ و ۱۵/۶ تا ۳۴/۸ درصد وزنی و مقدار عدد کروم (Cr#) آنها بین ۳۹ تا ۶۹ درصد متغیر است. ارتباط بین عدد کروم (Cr#) اسپینل و میزان فورستریت (Fo) اولوین‌های همزیست (درصد فورستریت بین ۹۱ تا ۹۲) و ارتوپروکسن و همچنین مقادیر پایین اکسید تیتانیم (کمتر از ۰/۰۶ درصد وزنی) هارزبورژیت‌ها نشان می‌دهد که هارزبورژیت‌ها از روند آرایه‌ی گوشته اولوین-اسپینل (OSMA) تبعیت می‌کنند و در محدوده مشترک بین پریدوتیت‌های جلو قوس و آیبسال پلات می‌شوند و حاصل باقیمانده‌های درجات متوسط ذوب بخشی (حدود ۱۵ تا ۲۶ درصد) از یک گوشته نسبتاً تهی شده هستند. اما، میزان عدد کروم کروم اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها، کرومیتیت‌ها و پیروکسنیت‌ها، بالا (بین ۸۱ تا ۸۵ درصد) و وابسته به مذاب‌های بونینیتی و نشان‌دهنده آن هستند که تحت درجات ذوب بخشی بالا تشکیل شده‌اند. در نتیجه، شیمی کانی‌های کروم اسپینل، کلینوپروکسن، ارتوپروکسن و اولوین سنگ‌های بخش گوشته‌ای افیولیت فرومد، حاکی از آن است که ژنز این مجموعه سنگی در یک محیط سوپراسابداکشن تکامل یافته و در اثر فرورانش رو به شمال دریا/اقیانوس سبزوار در پاسخ به همگرایی بین پلیت‌های خردقاره خاور ایران مرکزی و البرز (توران) گسترش یافته است.

کلیدواژه‌ها: اسپینل، آیبسال، بونینیت، پریدوتیت، سوپراسابداکشن، سبزوار.

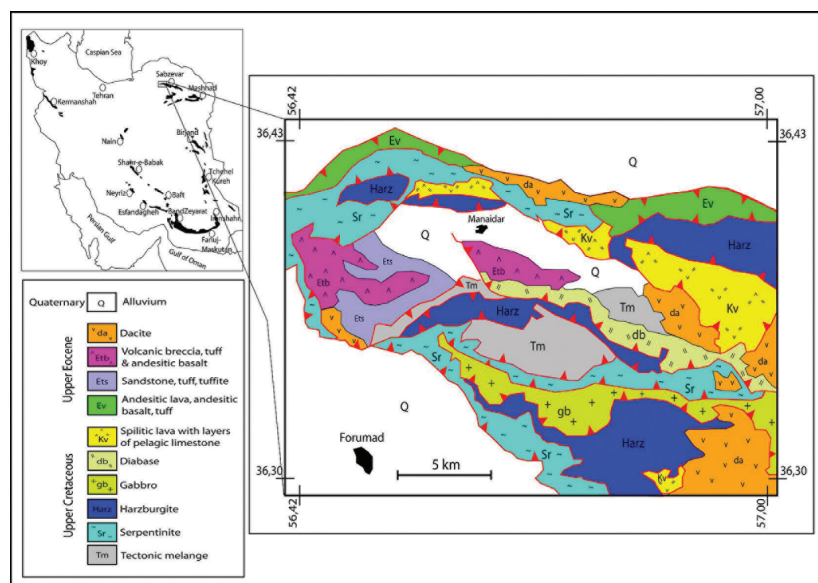
* نویسنده مسئول: قاسم قربانی

E-mail: ghorbani@du.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

اساس مطالعات انجام شده، به نظر برخی از مؤلفین، در کرتاسه بالایی حوضه سبزوار در ناحیه بینالود در اثر همگرایی بلوک لوت با البرز شرقی بر اثر فرورانش پوسته اقیانوسی به سوی شمال بسته شده و طی آن بقایای افیولیتی سبزوار رخنمون پیدا کرده است (Berberian and King, 1981; Shojaat et al., 2003). منطقه فرومد در شمال خاور شهرستان سبزوار و در حاشیه شمال خاوری ایران مرکزی و در باختری‌ترین بخش مجموعه افیولیتی سبزوار واقع است (شکل ۱).

سرزمین ایران که در بخش میانی کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا قرار گرفته تحت تأثیر رخداد‌های زمین‌ساختی مختلفی واقع شده است و از نظر رخنمون‌های افیولیتی، جایگاه ویژه‌ای به لحاظ زمین‌شناسی در این کمربند دارد. اکثر افیولیت‌های ایران بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند که افیولیت‌های خاور مدیترانه را به افیولیت‌های شمال هندوستان و همیالیا متصل می‌کنند. مجموعه افیولیتی سبزوار بزرگ‌ترین و کامل‌ترین مجموعه افیولیتی در بخش شمال خاور ایران است و بر



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی افیولیت منطقه فرومد (با تغییر از بهرودی و عمرانی، ۱۳۸۰).

سنگ‌های اولترامافیک بیرون زده در بخش گوشته‌ای در ناحیه مورد بررسی به‌طور عمده شامل هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها و پیروکسینت‌ها به همراه عدسی‌های کرومیتیت هستند که به‌طور معمول در اثر دگرسانی به انواع سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. هارزبورژیت‌ها سازنده پیکره اصلی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی فرومد هستند که در نواحی جنوب خاوری منطقه از گسترش بیشتری برخوردارند و در مناطق به شدت سرپانتینیتی شده به رنگ‌های سبز خاکستری تیره تا روشن دیده می‌شوند (شکل ۲- الف) و در برخی مناطق دارای ارتوپروکسین‌های درشت و براق (برونزیت)، با جهت یافتگی و دگرشکلی کاملاً مشخص مانند خم‌شدگی رخ‌ها هستند. سنگ‌های دونیتی را می‌توان به‌صورت عدسی‌های منظم توده‌ای تا نامنظم تا چندین متر در اطراف کرومیتیت‌ها و در داخل سنگ‌های میزبان هارزبورژیتی با مرز تدریجی شاهد بود. به‌طوری که این سنگ‌ها با فولیاسیون‌های هارزبورژیتی همگام و گاهی به‌صورت نامنظم با ساختمان آنها در پیکره‌های هارزبورژیتی پراکنده هستند. در صحرا و در برخی نمونه‌های دستی، اسپینل به رنگ سیاه در سنگ‌های دونیتی و هارزبورژیتی قابل مشاهده است. سنگ‌های دونیتی در سطح هوازده به رنگ نخودی و قهوه‌ای روشن هستند؛ ارتفاع کمتری نسبت به هارزبورژیت‌ها دارند و به خوبی در صحرا قابل تشخیص هستند. اما واحدهای کرومیتیتی موجود در منطقه همراه با دونیت‌ها هستند و معمولاً به‌صورت عدسی با طول و عرض چندین متر در بخش میانی پیکره‌های دونیتی (شکل ۲- ب) و یا به‌صورت لایه‌ای در بین آنها وجود دارند (شکل ۲- ج). علاوه بر واحدهای مذکور، دایک‌های رودزیت، دایک‌های دیابازی، دایک‌های پلاژیوگرانیته که در دایک‌های دیابازی تزریق شده‌اند و دایک‌های پیروکسینتی با پهنای میلی‌متر تا متر و اندازه بلورهای کلینوپروکسین تا حد چند سانتی‌متر از جمله دایک‌های موجود در منطقه هستند که سکانس گوشته‌ای را قطع می‌کنند (شکل‌های ۲- د و ه).

۳- روش انجام پژوهش

پس از مطالعات صحرایی، نمونه‌برداری و پتروگرافی، نمونه‌های با کمترین آثار دگرسانی جهت آنالیز شیمیایی انتخاب شده‌اند. آنالیز نقطه‌ای بر روی کانی‌های کروم اسپینل و دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های اولترامافیک مورد مطالعه جهت تعیین ترکیب آنها با استفاده از دستگاه ریزپردازنده الکترونی مدل JXA8800R، در دانشگاه Kanazawa ژاپن انجام شده است.

۴- پتروگرافی

۴-۱. هارزبورژیت

هارزبورژیت‌ها سازنده اصلی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی فرومد و به رنگ سبز تیره هستند. کانی‌های اصلی این واحد الیون، ارتوپروکسین و به مقدار کمتر کلینوپروکسین و اسپینل است (شکل‌های ۳- الف تا د). در بخش‌های دگرسان شده، الیون به سرپانتین (کریزوتیل، آنتی‌گوریت) تبدیل شده و بافت این سنگ‌ها مشبک (Mesh texture)، هیپیدومورف‌گرانولار و پورفیروکلاستیک است. پورفیروکلاست‌های اولیون با ابعاد متوسط تا درشت، به‌صورت سالم هستند و گاهی به‌طور بخشی به سرپانتین تبدیل شده‌اند و به‌صورت باقیمانده (Relict) در خمیره سرپانتین وجود دارند و در برخی موارد دارای حاشیه کیفیتی هستند. ارتوپروکسین‌ها به‌صورت تک‌کانی‌های بزرگ (تا حد بزرگ‌تر از ۴ میلی‌متر) و در اندازه‌های متوسط در کنار الیون و کلینوپروکسین قرار دارند. گاه ارتوپروکسین‌ها زمینه قهوه‌ای رنگ ناشی از اکسیداسیون و گاه حاشیه آمفیبولی و همچنین بعضی از آنها در امتداد رخ‌های خود تیغه‌های اکسولوشن (Exsolution) کلینوپروکسین دارند (شکل ۳- ج) و آثار دگرشکلی پلاستیک مانند خمیدگی ارتوپروکسین‌ها (شکل ۳- ه) را نیز نشان می‌دهند که در دمای بالا رخ می‌دهد. در برخی بلورها، اسپینل به‌صورت ادخال دیده می‌شود. کلینوپروکسین‌ها به مقدار کم به‌صورت پراکنده و به‌صورت ادخال در اسپینل‌ها و ارتوپروکسین‌ها و یا به‌صورت تیغه‌های

