

# تعیین منشأ پریدوتیت‌های میزبان کانسارهای کرومیت بر اساس داده‌های کانی‌شناسی در افیولیت نیریز، منطقه آباده‌طشک، استان فارس

محمدعلی رجب‌زاده

استادیار بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

تیمور نظری دهکردی

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

تاریخ دریافت: ۹۰/۳/۱۶ تاریخ پذیرش: ۹۰/۹/۱

rajabzad@susc.ac.ir

## چکیده

افیولیت نیریز در منطقه آباده‌طشک عمدتاً از سنگ‌های اولترامافیک (لرزلولیت، هارزبورژیت و دونیت) باقیمانده از ذوب‌بخشی گوشته فوقانی تشکیل شده است. افزایش درجه ذوب‌بخشی به ترتیب از سنگ لرزلولیت به سمت هارزبورژیت و سپس دونیت به وسیله ترکیب مودال کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان داده می‌شود. تغییرات در مودال کانی‌شناسی سنگ‌های میزبان کانسارهای کرومیت با تغییر در ترکیب شیمیایی کانی‌های اولیوین و اسپینل در سنگ‌های میزبان متناسب می‌باشد. میزان Fo اولیوین از لرزلولیت (۹۰/۷۹-۹۱/۵) به سمت هارزبورژیت (۹۱/۲۳-۹۱/۵۶) و دونیت (۹۱/۷۵-۹۴/۶۸) افزایش می‌یابد. این تغییر شیمیایی به موازات افزایش میزان Cr# (از ۵۶/۳۴ در لرزلولیت به ۷۹/۳۶ در دونیت) و کاهش Mg# (از ۴۱/۰۵ در لرزلولیت به ۳۲/۵۶ در دونیت) در اسپینل‌های همان سنگ‌ها است. مقادیر Mg#, Cr# و  $Al_2O_3$  در ترکیب کانی‌های اسپینل کروم‌دار سنگ‌های پریدوتیتی نشانگر تشکیل مجموعه افیولیتی در یک حوضه پیش‌کمانی (Forearc) بر روی منطقه فرورانش (subduction zone) می‌باشد.

**کلمات کلیدی:** پریدوتیت، کرومیت، کانی‌شناسی، افیولیت، نیریز.

## مقدمه

مجموعه افیولیتی نیریز در منطقه آباده‌طشک عمدتاً از سنگ‌های اولترامافیک دیرگداز باقیمانده گوشته فوقانی تشکیل شده است. در این منطقه، گسترش سنگ‌های اولترامافیک بخش پوسته‌ای محدود بوده و شامل دونیت و مقادیر کمی ولریت می‌باشد و اثری از سنگ‌های گابرویی و دایک‌های ورقه‌ای دیده نمی‌شود. توده‌های افیولیتی در چهار بخش اصلی مجزا، در منطقه‌ای به وسعت ۱۵۰ کیلومتر مربع بین طول‌های جغرافیایی ۵۵° ۴۵' و ۵۳° ۴۵' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۵۵° ۲۹' و ۴۵° ۲۹' شمالی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین-شناسی آباده‌طشک (انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور) رخنمون دارند (Rajabzadeh, 1998). در این مقاله از ترکیب شیمیایی کانی‌های اولیوین و اسپینل‌های کروم‌دار به همراه ویژگی‌های سنگ‌شناختی سنگ‌های پریدوتیتی گوشته‌ای میزبان کانسارهای کرومیت، در تعیین جایگاه ژئوتکتونیک مجموعه افیولیتی استفاده شده است.

مطالعات جدید نشان می‌دهند مجموعه‌های افیولیتی در جایگاه‌های متفاوت ژئوتکتونیک تشکیل می‌گردند (Morishita et al., 2007; Dare et al., 2009). مطالعه واحدهای مختلف سنگی متعلق به گوشته فوقانی در مجموعه‌های افیولیتی، جهت ارزیابی فرآیندهای موثر در تشکیل مجموعه افیولیتی و شناخت موقعیت ژئوتکتونیک آنها اهمیت فراوانی دارد. با وجود پیچیدگی فراوان ویژگی‌های زمین‌شناسی این سنگ‌ها، داده‌های کانی‌شناختی و سنگ‌شناختی پریدوتیت‌های گوشته‌ای در تعیین جایگاه ژئوتکتونیک مجموعه‌های افیولیتی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشند (Ahmed et al., 2005; Uysal et al., 2007; Caran et al., 2010; Gonzalez-Jimenez et al., 2011).