بهرودی و عمرانی (۱۳۸۰) گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ فرومد را تهیه کرده‌اند. زندی و همکاران (۱۳۸۵) مطالعه ژئوشیمی و ژنز کانسارهای کرومیت پدیرم فرومد سبزوار را انجام داده‌اند. وطن‌پور (۱۳۸۶) کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ساختار کانسارهای کرومیت در افیولیت‌های شمال غرب سبزوار را مطالعه و مدل اکتشافی برای آنها ارائه داده است. حیدری (۱۳۹۴) ژئوشیمی و پتروژنز سکانس گوشته‌ای افیولیت منطقه فرومد را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مطالعه کرده است. کهنسال و همکاران (۱۳۹۴) زمین‌شناسی و ژئوشیمی توالی خروجی افیولیتی را در ناحیه فرومد مطالعه کرده و شکل‌گیری توالی خروجی افیولیتی ناحیه فرومد را در محیط فرافورانش و در حوضه پشت کمان در نظر گرفته‌اند. Shirzadi et al. (2013) ماهیت ماگمای مادر کرومیتیت‌های افیولیت سبزوار را در سه معدن میرمحمود، فرومد و فیروزآباد مورد مطالعه قرار داده و نتیجه گرفته‌اند که توده‌های کرومیتیت همراه با دونیت‌های سرپانتینی شده دارای عدد کروم بالا ($Cr\# = 86-88$)، عدد منیزیم متوسط ($Mg\# = 44-51$) و میزان TiO_2 پایین ($TiO_2 = 0.1-0.2 \text{ wt}\%$) هستند و از مذاب‌های بونینیتی با عدد منیزیم بالا، در جایگاه زون‌های فرورانش منشأ گرفته‌اند و متعاقب آن فرایندهای هیدروترمالی کف اقیانوس احتمالاً باعث کاهش در مقدار عدد منیزیم آنها شده است. Shafaii Moghadam et al. (2013) تشکیل کرومیتیت‌های پدیرم افیولیت سبزوار را مربوط به تقابل مذاب/گوشته و تشکیل مذاب‌های تولیتی در مرحله اول جهت تشکیل کرومیتیت‌های با عدد کروم پایین و تشکیل مذاب‌های بونینیتی در مرحله بعد جهت تشکیل کرومیتیت‌های با عدد کروم بالا می‌داند. یکی از ابزارهای مورد استفاده برای بررسی منشأ سنگ‌ها، شیمی کانی‌های موجود در آنهاست. کانی‌های گروه اسپینل به‌صورت کانی‌های فرعی معمول در پریدوتیت‌های کمپلکس‌های افیولیتی وجود دارند و دامنه ترکیبی وسیعی نشان می‌دهند که بازتابی از منشأ اولیه ماگمایی و یا ثانویه آنهاست. شیمی اسپینل‌ها به عنوان یک ابزار پتروژنتیکی بسیار مهم و مفید محسوب می‌شود. زیرا ترکیب آنها به شرایط پتروژنز (تبلور مذاب، پسماند پس از ذوب بخشی) و شرایط فیزیکی (دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن) پریدوتیت‌های میزبان وابسته است (Arai and Yurimoto, 1994; Zhou and Robinson, 1994; Zhou and Robinson, 1997; Khedr and Arai, 2017). لذا می‌توان از آن جهت تشخیص پتروژنز و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه استفاده کرد. در این مقاله سعی بر آن است تا با استفاده از داده‌های جدید شیمی کانی‌های کروم اسپینل موجود در سنگ‌های مختلف بخش گوشته‌ای مجموعه افیولیتی فرومد، شرایط تشکیل و موقعیت زمین‌ساختی آنها بیشتر مشخص شود.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

منطقه فرومد از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران، در حاشیه شمال خاوری زون ایران مرکزی (Stocklin and Nabavi, 1974) و در باختری‌ترین بخش مجموعه افیولیتی سبزوار قرار دارد. به لحاظ جغرافیایی نیز در بخش شمال باختری شهرستان سبزوار و با مختصات $36^{\circ} 56'$ تا $36^{\circ} 34'$ و $57^{\circ} 06'$ طول‌های خاوری و $37^{\circ} 06'$ عرض‌های شمالی واقع شده است. سکانس افیولیتی فرومد یک روند خاوری-باختری نشان می‌دهد که از روند اصلی مجموعه افیولیتی سبزوار پیروی می‌کند. به‌طور کلی سکانس افیولیتی سبزوار را می‌توان به‌صورت مجموعه‌ای متشکل از توالی‌های گوشته‌ای مشتعل بر هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها، دونیت‌ها و کرومیتیت‌ها به همراه سرپانتینیت‌ها (شکل ۱) و نیز توالی‌های پوسته‌ای شامل کومولاهای اولترامافیکی به همراه پگماتیت‌گابروها، گابروها، گابرونوریت‌ها، دیوریت‌ها و مجموعه دایک‌های صفحه‌ای تا انبوهه‌های دایکی مافیک تا فلسیک، گدازه‌های بالشی و گدازه‌های جریان‌ی به همراه رسوبات کرتاسه فوقانی-پالئوسن زیرین معرفی کرد. واحدهای آتشفشانی-رسوبی شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری انوسن تا پلیو-کواترنری و سنگ‌های رسوبی میوسن تا پلیو-کواترنری است.

کروم دار و مگنتیت به صورت کانی های فرعی هستند. الیون های موجود عمدتاً سرپانتینی شده اند و گاهی باقیمانده هایی از آنها در دونیت ها حضور دارند. بافت اصلی این سنگ ها گرانولار بوده و حضور سرپانتین باعث ایجاد بافت مشبک (Mesh texture) شده است. اسپینل ها عمدتاً به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار و در اندازه های کمتر از میلی متر و به رنگ های قهوه ای تا سیاه هستند (شکل ۳-د).

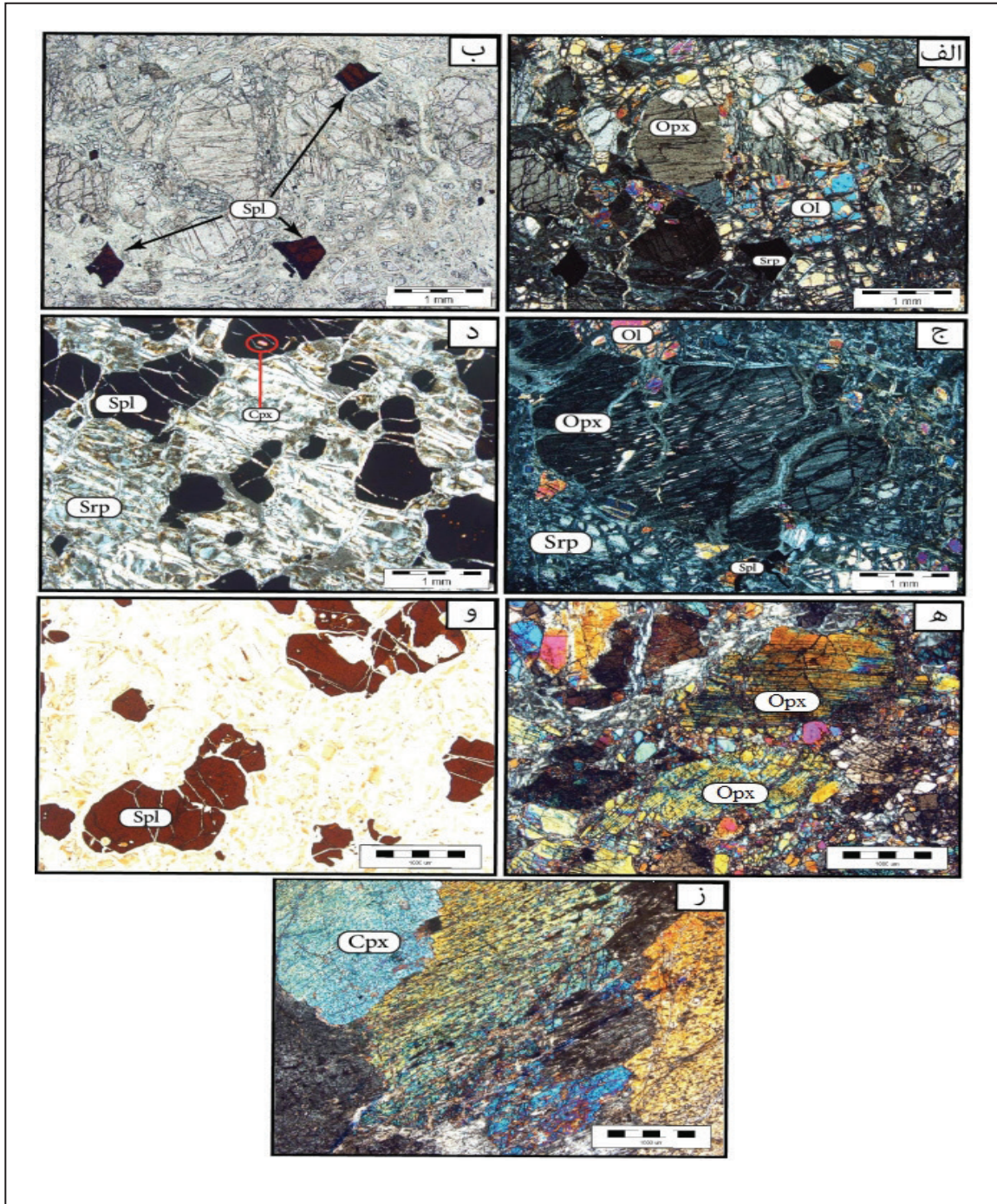
اکسولوشن وجود دارند. دانه های اسپینل به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل و به رنگ های سیاه و بیشتر قهوه ای در اندازه های ریز و درشت دانه دیده می شوند.

۴-۲. دونیت

سنگ های دونیتی در صحرا به رنگ های قهوه ای روشن در سطح هوازده و سبز تیره در سطح تازه مشاهده می شوند. کانی شناسی اصلی آنها الیون است و در برخی مقاطع دارای کلینوپیروکسن ریزدانه به صورت ادخال، اسپینل



شکل ۲- الف) نمایی دور از سنگ های هارزبورژیتی با رنگ سبز تیره تا روشن همراه با دایک های دیابازی و پلاژیوگرانیته در منطقه؛ ب) عدسی های کرومیتیتی (بخش های تیره در داخل کادرهای بیضی) در داخل دونیت ها؛ ج) همراهی نوارهای کرومیتیتی با دونیت ها؛ د) دایک های دیابازی در پریدوتیت های منطقه؛ و) دایک های پلاژیوگرانیته در داخل دایک های دیابازی؛ ه) دایک های کلینوپیروکسنیتی قطع کننده کرومیتیت ها و دونیت های منطقه.



شکل ۳- الف) حضور کانی‌های الیوین، ارتوپایروکسن و اسپینل در هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه؛ ب) اسپینل‌های قهوه‌ای رنگ با حواشی تیره همراه با الیوین و ارتوپایروکسن‌های درشت در هارزبورژیت (نور ppl)؛ ج) تیغه‌های اکسلوشن کلینوپایروکسن در ارتوپایروکسن‌های درشت بلور در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه؛ د) دونیت متشکل از اولیوین، اسپینل‌های ریز تا درشت تیره رنگ با ادخال کلینوپایروکسن در زمینه اولیوین‌های سرپانتینی شده؛ ه) خمیدگی رخ‌ها و حالت کینک‌بند در بلورهای ارتوپایروکسن هارزبورژیت؛ و) بلورهای قهوه‌ای رنگ و حالت کرمی‌شکل اسپینل در دونیت؛ ز) بلورهای درشت کلینوپایروکسن در دایک‌های کلینوپایروکسنیت.