## جایگاه زمین شناسی و شواهد صحرایی

مجموعه افیولیتی نریز در منطقه آباده طشک در شرق شهرستان ارسنجان و در فاصله ۱۸۰ کیلومتری شمال شرقی شیراز، در امتداد روراندگی اصلی زاگرس به صورت بقایای نبرجای پوسته اقیانوسی نئوتتیس بر روی لبه شمالی پلاتفرم عربی جایگیری شده است (Sarkarnejad, 1985). این مجموعه افیولیتی در منطقه مورد مطالعه، دربرگیرنده سری کامل مجموعه‌های افیولیتی نمی‌باشد و عمدتاً از سنگ‌های پریدوتیتی (هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت) متعلق به گوشته فوقانی با ساخت فولیاسیون تشکیل شده است. به سمت بخش‌های فوقانی ستون افیولیتی میزان سنگ‌های دونیت فراوان تر شده و همراه با آنها سنگ‌های کرومیتیت و اورتوپروکسنیت با ضخامت‌های متفاوت نیز ظاهر می‌شوند. سنگ‌های اورتوپروکسنیتی و کرومیتیتی در اشکال عدسی، تخت، رگه‌ای و لایه‌ای غالباً درون سنگ‌های پریدوتیتی قرار می‌گیرند. کانسارهای کرومیت اغلب درون غلافی از سنگ‌های دونیتی با کنتاکت مشخص قرار گرفته‌اند و بدینوسیله از سنگ‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی جدا می‌شوند. اندازه ذخایر کرومیت بسیار متفاوت است بطوریکه تناژ آنها بین ۲۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ تن متغیر بوده و به نظر می‌رسد رابطه منظمی بین اندازه نهشته‌های معدنی با ضخامت سنگ‌های دونیتی میزان وجود ندارد. این ذخایر به صورت نیمه‌هم‌شیب (subconcordant) نسبت به فولیاسیون سنگ‌های دربرگیرنده با امتداد ۱۴۵-۱۶۰ درجه و شیب ۴۵-۷۰ درجه به سمت جنوب‌غرب جایگیری شده‌اند.