۳-۴. کرومیتیت

مشبک علاوه بر گرانولار شده است. بلورهای کرومیت بافت دانه‌ای و درشت‌دانه دارند و اسپینل به صورت کرمی شکل و بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه دهم میلی‌متر تا میلی‌متر و به رنگ‌های قهوه‌ای و سیاه (شکل‌های ۳-ب و و) مشاهده می‌شوند.

۴-۴. کلینوپایروکسنیت

دایک‌های کلینوپایروکسنیتی عمدتاً از بلورهای کلینوپایروکسن خیلی دانه‌درشت

کرومیتیت‌ها در افیولیت فرومد عمدتاً همراه با دونیت‌ها و به صورت عدسی، پراکنده و پدیفرم (انبانی) شکل وجود دارند. کرومیتیت‌های پدیفرم در داخل سنگ‌های میزبان هارزبورژیتی وجود دارند که توسط غلاف‌های دونیتی پوشیده می‌شوند. کانی‌های عمده در این سنگ‌ها کرومیت و کروم‌اسپینل است و علاوه بر آن کانی‌های الیوین و پیروکسن و محصولات حاصل از دگرسانی ناشی از آبیگری این کانی‌ها مانند سرپانتین به عنوان کانی‌های ثانویه وجود دارند که باعث ایجاد بافت

اولیه و یا ثانویه آنها است. اسپینل با فرمول عمومی $(Mg+Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$ مهم ترین کانی به لحاظ تغییرات ترکیبی و به عنوان شاخصی برای فهم فرایندهای مؤثر بر سنگ‌هاست و در داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی کانی کروم اسپینل، عدد کروم $(Cr/(Cr+Al) \text{ atomic ratio } (=Cr\#))$ ، به عنوان یک شاخص پتروژنتیکی مهم برای پی بردن به منشأ پریدوتیت‌ها و درجه ذوب بخشی در گوشته فوقانی است (Irvine, 1967; Dick and Bullen, 1984). اسپینل‌های مورد مطالعه از نظر شیمیایی تقریباً همگن هستند و تغییراتی در میزان Cr, Al, Fe, Ti در بین بلورهای مختلف نشان می‌دهند (جدول ۱). تغییرات ترکیبی اسپینل‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که از اسپینل‌های موجود در سنگ‌های هارزبورژیتی به طرف اسپینل‌های دونیتی و دایک‌های پیروکسنیتی و کرومیتیت‌ها، میزان Al کاهش و میزان Cr افزایش می‌یابد. در پریدوتیت‌های گوشته‌ی افیولیت فرومده، اسپینل‌های کروم‌دار با ترکیبات متفاوت در واحدهای مختلف دیده می‌شوند که عبارتند از:

(از حدود میلی‌متر تا حدود بیش از ۵ سانتی‌متر) تشکیل شده‌اند. علاوه بر کلینوپیروکسن، دارای الیون‌های سرپانتینی شده به صورت ادخال و نیز اسپینل به عنوان کانی فرعی هستند. دایک‌های کلینوپیروکسنیتی عمدتاً بافت گرانولار دارند و گاهی کلینوپیروکسن‌ها دچار دگرگونی کاتاکلاستیکی شده‌اند و بافت کینک‌باند نیز نشان می‌دهند (شکل ۳-ز).

۵- شیمی اسپینل‌ها

ترکیب کانی‌های کروم اسپینل سنگ‌های اولترامافیک مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. نسبت‌های کاتیونی بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن اسپینل محاسبه شده‌اند. اسپینل به عنوان یک کانی فرعی در سنگ‌های آذرین اولترامافیکی مانند هارزبورژیت، لرزولیت، ورلیت، پیروکسنیت، وبستریت و تروکتولیت است و دامنه ترکیبی وسیعی در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که بازتابی از منشأ ماگمایی

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای اسپینل‌های موجود در واحدهای مختلف مجموعه افیولیتی فرومده.

| Sample | Fr12-57 | Fr12-57 | Fr12-57 | Fr12-57 | Fr12-57 | Fr12-57 | Fr12-57 | Fr12-57 | Fr12-53 | Fr12-53 | FR12-53 | FR12-53 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|----------|----------|----------|----------|
| Rock type | Du | Du | Du | Du | Du | Du | Du | Du | Cpx.dike | Cpx.dike | Cpx.dike | Cpx.dike |
| Mineral | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl |
| SiO ₂ | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.033 | 0.000 | 0.07 | 0.056 | 0.001 | 0 |
| TiO ₂ | 0.169 | 0.183 | 0.131 | 0.152 | 0.174 | 0.165 | 0.189 | 0.198 | 0.171 | 0.187 | 0.206 | 0.15 |
| Al ₂ O ₃ | 8.639 | 8.550 | 8.663 | 8.203 | 8.634 | 7.751 | 8.880 | 8.692 | 8.862 | 8.591 | 8.708 | 8.872 |
| Cr ₂ O ₃ | 61.486 | 61.171 | 61.993 | 61.526 | 61.710 | 63.811 | 62.240 | 61.535 | 60.201 | 60.478 | 60.55 | 60.303 |
| FeO* | 16.721 | 16.786 | 16.125 | 15.845 | 15.535 | 15.482 | 15.083 | 15.888 | 17.978 | 18.226 | 18.188 | 18.192 |
| MnO | 0.254 | 0.283 | 0.258 | 0.181 | 0.316 | 0.280 | 0.294 | 0.327 | 0.229 | 0.259 | 0.353 | 0.314 |
| MgO | 13.166 | 13.329 | 13.708 | 13.365 | 13.933 | 12.539 | 13.820 | 13.409 | 12.503 | 12.29 | 12.414 | 12.506 |
| CaO | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.012 | 0.002 | 0.000 | 0.026 | 0.006 | 0 | 0 |
| Na ₂ O | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.018 | 0.002 | 0 | 0 | 0.032 | 0 |
| K ₂ O | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.006 | 0.001 | 0.003 | 0.004 | 0.001 | 0.005 | 0.006 |
| NiO | 0.108 | 0.078 | 0.095 | 0.113 | 0.115 | 0.079 | 0.117 | 0.062 | 0.083 | 0.064 | 0.105 | 0.109 |
| Total | 100.5 | 100.4 | 100.98 | 99.4 | 100.4 | 100.1 | 100.7 | 100.2 | 100.127 | 100.158 | 100.562 | 100.452 |
| Fe ₂ O ₃ | 3.6 | 3.984 | 3.7 | 3.4 | 3.6 | 1.4 | 2.8 | 3.2 | 3.96 | 3.89 | 3.92 | 4.10 |
| FeO | 13.5 | 13.2 | 12.8 | 12.8 | 12.3 | 14.2 | 12.6 | 13.1 | 14.41 | 14.72 | 14.66 | 14.50 |
| Total | 100.9 | 100.8 | 101.3 | 99.7 | 100.8 | 100.3 | 100.9 | 100.4 | 100.52 | 100.54 | 100.95 | 100.86 |
| Si | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.018 | 0.015 | 0.000 | 0.000 |
| Ti | 0.004 | 0.004 | 0.003 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.005 | 0.005 | 0.033 | 0.037 | 0.040 | 0.029 |
| Al | 0.329 | 0.326 | 0.328 | 0.316 | 0.328 | 0.299 | 0.336 | 0.332 | 2.719 | 2.643 | 2.667 | 2.716 |
| Cr | 1.572 | 1.565 | 1.573 | 1.590 | 1.571 | 1.652 | 1.581 | 1.576 | 12.392 | 12.480 | 12.442 | 12.386 |
| Fe ³⁺ | 0.087 | 0.097 | 0.089 | 0.084 | 0.088 | 0.036 | 0.068 | 0.078 | 0.775 | 0.763 | 0.767 | 0.802 |
| Fe ²⁺ | 0.365 | 0.357 | 0.344 | 0.349 | 0.330 | 0.388 | 0.337 | 0.353 | 3.138 | 3.214 | 3.186 | 3.150 |
| Mn | 0.007 | 0.008 | 0.007 | 0.005 | 0.009 | 0.008 | 0.008 | 0.009 | 0.050 | 0.057 | 0.078 | 0.069 |
| Mg | 0.635 | 0.643 | 0.656 | 0.651 | 0.669 | 0.612 | 0.662 | 0.648 | 4.853 | 4.782 | 4.810 | 4.843 |
| Ca | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.007 | 0.002 | 0.000 | 0.000 |
| Na | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.016 | 0.000 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.002 |
| Ni | 0.003 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.002 | 0.003 | 0.002 | 0.017 | 0.013 | 0.022 | 0.023 |
| Total | 3.002 | 3.002 | 3.002 | 3.001 | 3.002 | 3.002 | 3.002 | 3.002 | 24.005 | 24.005 | 24.030 | 24.019 |
| Mg# | 0.635 | 0.643 | 0.656 | 0.651 | 0.669 | 0.612 | 0.662 | 0.648 | 0.607 | 0.598 | 0.602 | 0.606 |
| Cr# | 0.827 | 0.828 | 0.828 | 0.834 | 0.827 | 0.847 | 0.825 | 0.826 | 0.820 | 0.825 | 0.823 | 0.820 |