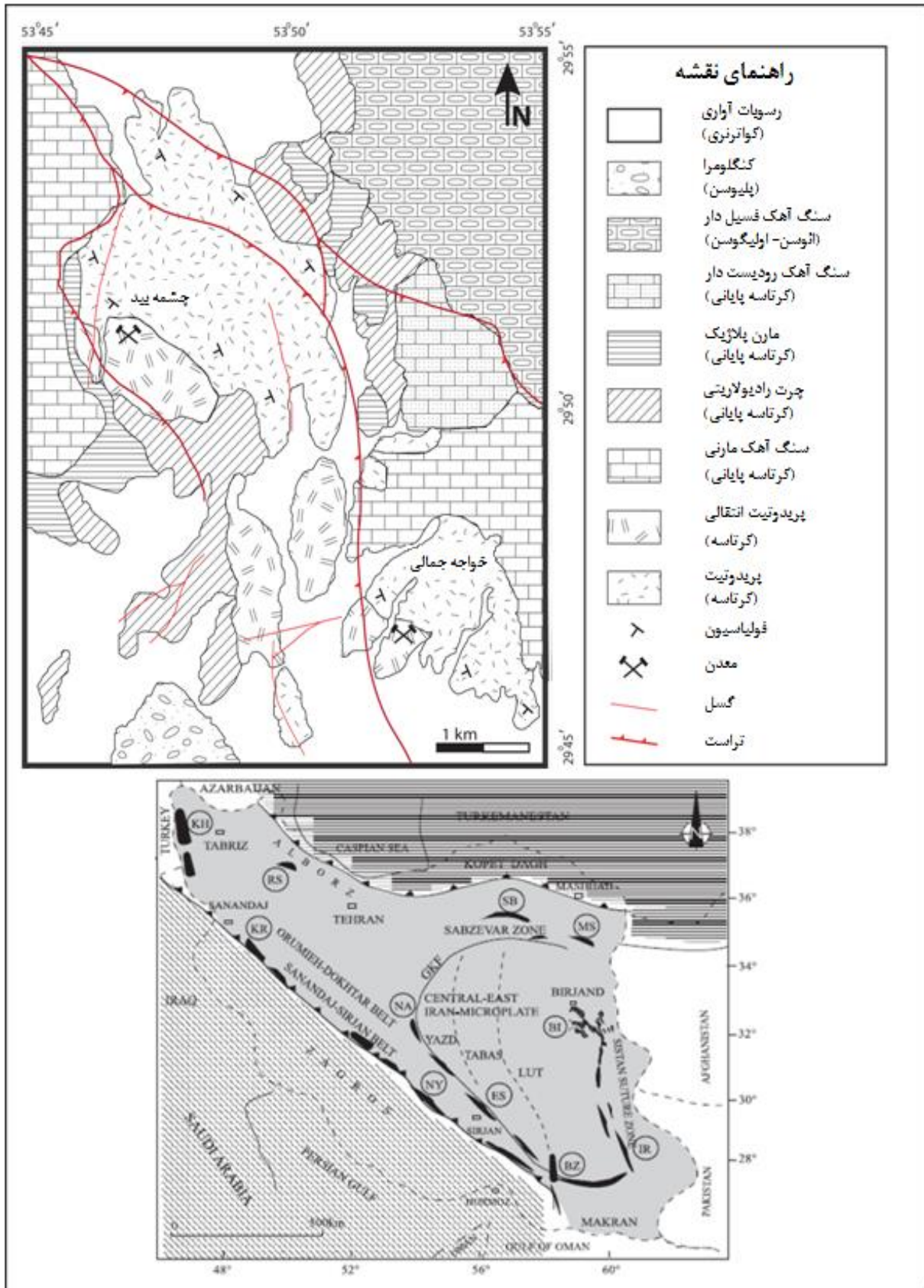
بخش پوسته‌ای افیولیت بسیار محدود و شامل مقادیر کمی از سنگ‌های اولترامافیک دونیت و ورلیت می‌شود که در بخش غربی مجموعه افیولیتی قرار می‌گیرند. ذخایر کوچکی از کرومیت با بافت افشان (disseminated) همراه با سنگ‌های دونیتی با بافت انباشته‌ای (cumulate) در امتداد لایه‌های مشخصی از سنگ میزان مشاهده می‌شود (Rajabzadeh, 1998). با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ‌های دونیتی در سه شکل متفاوت یافت می‌شوند: الف) دونیت‌هایی که در بخش‌های زیرین ستون افیولیتی دیده می‌شوند و دارای مرز تدریجی با سنگ‌های هارزبورژیتی هستند. ب) دونیت‌هایی که به صورت هاله‌هایی ذخایر معدنی کرومیت را احاطه کرده‌اند و در بخش‌های فوقانی سری افیولیتی دیده می‌شوند و ج) دونیت‌های با بافت انباشته‌ای که در قسمت‌های زیرین بخش پوسته‌ای مشاهده می‌شوند. سنگ‌های بازیک در منطقه محدود به رخنمون‌های کوچکی از سنگ‌های بازالتی بالشی دگرسان‌شده در حاشیه سنگ‌های پریدوتیتی و نیز دایک‌های دیابازی می‌شوند که تمام مجموعه افیولیتی را قطع کرده‌اند. اثری از سنگ‌های گابرویی و دایک‌های ورقه‌ای دیده نمی‌شود. مجموعه آمیزه رنگین شامل سنگ‌های سیلیسی رادیولاریتی، توربیدیتی و آهک‌های پلاژیک می‌باشند که در بخش جنوبی مجموعه افیولیتی دارای گسترش فراوان تری هستند. این مجموعه با مرزهای گسلی در مجاورت توده‌های اولترامافیک افیولیتی قرار می‌گیرد. در غرب منطقه مورد مطالعه،