ادامه جدول ۱

| Sample | FM12-44 | FM12-22 | FM12-22 | FM12-22 | FM12-22 | FM12-22 | FM12-56 | FM12-56 | FM12-56 | FM12-56 | FM12-56 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Rock type | Hz | Hz | Hz | Hz | Hz | Hz | Ch | Ch | Ch | Ch | Ch |
| Mineral | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl | Spl |
| SiO ₂ | 0.01 | 0.011 | 0.048 | 0.007 | 0.026 | 0.017 | 0.001 | 0 | 0 | 0.002 | 0 |
| TiO ₂ | 0.057 | 0.024 | 0.039 | 0.022 | 0.044 | 0.033 | 0.146 | 0.178 | 0.159 | 0.184 | 0.16 |
| Al ₂ O ₃ | 16.334 | 23.838 | 23.683 | 24.654 | 24.417 | 23.394 | 9.027 | 8.896 | 8.948 | 8.918 | 8.88 |
| Cr ₂ O ₃ | 52.993 | 46.741 | 46.779 | 46.317 | 46.189 | 46.906 | 62.309 | 62.469 | 62.471 | 62.429 | 61.891 |
| FeO* | 19.032 | 16.132 | 16.181 | 15.7 | 17.246 | 17.029 | 15.665 | 15.829 | 15.692 | 15.762 | 15.668 |
| MnO | 0.282 | 0.294 | 0.278 | 0.226 | 0.268 | 0.234 | 0.264 | 0.253 | 0.278 | 0.246 | 0.28 |
| MgO | 12.703 | 14.152 | 14.275 | 14.393 | 13.13 | 13.751 | 14.702 | 14.279 | 14.471 | 14.36 | 14.077 |
| CaO | 0 | 0.009 | 0 | 0 | 0.01 | 0.005 | 0 | 0 | 0.005 | 0.007 | 0.015 |
| Na ₂ O | 0 | 0.002 | 0.002 | 0 | 0.005 | 0.005 | 0.012 | 0 | 0 | 0.014 | 0.019 |
| K ₂ O | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.005 | 0 | 0.002 | 0 | 0.007 | 0 | 0 |
| NiO | 0.078 | 0.07 | 0.079 | 0.059 | 0.065 | 0.067 | 0.125 | 0.157 | 0.096 | 0.144 | 0.116 |
| Total | 101.5 | 101.3 | 101.4 | 101.4 | 101.4 | 101.4 | 102.2 | 102.1 | 102.1 | 102.1 | 101.1 |
| Fe ₂ O ₃ | 4.95 | 4.71 | 4.36 | 5.00 | 4.91 | 4.45 | 4.36 | 3.90 | 4.05 | 3.96 | 3.74 |
| FeO | 12.76 | 12.61 | 13.55 | 12.42 | 12.79 | 12.97 | 11.74 | 12.31 | 12.05 | 12.20 | 12.30 |
| Total | 101.71 | 101.48 | 102.35 | 101.52 | 101.43 | 100.77 | 102.69 | 102.45 | 102.53 | 102.46 | 101.48 |
| Si | 0.002 | 0.003 | 0.012 | 0.002 | 0.006 | 0.004 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 |
| Ti | 0.011 | 0.004 | 0.007 | 0.004 | 0.008 | 0.006 | 0.028 | 0.034 | 0.030 | 0.035 | 0.031 |
| Al | 4.798 | 6.749 | 6.696 | 6.941 | 6.935 | 6.641 | 2.679 | 2.654 | 2.664 | 2.659 | 2.675 |
| Cr | 10.443 | 8.877 | 8.873 | 8.748 | 8.801 | 8.932 | 12.406 | 12.503 | 12.476 | 12.485 | 12.507 |
| Fe ³⁺ | 0.700 | 0.325 | 0.370 | 0.274 | 0.207 | 0.380 | 0.827 | 0.743 | 0.769 | 0.753 | 0.719 |
| Fe ²⁺ | 3.267 | 2.915 | 2.876 | 2.863 | 3.269 | 3.049 | 2.472 | 2.607 | 2.545 | 2.580 | 2.629 |
| Mn | 0.060 | 0.060 | 0.056 | 0.046 | 0.055 | 0.048 | 0.056 | 0.054 | 0.059 | 0.053 | 0.061 |
| Mg | 4.720 | 5.068 | 5.105 | 5.126 | 4.717 | 4.937 | 5.519 | 5.389 | 5.449 | 5.415 | 5.364 |
| Ca | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.004 |
| Na | 0.000 | 0.001 | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.002 | 0.006 | 0.000 | 0.000 | 0.007 | 0.009 |
| K | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.002 | 0.000 | 0.000 |
| Ni | 0.016 | 0.013 | 0.015 | 0.011 | 0.013 | 0.013 | 0.025 | 0.032 | 0.019 | 0.029 | 0.024 |
| Total | 24.016 | 24.018 | 24.012 | 24.013 | 24.016 | 24.014 | 24.019 | 24.015 | 24.016 | 24.019 | 24.023 |
| Mg# | 0.591 | 0.635 | 0.640 | 0.642 | 0.591 | 0.618 | 0.691 | 0.674 | 0.682 | 0.677 | 0.671 |
| Cr# | 0.685 | 0.568 | 0.570 | 0.558 | 0.559 | 0.574 | 0.822 | 0.825 | 0.824 | 0.824 | 0.824 |

۵-۱. اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها

این اسپینل‌ها به رنگ‌های قهوه‌ای تا سیاه و در بین و یا در داخل کانی‌های الیون، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن وجود دارند. مقدار اکسیدهای Cr₂O₃ و Al₂O₃ آنها به ترتیب بین ۳۲/۶ تا ۵۳/۱ و ۱۵/۶ تا ۳۴/۸ درصد وزنی و مقادیر عدد کروم (Cr#) و عدد منیزیم (Mg#) آنها به ترتیب بین ۳۹ تا ۶۹ و ۵۶ تا ۶۶ درصد متغیر است.

۵-۲. اسپینل‌های موجود در سنگ‌های دونیتی

این اسپینل‌ها دارای مقادیر Cr₂O₃ بین ۶۰ تا ۶۳/۸ درصد وزنی و عدد کروم (Cr#) ۸۱ تا ۸۵ درصد هستند. میزان Al₂O₃ و عدد منیزیم (Mg#) آنها به ترتیب بین ۷/۷ تا ۹/۶ درصد وزنی و ۵۸ تا ۷۲ درصد متغیر است.

۵-۳. اسپینل‌های موجود در کلینوپروکسنیت‌ها

میزان عدد کروم (Cr#) و عدد منیزیم (Mg#) اسپینل‌ها به ترتیب از ۸۲ تا ۸۳ و ۵۹ تا ۶۲ درصد و همچنین میزان اکسید آلومینیم آنها از ۸/۶ تا ۹/۱ و اکسید کروم از ۵۹ تا ۶۰/۸ درصد وزنی تغییر می‌کند.

۵-۴. اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها

اسپینل‌های موجود در این سنگ‌ها، دارای عدد منیزیم ۶۶ تا ۶۹ درصد و مقدار عدد کروم بین ۸۲ تا ۸۳ درصد و اکسید کروم (Cr₂O₃) از ۶۰/۱ تا ۶۲/۵ درصد وزنی هستند. مقدار Cr# اسپینل‌ها از هارزبورژیت به سمت دونیت، پیروکسنیت و کرومیت افزایش می‌یابد و Cr# اسپینل‌های موجود در دونیت‌ها از نظر ترکیب به اسپینل‌های موجود در کرومیتیت‌ها و کلینوپروکسنیت‌ها شباهت بیشتری دارد. هارزبورژیت‌ها نسبت به دیگر واحدها مقدار Cr# کمتر ولی محدوده گسترده‌تری دارند (۳۹ تا ۶۹ درصد).

۶- بحث

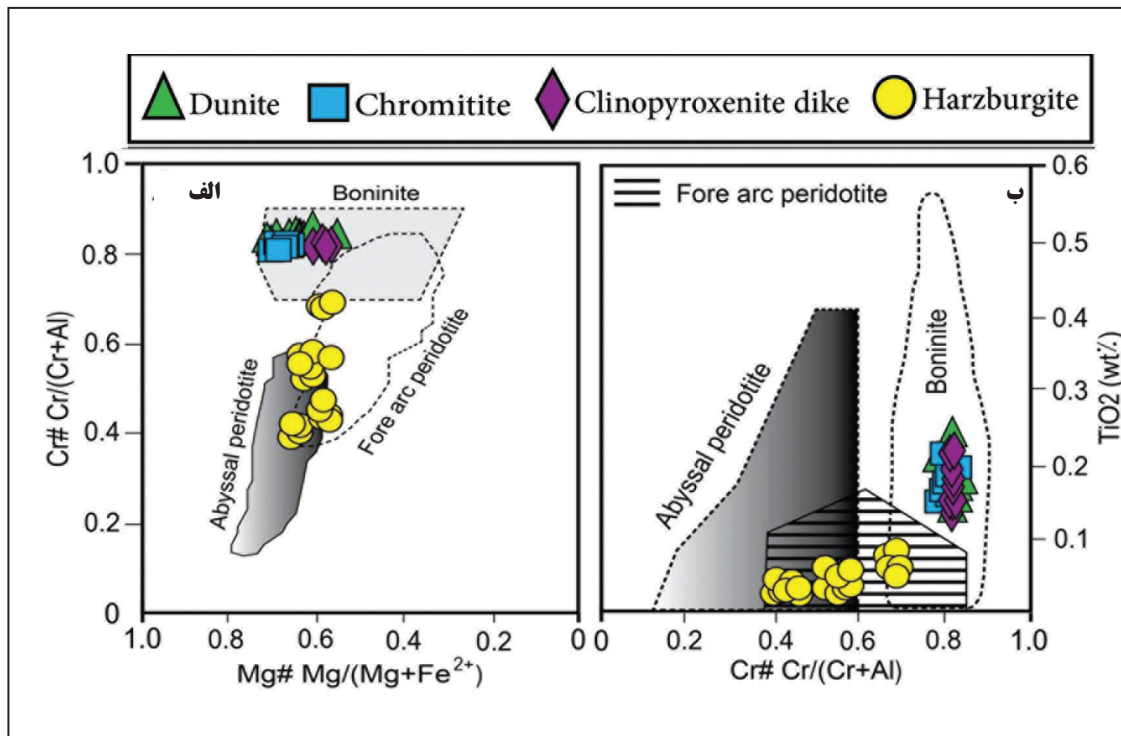
۶-۱. پتروژنز

واحدهای اولترامافیک منطقه فرومد شامل هارزبورژیت، دونیت، کلینوپروکسنیت به همراه کرومیتیت هستند. اسپینل یکی از اجزای تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست. عدد

TiO₂ اسپینل‌های کروم‌دار دونیت‌ها اندکی بالاتر از پریدوتیت‌های گوشته است (Arai et al., 2011). پریدوتیت‌های شدیداً تهی شده با اسپینل‌های Cr# بالا (<0.7) می‌توانند هم در گوه گوشته زیر کمان‌ها و هم در پلوم‌های گوشته درون صفحه ایجاد شوند (Pearce et al., 1984; Arai, 1994; Ishiwatari et al., 2003).