ساختارهای تکتونیکی نشانگر روراندگی مجموعه افیولیتی بر روی تشکیلات رسوبی گروه بنگستان به سن آلبین- کامپانین (کوه دالشنین) و در شرق منطقه، مجموعه افیولیتی به وسیله سازند تاربور به سن ماستریشتین به شکل هم‌شیب پوشیده شده است که نشانگر جایگیری این مجموعه در پایان کرتاسه بالایی می‌باشد (Desmons and Beccalua, 1983; Knipper et al., 1986; Nadimi, 2003). سازند تاربور بطور ناپوسته به وسیله سازند جهرم به سن پالوسن- میوسن (روشن‌کوه) پوشیده می‌شود که دارای گسترش فراوانی در بخش شرقی و شمال شرقی محدوده مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱).

## روش تحقیق

به منظور انجام مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی از سنگ‌های پریدوتیتی میزان کانسارهای کرومیت، در رخنمون‌های سطحی در امتداد شمالی- جنوبی و عمود بر نهشته‌های معدنی بطوریکه کل مجموعه افیولیتی را قطع می‌نمود و همچنین از محل کنتاکت ماده معدنی با سنگ میزان تا فاصله ۳۰۰ متری در درون تونل شماره ۹ کارگاه چشمه‌بید اقدام به نمونه‌برداری هدفمند گردید. نمونه‌برداری بر اساس اهمیت واحدهای سنگی در مسیرهای پیمایش، تغییرات سنگ‌شناختی و نمونه‌های با کمترین دگرسانی صورت گرفت. از میان بیش از ۱۰۰ نمونه تعداد ۴۰ نمونه شاخص و غیرتکراری انتخاب و از آنها مقاطع نازک تهیه گردید. مطالعات سنگ‌شناسی با هدف تعیین بافت و مودال کانی‌شناسی سنگ‌های پریدوتیتی با استفاده از روش‌های متداول میکروسکوپ انکساری انجام گرفت.

تجزیه شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ با استفاده از تجزیه دستگاهی به روش الکترون میکروپروب در دانشگاه ناسی کشور فرانسه انجام شد. دستگاه مورد استفاده از نوع CAMEBAX SX50 با چهار کانال تجزیه‌ای است. در این بخش تعداد ۳۵ مقطع مناسب با کمترین دگرسانی انتخاب و سپس جهت آماده‌سازی برای تجزیه دستگاهی به وسیله لایه‌ای از کربن پوشیده شدند. شرایط دستگاهی برای تجزیه کمی کانی‌ها شامل: ولتاژ ۲۰ کیلوولت، شدت جریان ۱۰ نانوآمپر، قطر اشعه الکترونی ۱ میکرون، زمان اندازه‌گیری به ترتیب ۸ و ۴ ثانیه در نقطه حداکثر و مقدار زمینه بوده است. داده‌های اولیه به منظور اصلاح خطای زمینه به روش PAP تصحیح شده‌اند (Pouchou and Pichoir 1984, 1991). کالیبراسیون دستگاه با مواد استاندارد طبیعی و مصنوعی انجام پذیرفته است. برای این منظور از آلبیت (برای Al و Na)، اولیون (برای Mg)، اورتوکلاز (برای Si و K)، ولاستونیت (برای Ca)، هماتیت (برای Fe)، MnTiO<sub>3</sub> (برای Mn و Ti)، Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (برای Cr)، NiO (برای Ni)، ZnO (برای Zn) و V فلزی (برای V) استفاده شده است. برای محاسبه میزان FeO و Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> از آهن کلی بدست آمده در داده‌های شیمیایی مربوط به کانی-های اسپینل کروم‌دار، با احتساب ترکیب استوکیومتری روش (1967) Carmaichael بکار برده شده است. از Ka در اندازه‌گیری طیف‌های اشعه X برای تمامی عناصر استفاده شده است.



شکل ۱. نقشه ساده شده زمین شناسی افیولیت نیریز در منطقه آباده طشک (اقتباس شده از Rajabzadeh, 1998). موقعیت قرارگیری افیولیت نیریز (NY) بر روی نقشه ساختاری ایران مشخص شده است (اقتباس شده از Babazadeh and De Wever, 2004).