نمودار عدد منیزیم در مقابل عدد کروم برای نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۴-الف)، نشان‌دهنده قرارگیری دونیت‌ها، کرومیت‌ها و کلینوپروکسنیت‌ها در محدوده بونینیتی است. اما هارزبورژیت‌ها در محدوده همپوشانی پریدوتیت‌های آیسال و جلو قوس و در برخی نمونه‌ها در قلمرو پریدوتیت‌های جلو قوس واقع شده‌اند. اما، در شکل ۴-ب که بر مبنای مقدار TiO₂ در مقابل Cr# ترسیم شده است، هارزبورژیت‌ها در محدوده پریدوتیت‌های جلو قوس و دونیت‌ها، کرومیت‌ها و کلینوپروکسنیت‌ها با توجه به بالاتر بودن میزان Cr# و TiO₂ در محدوده بونینیتی قرار گرفته‌اند که این، نقش مؤثر ماگماتیسیم بونینیتی غنی از منیزیم حاصل از ذوب بخشی بالا را در تشکیل این سنگ‌ها به اثبات می‌رساند (Taylor et al., 1994; Uysal et al., 2009; Xiong et al., 2015). مطالعات نشان می‌دهد که مذاب‌های بونینیتی باعث تبلور اسپینل‌های غنی از Cr می‌شوند (Arai, 1992).

کروم سنگ‌های اسپینل‌پریدوتیت اساساً توسط درجه ذوب بخشی کنترل می‌شود (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994). روش ذوب گوشته فوقانی احتمالاً از یک محیط زمین‌ساختی به محیط زمین‌ساختی دیگر متفاوت است که باعث ایجاد درجه ذوب بخشی متفاوت پریدوتیت در جایگاه‌های زمین‌ساختی کمان، پشته میان اقیانوسی یا پلوم می‌شود (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994). عدد کروم (Cr#) در اسپینل‌های کروم‌دار پریدوتیت‌های گوشته آیسال از 0.1 تا 0.6 تغییر می‌کند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1987; Niu and Hekinian, 1997). حدود 0.4 تا 0.6 در هارزبورژیت‌ها تا کمتر از 0.4 در لرزولیت‌های گوشته آیسال، در پاسخ به کاهش درجه ذوب بخشی تغییر می‌کند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994) و مقدار TiO₂ غالباً کمتر از 0.3 درصد وزنی در اسپینل‌های کروم‌دار این سنگ‌هاست (Arai et al., 2011). عدد کروم در اسپینل‌های کروم‌دار دونیت‌های آیسال، بین 0.2 تا 0.6 و میزان TiO₂ بین 0.2 تا 0.4 درصد وزنی و غالباً کمتر از 1 درصد وزنی تغییر می‌نماید (Arai et al., 2011). عدد کروم در اسپینل‌های کروم‌دار پریدوتیت‌ها (لرزولیت تا هارزبورژیت) و دونیت‌های گوشته کمان‌ها بین 0.9-0.2 تغییر می‌کند و این مقادیر با دامنه وسیع برآورد شده عدد کروم، از اسپینل‌های رستیت‌های گوشته زیر کمان، سازگار است (Arai, 1994). اما میزان

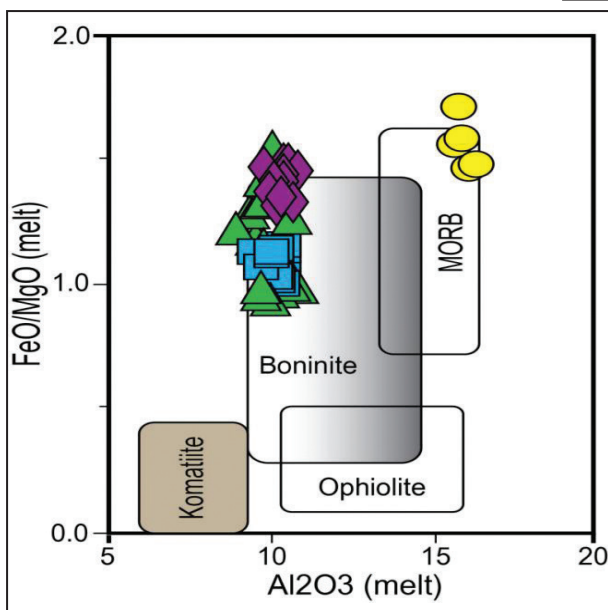
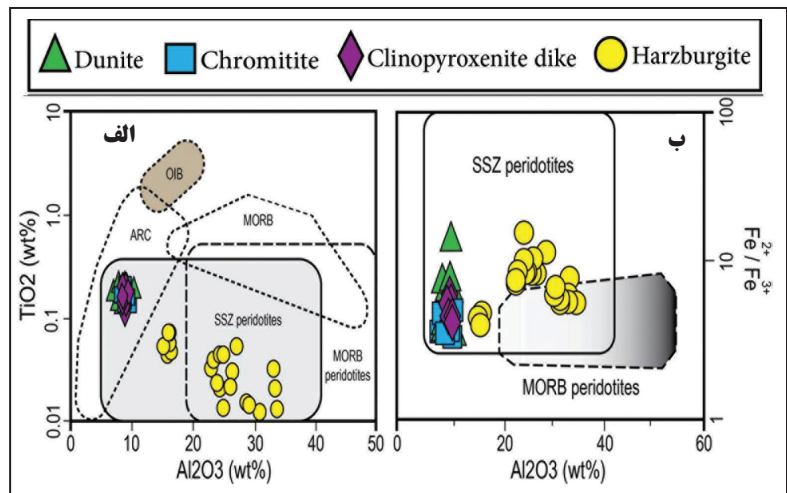


شکل ۴- نمودارهای دوتایی ترکیب کروم اسپینل‌های افولیت فرومد، الف) نمودار عدد کروم (Cr#) در مقابل عدد منیزیم (Mg#) (با تغییرات از (Tamura and Arai, 2006). ب) نمودار TiO₂ در مقابل عدد کروم (Cr#) (با تغییرات از (Dick and Bullen, 1984).

پریدوتیت‌های مرتبط با زون فرورانش (SSZ) است، اما تعدادی از هارزبورژیت‌ها به علت داشتن نسبت Fe²⁺/Fe³⁺ پایین‌تر و میزان بالاتر اکسید Al₂O₃ در محدوده همپوشانی پریدوتیت‌های SSZ و MORB قرار گرفته‌اند. تغییرات مقادیر FeO، MgO و Al₂O₃ اسپینل‌ها تابعی از ترکیبات ماگمایی (ماگمای والد) است که از آنها شکل گرفته‌اند (Kamenetsky et al., 2001; Mural and Mural, 1982; Li et al., 2015). بنابراین، با محاسبه نسبت اکسیدهای FeO/MgO و Al₂O₃ مذاب برای اسپینل‌های پریدوتیت‌های فرومد مشاهده می‌شود که هارزبورژیت‌ها با نسبت FeO/MgO بین 1.09 تا 1.71 در محدوده MORB و دونیت‌ها، کرومیت‌ها و کلینوپروکسنیت‌ها با مقدار Al₂O₃ کمتر در محدوده بونینیتی قرار می‌گیرند (شکل ۶).

بر اساس مطالعات Kamenetsky et al. (2001)، مقادیر TiO₂ و Al₂O₃ موجود در اسپینل‌ها به میزان این اکسیدها در ماگمای والدشان مربوط می‌شود. بنابراین، می‌تواند به عنوان شناساگرهایی برای ترکیب و محیط ماگمای والد استفاده شوند. مطابق نمودار اکسید تیتان در مقابل اکسید آلومینیم اسپینل، هارزبورژیت‌های فرومد با مقادیر نسبتاً پایینی از TiO₂ (حداکثر 0.6 درصد وزنی) مشخص می‌شوند، چنانکه هارزبورژیت‌ها عمدتاً در محدوده همپوشانی پریدوتیت‌های MORB با زون‌های فرورانش (SSZ) و تعدادی در قلمرو SSZ قرار می‌گیرند. اما دونیت‌ها، کرومیت‌ها و کلینوپروکسنیت‌ها در بخش ماگمای مربوط به قوس (ARC) و پریدوتیت‌های SSZ قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). در شکل ۵-ب نیز نسبت Fe²⁺/Fe³⁺ در برابر Al₂O₃ اسپینل‌های مورد مطالعه نشان‌دهنده قرارگیری همه نمونه‌ها در محدوده

شکل ۵- الف) نمودار اکسید TiO_2 در مقابل Al_2O_3 ؛ B) دیاگرام نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در مقابل اکسید Al_2O_3 برای اسپینل‌های مورد مطالعه (با تغییرات از Kamenetsky et al., 2001)؛ ب) نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در برابر Al_2O_3 نشان‌دهنده قرارگیری پریدوتیت‌ها و کلینوپروکسنت‌ها در محدوده پریدوتیت‌های مرتبط با زون فرورانش (SSZ) است. اما تعدادی از هارزبورژیت‌ها به علت داشتن نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} پایین‌تر و بالاتر بودن اکسید Al_2O_3 در محدوده پریدوتیت‌های SSZ و MORB قرار گرفته‌اند. (OIB= Oceanic island basalts, ARC= Island arc magmas)



شکل ۶- نسبت $(FeO/MgO)_{Melt}$ در مقابل مقدار اکسید $(Al_2O_3)_{Melt}$ در اسپینل واحدهای مختلف افیولیت فرومد (با تغییرات از Merlino et al., 2011).

متوسط ذوب بخشی هستند. در حالی که دونیت، کرومیت و کلینوپروکسنت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها دارای مقدار عدد کروم و TiO_2 بیشتر و وابسته به مذاب‌های بونینیتی هستند. طبق بررسی‌های Arai (1992) مذاب‌های بونینیتی باعث تبلور اسپینل‌های غنی از Cr می‌شوند.