## سنگ شناسی

سنگ اورتوپروکسنیت از ۳-۰ درصد اولیوین، بیشتر از ۹۵ درصد اورتوپروکسن، ۲-۰ درصد کلینوپروکسن و ۱-۲ درصد اسپینل کروم دار تشکیل شده است. در این سنگ‌ها فولیاسیون دیده نمی‌شود و مرز آنها با سنگ‌های میزبان کاملاً مشخص و ناگهانی است (شکل ۲-ح). اندازه بلورهای اورتوپروکسن در اورتوپروکسنیت بسیار بزرگتر از لرزولیت و هارزبورژیت است، به گونه‌ای که برخی از آنها به ۳۰ میلی متر نیز می‌رسند. با این حال همانند سنگ‌های دربرگیرنده، در این سنگ نیز دگرشکلی شدید به شکل بافت نوارشکنجی در بلورهای اورتوپروکسن مشاهده می‌شود، در عین حال کانی‌ها عمدتاً یک‌شکل و هم‌اندازه بوده و مرز بین بلورها، مستقیم با زاویه تماس سه-تایی ۱۲۰ درجه‌ای می‌باشد که نشانه‌ای از ماگمایی بودن واحدهای اورتوپروکسنیتی است (Berliy et al., 2006) (شکل ۲-ط).

## شیمی کانی‌ها

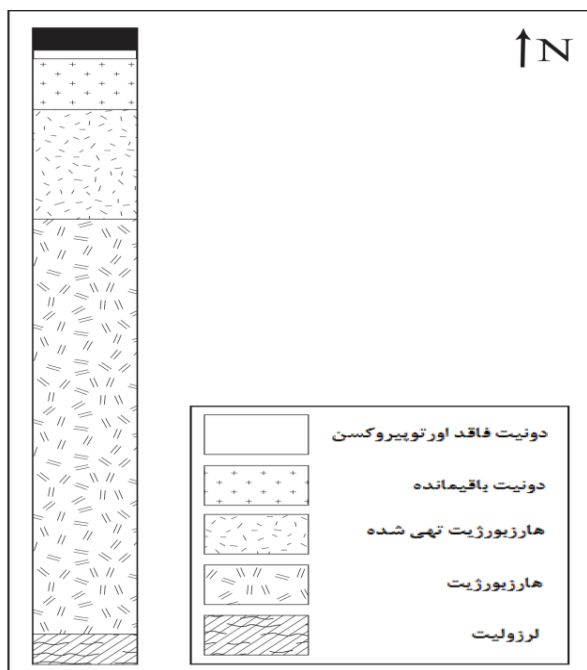
نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های اولیوین سنگ‌های پریدوتیتی جبه‌ای میزبان کانسارهای کرومیت نشان می‌دهد که میزان فورستريت (Fo) به ترتیب در سنگ لرزولیت در محدوده ۹۰/۷۹-۹۱/۵ درصد وزنی، در هارزبورژیت در محدوده ۹۱/۲۳-۹۱/۵۶ درصد وزنی و در دونیت در محدوده ۹۱/۷۵-۹۴/۶۸ درصد وزنی قرار می‌گیرد. این نتایج نشانگر تغییر منظم افزایشی در میزان (Fo) اولیوین به سمت سنگ دونیت دیرگاز با مرز تدریجی در مجموعه افیولیتی است. میزان Ni اولیوین ناچیز بوده و در سنگ‌های دونیتی به بیشترین مقدار خود (۰/۱۲ درصد وزنی) می‌رسد. مقادیر عناصر زودگازتر نظیر Ca, Al, Mn و Ti نیز بسیار ناچیز بوده و در محدوده صفر تا ۰/۰۳ درصد وزنی متغیر می‌باشد (جدول ۱). ترکیب شیمیایی کانی‌های پروکسن نشان می‌دهد که این کانی‌ها در محدوده انستاتیت-برونزیت (به طور متوسط  $En=90/97$ ) قرار دارند (به جز نمونه 2-A که کلینوپروکسن نوع دیوپسید می‌باشد). غلظت  $Al_2O_3$  این کانی‌ها در واحدهای پریدوتیتی مختلف بین محدوده ۰/۴ و ۱/۵ درصد وزنی و غلظت  $Cr_2O_3$  نیز در گستره‌ای بین صفر و ۰/۸ درصد وزنی قرار دارد. غلظت این دو عنصر به سمت سنگ دونیت افزایش می‌یابد. عناصر فرعی دیگر ناچیز بوده و در سنگ‌های مختلف روند تغییر منظمی را نشان نمی‌دهند (جدول ۲).

در سنگ‌های پریدوتیتی، اسپینل کروم‌دار مقاوم‌ترین فاز کانی‌شناختی در مقابل دگرسانی و ذوب‌بخشی به شمار می‌رود (Ahmed et al, 2005; Gonzalez-Jimenez et al., 2011)، از اینرو داده‌های مربوط به ترکیب شیمیایی این کانی جهت تفکیک محیط‌های زمین‌شناسی مجموعه‌های افیولیتی بسیار مورد استفاده قرار می‌گیرد (Mateus, 1999). در سنگ‌های اولترامافیک مورد مطالعه، شکل ظاهری کانی‌های اسپینل کروم‌دار متناسب با بافت‌های سنگ میزبان می‌باشد. در حالتی که سنگ متحمل سرپانتینی شدن وسیع شده باشد کانی اسپینل با حاشیه واکنشی ناشی از اکسیدی شدن (Mukherjee et al., 2010) به صورت تغییر در رنگ در زیر میکروسکوپ مشاهده می‌شود. مقدار  $Cr\# = 100Cr/(Cr+Al)$  در اسپینل‌های سنگ میزبان نیز متناسب با میزان فورستريت (Fo) اولیوین، از لرزولیت به سمت دونیت روندی افزایشی نشان می‌دهد. در اسپینل‌های کروم‌دار سنگ لرزولیت

علی‌رغم دگرسانی ناشی از سرپانتینی شدن سنگ‌های پریدوتیتی با درجات مختلف (بین ۱۰-۹۰ درصد سرپانتین)، مطالعه سنگ‌شناختی بر روی نمونه‌هایی با کمترین دگرسانی صورت گرفته است. سنگ‌های لرزولیتی از کانی‌های اولیوین (۵۵-۷۰ درصد)، اورتوپروکسن (۱۵-۳۰ درصد)، کلینوپروکسن (۵-۱۰ درصد) و اسپینل کروم‌دار (۴-۵ درصد) تشکیل شده‌اند. کانی‌های سیلیکاتی متوسط‌بلور تا درشت‌بلور بوده و اغلب با بافت‌های نوارشکنجی به خصوص در اورتوپروکسن مشخص می‌شوند (شکل ۲-الف). این بافت‌ها در نتیجه خمش و لغزش ناپیوسته در امتداد صفحات لغزشی بلور ایجاد می‌شوند که عمود بر جهت طول‌شدگی کانی‌هاست (Shelly, 1993). کانی‌های اولیوین اغلب بصورت زائده‌های بلوری در کانی‌های مجاور خود نفوذ کرده‌اند که نشانگر تحمل فشار در دمای بالا هستند (شکل ۲-ب). همچنین حضور کلینوپروکسن به صورت تیغه‌های جدایشی (Exolution) در امتداد رخ‌های کانی میزبان اورتوپروکسن ناشی از اختلاط‌ناپذیری دو ترکیب پروکسن در محیط‌های با فشار و دمای بسیار بالا می‌باشد (Papike et al., 1971) (شکل ۲-ج). ساخت فولیاسیون در این سنگ‌ها، حاصل طول‌شدگی کانی اورتوپروکسن و جهت‌یابی کانی اولیوین در امتداد صفحات لغزشی است. هارزبورژیت‌ها فراوان‌ترین سنگ مجموعه افیولیتی در منطقه آباءه-طشک به شمار می‌روند. این سنگ‌ها بر اساس فراوانی کانی‌های پروکسن به دو گروه عمده شامل هارزبورژیت‌های معمولی (همگن) و هارزبورژیت‌های تهی‌شده قابل تقسیم می‌باشند. هارزبورژیت‌های معمولی از اولیوین (۵۵-۷۵ درصد)، اورتوپروکسن (۳۰-۳۵ درصد)، کلینوپروکسن (۳-۵ درصد) و اسپینل کروم‌دار (۳-۵ درصد) تشکیل شده‌اند. هارزبورژیت‌های تهی‌شده نیز حاوی اولیوین (۶۰-۸۰ درصد)، اورتوپروکسن (۱۵-۲۰ درصد)، کلینوپروکسن (۱-۳ درصد) و اسپینل کروم‌دار (کمتر از ۲ درصد) می‌باشند. عقیده بر این است که هارزبورژیت محصول افزایش درجه ذوب‌بخشی در جبه فوقانی بوده و از تحول سنگ لرزولیت تشکیل می‌شود (Coleman, 1977). در گذر از مناطق عمیق ستون افیولیتی به سمت بخش‌های فوقانی، میزان سنگ هارزبورژیت تهی‌شده افزایش یافته و از شدت فولیاسیون و دگرذیسی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ کاسته می‌گردد (شکل ۲-د). در این سنگ‌ها، کانی اسپینل اغلب در اشکال کاملاً بی-شکل تا نیمه‌خودشکل دیده می‌شود که هم به صورت بین‌بلورین و هم به صورت میانبار درون بلورهای اولیوین دیده می‌شود (شکل ۲-ه).