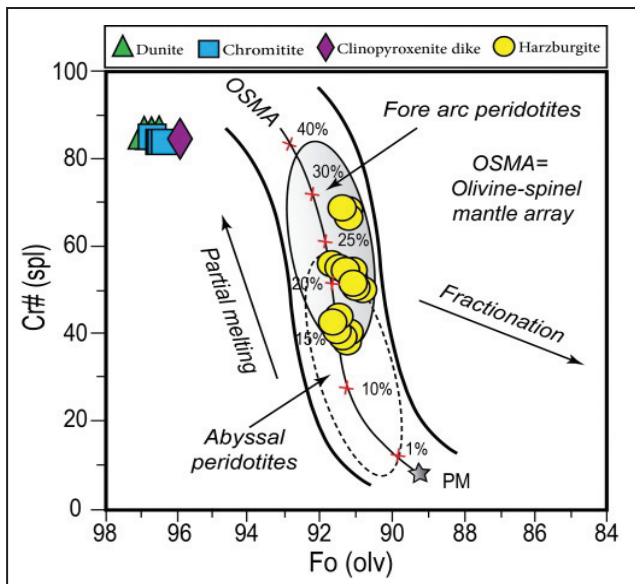
در مورد تشکیل کرومیت‌ها نظرات مختلفی وجود دارد، از جمله اینکه اختلاف در عدد کروم کرومیت‌ها ممکن است ناشی از درجات مختلف ذوب بخشی باشد (Arai, 1992) و یا اینکه تقابل متغیر مذاب/سنگ با پریدوتیت‌های تهی شده باعث تشکیل کرومیت‌های با عدد کروم مختلف شده باشد (Zhou et al., 2005). در نمونه‌های مورد مطالعه دو نوع اسپینل با عدد کروم متوسط و بالا وجود دارد. کرومیت‌های با عدد کروم متوسط احتمالاً از مذاب‌های تهی شده تولیتی آب‌دار تبلور شده‌اند، در حالی که کرومیت‌های با عدد کروم بالا احتمالاً از یک مذاب تهی شده با ویژگی ژئوشیمیایی بونینیتی تشکیل شده‌اند (Zhou et al., 2001). کروم اسپینل‌های با عدد کروم بالا (بزرگ‌تر از ۰/۶) در سنگ‌های ماگمایی بونینیتی جایگاه‌های کمان، معمول هستند، در صورتی که در سنگ‌های مناطق پشته‌های میان اقیانوسی، کروم اسپینل‌های با عدد کروم بین ۰/۱ تا ۰/۵ معمول هستند (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1997). (Shafaii Moghadam et al., 2013). دارند که در افیولیت‌های سبزوار، کرومیت‌های با عدد کروم پایین از طریق واکنش ماگماهای مورب مانند کمان اولیه با سنگ‌های هارزبورژیتی دیواره تشکیل شده‌اند. در صورتی که کرومیت‌های با عدد کروم بالا از مذاب‌های بونینیتی کمان، به وجود آمده‌اند. فراچاهندگی گوشته استوسفری در حوضه‌های جلوقوس مناطق سابداکشن

همچنین محتوای Al_2O_3 کانی‌های اسپینل موجود در پریدوتیت‌های فرومد در برابر Cr_2O_3 آنها (شکل ۷) نشان می‌دهد که پریدوتیت‌های افیولیت فرومد در گستره روند پریدوتیت‌های گوشته‌ای واقع می‌شوند.

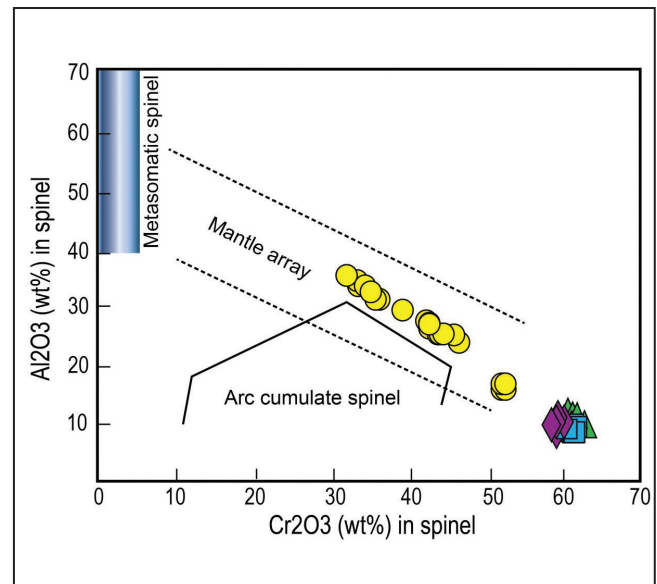
به کمک ترکیب شیمیایی کانی‌های کروم اسپینل موجود در پریدوتیت‌های دیرگدازی همچون هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها که در نتیجه درجات بالای ذوب بخشی یک گوشته همگن (Dick and Bullen, 1984) تشکیل می‌شوند، می‌توان یک برآورد اولیه از میزان ذوب بخشی به دست آورد. جهت تعیین میزان تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها توسط خروج مذاب از چندین متغیر ترکیبی از جمله $Cr\#$ اسپینل، Fo الیون (Dick and Bullen, 1984) و همچنین TiO_2 استفاده می‌شود. با توجه به اینکه اصلی‌ترین واحد مجموعه افیولیتی فرومد را هارزبورژیت‌های دارای کروم اسپینل تشکیل می‌دهند، از ترکیب کروم اسپینل‌ها در تعیین درجه ذوب بخشی این سنگ‌ها استفاده شده است. در شکل ۸ ارتباط بین عدد کروم اسپینل و میزان فورستریت الیون، در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که نمونه‌های هارزبورژیتی با حدود ۱۵ تا ۲۶ درصد درجه ذوب بخشی در قلمرو روند گوشته‌ای الیون - اسپینل (olivine-spinel mantle array, OSMA) قرار می‌گیرند (Arai, 1994). اما سنگ‌های دونیتی، کرومیت‌های پریوکسنتی در درجات خیلی بالاتر ذوب بخشی واقع می‌شوند. در شکل‌های ۹- الف و ب نیز که بر اساس عدد کروم اسپینل در مقابل اکسید TiO_2 اسپینل و عدد کروم ارتوپروکسنت‌های سنگ‌های مورد مطالعه است، همه نمونه‌ها درجه ذوب بخشی مشابهی با شکل ۸ نشان می‌دهند. میزان بالای عدد کروم و مقادیر پایین TiO_2 در اسپینل‌های هارزبورژیتی نشان می‌دهد که اینها باقیمانده‌های درجات

(Reagan et al., 2010). در مجموعه افیولیت‌های نقاط دیگر دنیا نیز محققین چنین کرومیت‌هایی با این ویژگی‌ها توصیف کرده‌اند (Ahmed and Arai, 2002; Miura et al., 2012).

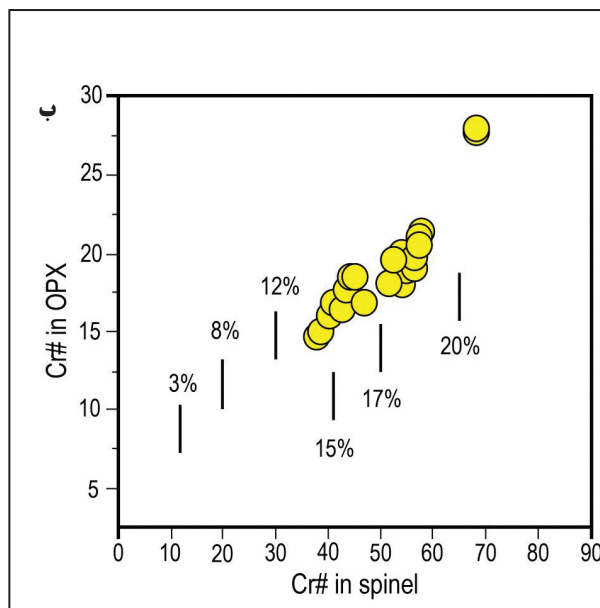
و در نتیجه ذوب در اثر کاهش فشار گوشته، باعث تشکیل مذاب‌های مورب مانند و تشکیل کرومیت‌های با عدد کروم پایین می‌شود و متعاقب آن تشکیل مذاب‌های بونیتی در نتیجه فرورانش ورقه، کرومیت‌های با عدد کروم بالا را تشکیل می‌دهد



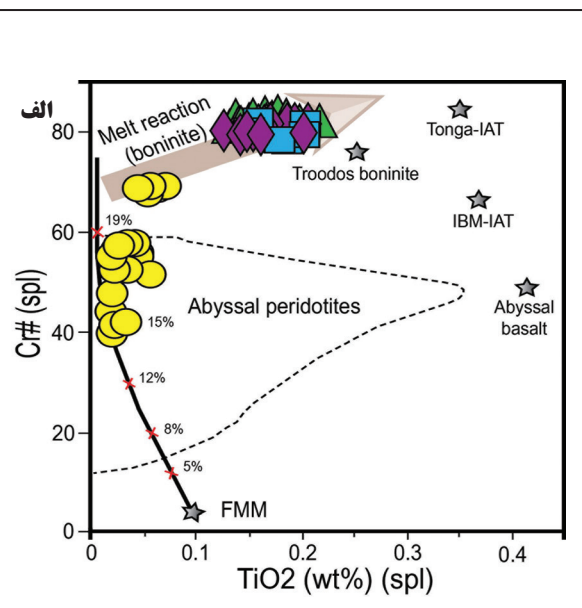
شکل ۸- نمودار Fo الیون در مقابل Cr# اسپینل‌های همزیست با آن در واحدهای مختلف افیولیت فرومد (PM= Primitive mantle) (Arai, 1992; Dick and Bullen, 1984).



شکل ۷- نمودار درصد وزنی اکسید Al_2O_3 در مقابل اکسید Cr_2O_3 در اسپینل‌های مورد مطالعه (محدوده‌های مشخص شده از Conrad and Key, 1984; Kepezhinskas et al., 1995).



شکل ۹- الف) عدد کروم (Cr#) در مقابل اکسید TiO_2 اسپینل‌های افیولیت فرومد (Pearce et al., 2000) (محدوده پریدوتیت‌های جلو قوس از Dick and Bullen, 1984 و روند ذوب بخشی از Hellebrand et al., 2001؛ ب) نمایش تغییرات عدد کروم ارتوپیروکسن در مقابل اسپینل‌های وابسته (Hellebrand et al., 2001) در هارزبورژیت‌های افیولیت فرومد (IAT=Island arc tholeiites, IBM=Izu-Bonin Mariana, FMM=Fertile MOR Mantle).



۶-۲. موقعیت زمین‌ساختی

که گوشته تهی شده، اغلب میزان چنین توده‌های کرومیت‌هایی است و کرومیت‌های پدیفرم در داخل بخش‌های گوشته‌ای هارزبورژیت-دونیت و زون انتقالی گوشته-پوسته (زون انتقالی موهو)، به ویژه در افیولیت‌های زون‌های سوپراسابداکشن معمول هستند (Arai, 1997). آنها در بخش پوسته‌ای افیولیت‌ها به ندرت یافت می‌شوند و در صورت وجود با توده‌های دونیتی تأخیری همراه هستند (Arai et al., 2006). همچنان که اشاره شد عدد کروم اسپینل در چنین سنگ‌هایی همانند سنگ‌های افیولیتی بخش گوشته‌ای فرومد شاخص خوبی برای سرگذشت

ترکیب پریدوتیت‌های گوشته و ترکیب مودال و عناصر کانی‌های تشکیل دهنده آنها به محیط ژئودینامیکی تشکیلشان ارتباط دارد (Bonati and Micheal, 1989). پریدوتیت‌های گوشته‌ای در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف همچون پشته‌های میان اقیانوسی و زون‌های سوپراسابداکشن به وجود می‌آیند و با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و کریستال شیمی آنها، از جمله وجود یا عدم وجود کرومیت و شیمی آن می‌توان به جایگاه زمین‌ساختی پی برد (Rollinson and Adetunji, 2013). معمولاً گوشته زایا (Fertile mantle) فاقد لژها و غلاف‌های کرومیت‌هایی است. در صورتی

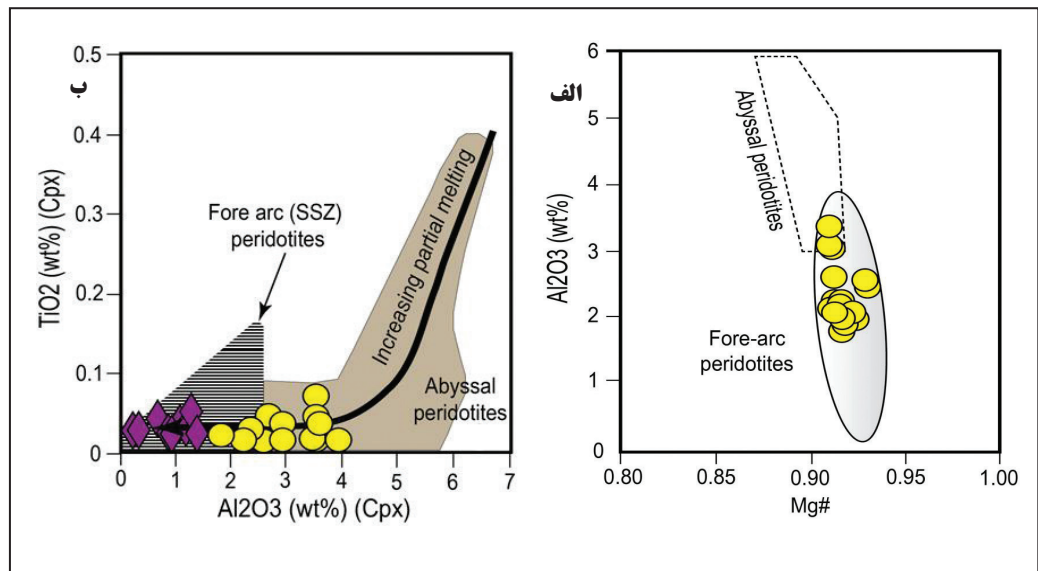
می‌شوند (Pearce et al., 1984). ماهیت پلی‌ژنیک برخی افیولیت‌ها اخیراً به خوبی شناخته شده است. برای مثال، برخی پریدوتیت‌های افیولیت شمال عمان دارای منشأ کمان هستند (برای مثال، Arai et al., 2006)، اگر چه که بخش عمده سنگ‌های گوشته‌ای آن، منشأ پشته میان اقیانوسی دارند (برای مثال، Nicolas, 1989). به عنوان مثال دیگر، می‌توان به بخش گوشته‌ای افیولیت کاسترنج کالیفرنیا اشاره کرد که ترکیبی از هارزبورژیت‌های SSZ و لرزولیت‌های آیسال هستند (Choi et al., 2008; Jean et al., 2010). بسیاری از زمین‌شناسان حوضه‌های پشت قوس را که در آن انواع ماگماها از نوع مورب تا نوع کمان موجود هستند نیز به عنوان مکان تشکیل افیولیت‌های سوپراسابداکشن در نظر می‌گیرند (Moore et al., 1984; Pearce et al., 1984). افیولیت‌های سوپراسابداکشن (برای مثال، افیولیت ترودوس، سماعیل، عمان و قبرس) در بالای صفحات گسترش زون‌های فرورانش، مانند سیستم‌های جدید کمان-گودال ایزوبونین-ماریانا و تونگا-کرمادک تشکیل می‌شوند (Reagan et al., 2010; Hawkins, 2003). این افیولیت‌ها معمولاً ویژگی‌های ژئوشیمیایی MORB-IAT-boninitic نشان می‌دهند (Dilek and Furens, 2011). افیولیت‌های جلوقوس نتیجه زایش پوسته اقیانوسی در طی بسته شدن حوضه‌های اقیانوسی و وقوع آغاز فرورانش اصلی هستند (Dilek and Furens, 2011; Pearce and Robinson, 2010). پریدوتیت‌های سوپراسابداکشن خیلی کمتر در جزئیات مطالعه شده‌اند، زیرا دست‌یابی به آنها دشوارتر است و شدیداً سرپتینی شده‌اند (Ishii et al., 1992; Pearce et al., 2000). با این وجود، این نمونه‌ها بهترین شاخص را از ترکیب گوه گوشته بالای زون‌های فرورانش فراهم می‌کنند (Choi et al., 2008). بنابراین می‌توان موقعیت زمین‌ساختی سنگ‌های پریدوتیتی منطقه مورد مطالعه را که دارای ویژگی‌های مشابه این مناطق هستند در یک جایگاه جلوقوس در طی مراحل اولیه فرورانش حاصل از فرورانش رو به شمال اقیانوس یا دریای سبزوار در پاسخ به همگرایی بین پلایت‌های خردقاره خاور ایران مرکزی و البرز (توران) در نظر گرفت.

تکتونوماگمایی سنگ میزبان است. اسپینل سنگ‌های لرزولیتی و هارزبورژیتی افیولیت‌های اقیانوسی تیبیک (شامل حوضه‌های پشت قوس) عدد کروم کمتر از ۶۰ را نشان می‌دهند (Dick and Bullen, 1984)، در حالی که الیون و کرومیت سنگ‌های هارزبورژیتی و دونیتی در داخل و یا نزدیک قلمرو روند گوشته‌ای اولیون-اسپینل قرار می‌گیرند و سازگار با منشأ سوپراسابداکشن زون هستند (Karipi et al., 2007).

در منطقه مورد مطالعه، ترکیب اسپینل‌های هارزبورژیت‌ها عدد کروم پایین تا نسبتاً بالا ($Cr\# = 4/69-6/38$) دارد و در مرز بین محیط‌های پریدوتیت‌های آیسال و سوپراسابداکشن زون قرار می‌گیرد. اسپینل‌های سنگ‌های دونیتی-کرومیتی-پیروکسنیتی واجد عدد کروم بالاتر و مشابه با پریدوتیت‌های نوع آلی و کمان هستند. پایین بودن عدد کروم در هارزبورژیت‌های مورد مطالعه و همپوشانی آنها با پریدوتیت‌های آیسال، با فرضیه تشکیل آنها در محیط‌های مربوط به فرورانش تناقض ندارد. چون، مذاب‌های با ماهیت بونینیتی، تنها می‌توانند در گوه گوشته بالای زون‌های فرورانش به وجود آیند. پریدوتیت‌های گوشته زون‌های سوپراسابداکشن توسط هارزبورژیت‌های تهی شده حاوی اسپینل‌های عمدتاً با عدد کروم بزرگ‌تر از ۵/۰ و TiO_2 پایین مشخص می‌شوند (Parkinson and Pearce, 1998). همچنان که در نمودارهای عدد کروم اسپینل در مقابل عدد فورستریت اولیون (شکل ۸) و میزان TiO_2 و Al_2O_3 (شکل ۵) مشاهده می‌شود که تشکیل و تکامل نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر سازگار با یک محیط زون سوپراسابداکشن است. مقادیر اکسید آلومینیم در مقابل عدد منیزیم ارتوپروکسن‌های هارزبورژیتی و مقادیر اکسید تیتان در مقابل اکسید آلومینیم کلینوپروکسن هارزبورژیت‌ها و دایک‌های کلینوپروکسنیتی نیز این موضوع را تأیید می‌کند (شکل ۱۰).

برخی افیولیت‌ها که هم مشخصات پشته‌های میان اقیانوسی (mid-ocean ridge) و هم جزایر کمانی (island-arc) را نشان می‌دهند به عنوان افیولیت‌های سوپراسابداکشن (SSZ ophiolites) (supra-subduction zone) نامیده

شکل ۱۰- الف) اکسید آلومینیم در مقابل عدد منیزیم ارتوپروکسن‌های هارزبورژیتی افیولیت فرومد (محدوده پریدوتیت‌های عمیق از Johnson and Dick, 1990 و پریدوتیت‌های جلوقوس از Ishii et al., 1992 است؛ ب) مقادیر اکسید تیتان در مقابل اکسید آلومینیم کلینوپروکسن هارزبورژیت و دایک‌های کلینوپروکسنیتی افیولیت فرومد (محدوده‌های آیسال و جلوقوس از Hebert et al., 1990).



۴- نتیجه‌گیری

عمیق و جلوقوس است. ماگمای تشکیل دهنده کرومیت‌ها، دونیت‌ها و کلینوپروکسنیت‌های این مجموعه ترکیبی بونینیتی دارد که از یک منشأ گوشته تهی شده تحت شرایط آب‌دار مشتق شده است که چنین شرایطی در محیط‌های سوپراسابداکشن زون مشاهده می‌شود. حضور عدسی‌های کرومیتی-دونیتی و هارزبورژیت‌ها و همچنین مقادیر پایین اکسید تیتانیم در سکانس گوشته‌ای از ویژگی‌های افیولیت‌های مرتبط با مناطق فرورانش است.

اسپینل‌های موجود در سکانس گوشته‌ای افیولیت فرومد قهوه‌ای تا سیاه رنگ و غنی از کروم هستند؛ با عدد کروم ۳۹ تا ۸۵ درصد مشخص می‌شوند و با افزایش عدد کروم، درجه ذوب بخشی در پریدوتیت‌ها افزایش و میزان عدد منیزیم کاهش می‌یابد. مقادیر $Mg\#$ ، TiO_2 و $Cr\#$ در ترکیب سنگ‌های هارزبورژیتی نشانگر باقیمانده‌های درجه متوسط ذوب بخشی (۱۵ تا ۲۶ درصد) و قرارگیری آنها در محدوده پریدوتیت‌های

کتابنگاری

- بهرودی، ا. و عمرانی، ج.، ۱۳۸۰- گزارش زمین شناسی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ فرومد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حیدری، م.، ۱۳۹۴- ژئوشیمی و پتروژنز سکانس گوشته‌ای افیولیت منطقه فرومد (شمال باختر سبزوار)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ص. ۱۴۱.
- زند، ز.، مهربابی، ب. و مسعودی، ف.، ۱۳۸۵- ژئوشیمی و ژنز کانسارهای کرومیت پدیفرم فرومد سبزوار. بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین، تهران وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کهنسال، ر.، قربانی، م.، پورمعافی، س. م.، خلعتبری جعفری، م.، عمرانی، ج.، ذوالفقاری، ص. و سلیمانی، س.، ۱۳۹۴- زمین شناسی و ژئوشیمی توالی خروجی افیولیتی در ناحیه فرومد، شمال خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۷، صص. ۳۸۷ تا ۳۹۶.
- وطن‌پور، ح. ر.، ۱۳۸۶- کانی شناسی، ژئوشیمی و ساختار کانسارهای کرومیت در افیولیت‌های شمال باختر سبزوار و ارائه مدل اکتشافی آنها، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۹۸ ص.

References

- Ahmed A.H. and Arai S., 2002- Unexpectedly high-PGE chromitite from the deeper mantle section of the northern Oman ophiolite and its tectonic implications. *Contrib. Miner. Petr.*, 143, 263- 278.
- Arai, S. and Yurimoto H., 1994- Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Geology*, 89, 1279- 1288.
- Arai, S., 1987- An estimation of the least depleted spinel peridotite on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatshefte* 8, 347- 354.
- Arai, S., 1992- Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineralogical Magazine*, 56, 173- 184.
- Arai, S., 1994- Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chem. Geol.* 113, 191- 204.
- Arai, S., 1997- Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Resour. Geol.* 47, 177- 187.
- Arai, S., Kadoshima, K. and Morishita, T., 2006- Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels. *Journal of the Geological Society* 163, 869- 879.
- Arai, S., Okamura, H., Kadoshima, K., Tanaka, C., Suzuki, S. and Ishimura, S., 2011- Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: implications to deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc* 20, 125- 137.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran." *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210-265.
- Bonatti, E. and Michael, P. J., 1989- Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*. 91, 297- 311.
- Choi, S. H., Shervais, J. W. and Mukasa, S. B., 2008- Supra-subduction and abyssal peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contrib Mineral Petrol* , 156:551- 576.
- Conrad, W. K. and Kay, R. W., 1984- Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallisation history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian arc. *Journal of Petrology* 25, 88- 125.
- Dick, H. J. B. and Bullen, T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine – type peridotites and spatially associated lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86, 54-76.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2011- Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *GSA Bulletin*, 123, 387- 411.
- Hawkins, J. W., 2003- Geology of supra-subduction zones- Implications for the origin of ophiolites in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought: Geological Society of America Special Paper* 373, pp. 227-268.
- Hebert, R., Adamson, A. C. and Komor, S. C., 1990- Metamorphic petrology of ODP 109, Hole 670A serpentinized peridotites: serpentinization processes at a slow spreading ridge environment. In: Detrick, R., Honnorez, J., Bryan, W.B., Juteau, T. (Eds.), *Proceedings of the ODP, Sci. Results* 106/109. College Station, Texas, pp. 103- 115.
- Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. and Hofmann, A. W., 2001- Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, 410, 677- 681.
- Irvine, T. N., 1967- Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I- Petrogenetic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences* 4, 71-103.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992- Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogawara-Mariana forearc, Leg 125, In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al., (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 125, College Station, Texas, pp.445- 485.
- Ishiwatari, A., Sokolov, S. D. and Vysotskiy, S. V., 2003- Petrological diversity and origin of ophiolites in Japan and Far East Russia with emphasis on depleted harzburgite. In: Dilek, Y., Robinson, P.T. (Eds.), *Ophiolites in Earth History*, vol. 218, *Spec. Publ. Geol. Soc.*, London, pp. 597- 617.
- Jean, M. M., Shervais, J. W., Choi, S. H. and Mukasa, S. B., 2010- Melt extraction and melt refertilization in mantle peridotite of the Coast Range ophiolite: An La-ICP-MS study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 159, 113- 136.
- Johnson, K. T. M. and Dick, H. J. B., 1990- Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 95, 2661- 2678.
- Kamenetsky, V., Crawford, A. J., Meffre, S., 2001- Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *Journal of Petrology* 42, 655- 671.

- Karipi, S., Tsikouras, B., Hatzipanagiotou, K. and Grammatikopoulos, T. A., 2007- Petrogenetic significance of spinel-group minerals from the ultramafic rocks of the Iti and Kallidromon ophiolites (Central Greece). *Lithos*, 99, 136- 149.
- Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1995- Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: Evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of Petrology* 36, 1505- 1527.
- Khedr, M. Z. and Arai, S., 2017- Peridotite-chromitite complexes in the Eastern Desert of Egypt: Insight into Neoproterozoic sub-arc mantle processes. *Gondwana Research*, 52, 59- 72.
- Li, X. P., Chen, H. K., Wang, Z. L., Wang, L. J., Yang, J. S., Robinson, P., 2015- Spinel peridotite, olivine websterite and the textural evolution of the Purang ophiolite complex, western Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 110, 55- 71.
- Maural, C. and Maural, P., 1982- Etude experimental de la distribution de aluminium entre bain silicate basique et spinelle chromifere. Implications petrogenetiques: teneur en chrome des spinelles. *Bulletin de Mineralogie* 105: 197- 202.
- Merlini, A., Grieco, M., Ottolini, L., Diella, V., 2011- Probe and SIMS investigation of clinopyroxene inclusions in chromites from the Troodos chromitites (Cyprus): implications for dunite–chromitite genesis. *Ore Geology Reviews* 41, 22- 34.
- Miura, M., Arai, S., Ahmed, A. H., Mizukami, T., Okuno, M. and Yamamoto, S., 2012- Podiform chromitite classification revisited: a comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman ophiolite. *Journal of Asian Earth Sciences* 59, 52- 61.
- Moore, E. M., Robinson, P. T., Malpas, J., Xenophontos, C., 1984- Model for origin of the Troodos massif, Cyprus, and other Mideast ophiolites geology, 12, pp.500- 503.
- Nicolas, A., 1989- Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. : Series in Petrology and Structural Geology, vol. 4. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, p. 367.
- Niu, Y. and Hekinian, R., 1997- Basaltic liquids and harzburgitic residues in the Garrett Transform: a case study at fast spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 243- 258.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A., 1998- Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology* 39, 1577- 1618.
- Pearce, J. A. and Robinson, P. T., 2010- The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting: *Gondwana Research*, v. 18, p. 60.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. and Leat, P. T., 2000- Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 36- 53.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B.P., Howells M. F. (ed), *Marginal Basin Geology*. Geological Society, London, Special Publications, 16, pp.77- 89.
- Reagan, M. K., Ishizuka, O., Stern, R. J., Kelley, K. A., Ohara, Y., Blichert-Toft, J., Bloomer, Sh. H., Cash, J., Fryer, P., Hanan, B. B., Hickey-Vargas, R., Ishii, T., Kimura, J., Peate, D. W., Rowe, M. C. and Woods, M., 2010- Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin Mariana system: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v11.
- Rollinson, H. and Adetunji, J., 2013- Mantle podiform chromitites do not form beneath mid ocean ridges: a case study from the Moho transition zone of the Oman ophiolite. *Lithos* 177, 314- 327.
- Shafaii Moghadam, H., Zaki Khedr, M., Arai, S., Stern, R. J., Ghorbani, G., Tamura, A. and Ottley, C., 2013- Arc-related harzburgite–dunite–chromitite complexes in the mantle section of the Sabzevar ophiolite, Iran: a model for formation of podiform chromitites. *Gondwana Research*, Shirzadi A., Masoudi F. and Rahimzadeh B., 2013- Nature of Chromite parent magma In Sabzevar ophiolite (North-East of Iran). *Journal of Crystallography and Mineralogy* Vol. 21, No. 3, pp. 49-58.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. and Ghazi, A. M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*. 21, 1053- 1067.
- Stocklin, J. and Nabavi, M. H., 1974- Tectonic map of Iran, *Geo. Sur.Iran*.
- Tamura, A. and Arai, S., 2006- Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle. *Lithos* 90, 43–56.
- Taylor, R. N., Nesbitt, R. W., Vidal, P., Harmon, R. S., Auvray, B. and Croudace. I. W., 1994- Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Journal of Petrology*, Vol: 35, 577- 617.
- Uysal, I., Zaccarini, F., Sadilkar, M. B., Tarkian, M., Thalhammer, O. A. R. and Garuti. G., 2009- The podiform chromitites in the Dagkulu and Kavak mines, Eskisehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data. *Geologica Acta*, Vol: 7, p: 351-362.
- Xiong, F., Yang, J., Robinson, P. T., Xu, X., Liu, Z. and Li, Y., 2015- Origin of podiform chromitite, a new model based on the Luobusa ophiolite, Tibet. *Gondwana Research*, 27, 525- 542.
- Zhou, M. F. and Robinson, P. T., 1994- High-Cr and High-Al chromitites western China: relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle, *International Geological Reviews* 36, 678- 686.
- Zhou, M. F. and Robinson, P. T., 1997- Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology* 92, 259-262.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J. and Edwards, S. J., 2005- REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Journal of Petrology* 46, 615- 639.
- Zhou, M. F., Robinson, P. T., Malpas, J., Aitchison, J., Sun, M., Bai, W. J., Hu, X. F. and Yang, J. S., 2001- Melt–mantle interaction and melt evolution in the Sartohay high-Al chromite deposits of the Dalabute ophiolite (NW China). *Journal of Asian Earth Sciences* 19, 517- 534.

Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Forumad ophiolite, NW Sabzevar, NE Iran

M. Heidari¹, Gh. Ghorbani^{2*} and H. Shafaii Moghadam²

¹M.Sc., School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

²Associate Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

Received: 2017 July 31

Accepted: 2018 April 15

Abstract

Forumad area is located in NW of Sabzevar, in NE of central Iran structural zone and in western part of Sabzevar ophiolite suite. The mantle section of Forumad ophiolite consists mainly of harzburgites, dunites, pyroxenitic dikes and chromititic lenses that contain brown to black Cr-spinels. The content of Cr₂O₃ and Al₂O₃ of Cr-spinels in harzburgites are between 32.6-53.1 and 15.6-34.8 wt%, respectively, and their Cr# ($[100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})]$ atomic ratio) is between 39- 69%. Relationship between Cr# of Cr-spinels and Fo of coexisting olivine (Fo=91-92%), and orthopyroxene and low contents of TiO₂ (<0.06 wt%) indicating that harzburgites fall within the olivine-spinel mantle array (OSMA), and plot in abyssal and forearc peridotites fields and are residual of moderate degrees of partial melting (about 15 to 26%) from moderately depleted mantle. But, the content of Cr# in Cr-spinels of dunites, chromitites and pyroxenites are high (between 81-.85%), and associated to boninitic melts and indicate that formed by high degrees of partial melting. Consequently, minerals chemistry of Cr-spinel, clinopyroxene, orthopyroxene and olivine of mantle section from Forumad ophiolite indicate that genesis of this ophiolite have been involved in a supra-subduction zone, and developed as a result of northward subduction of the sea/ocean of the Neo-Tethys in response to the convergence between the Central-east Iranian microcontinent and Alborz (Turan) plates.

Keywords: Spinel, Abyssal, Boninite, Peridotite, Supra-subduction, Sabzevar.

For Persian Version see pages 59 to 70

*Corresponding author: Gh. Ghorbani; E-mail: ghorbani@du.ac.ir