در سنگ دونیت، مقدار اولیوین به بیش از ۹۰ درصد افزایش می‌یابد. اورتوپروکسن بین ۱ تا ۸ درصد و اسپینل کروم‌دار بین ۱ تا ۲ درصد در تغییر است. در این سنگ کانی کلینوپروکسن کاملاً حذف شده است. نوارشکنجی شدیدی که در بلورهای اولیوین دیده می‌شود در اثر دگرشکلی پلاستیک، در فشار و دمای بسیار بالا ایجاد شده است (Shelly, 1993) (شکل ۲-و). این سنگ‌ها نشانگر برگراری شدید هستند. شدت سرپانتینی شدن سنگ اغلب بسیار بالاست و معمولاً بلورهای اولیوین کمتر دگرسان شده در زمینه‌ای از کریزوتیل و لیزاردیت قرار دارند (شکل ۲-ز).

معمولی به کمتر از ۱۰ درصد در دونیت کاهش می‌یابد. تغییرات در ترکیب سنگ‌شناختی سنگ‌های پریدوتیتی (از لرزولیت به هارزبورژیت معمولی، هارزبورژیت تهی شده و سپس دونیت) به تشدید فرآیند ذوب‌بخشی نسبت داده می‌شود. با ادامه این فرآیند و واکنش مذاب بازالتی (دایک‌های قطع‌کننده توده افیولیتی) با پریدوتیت‌های مسیر حرکت مذاب، ذخایر کرومیت در مسیر کانال-های عبور مذاب تشکیل می‌شوند (Keleman et al., 1992; Zhou et al., 2001). حضور دایک‌های دیابازی قطع‌کننده توده افیولیتی در فواصل کم از ماده معدنی به این وسیله توضیح داده می‌شود. در این واکنش ترکیبات دیرگداز نظیر اسپینل کروم‌دار نیز پس از کانی‌های کلینوپیروکسن و اورتوپیروکسن وارد مذاب می‌شوند (Arai and Yurimoto, 1994; Zhou et al., 1996). کاهش فراوانی کانی‌های پیروکسن متناسب با تغییر در ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ از لرزولیت به انواع هارزبورژیت و دونیت می‌باشد و نشانگر تداوم ذوب‌بخشی در جبهه فوقانی است (Caran et al., 2010). با توجه به اینکه کانی کلینوپیروکسن اولین فاز است که در جریان ذوب‌بخشی وارد مذاب می‌گردد، میزان این کانی به همراه میزان Fo اولیون در سنگ پریدوتیتی شاهدهی بر درجه ذوب‌بخشی به شمار می‌رود (Dick and Fisher, 1984; Uysal et al., 2007). در این بین، هارزبورژیت تهی شده (کمتر از ۳ درصد کلینوپیروکسن) و دونیت (فاقد کلینوپیروکسن) بیشترین شدت ذوب‌بخشی را تجربه کرده‌اند.



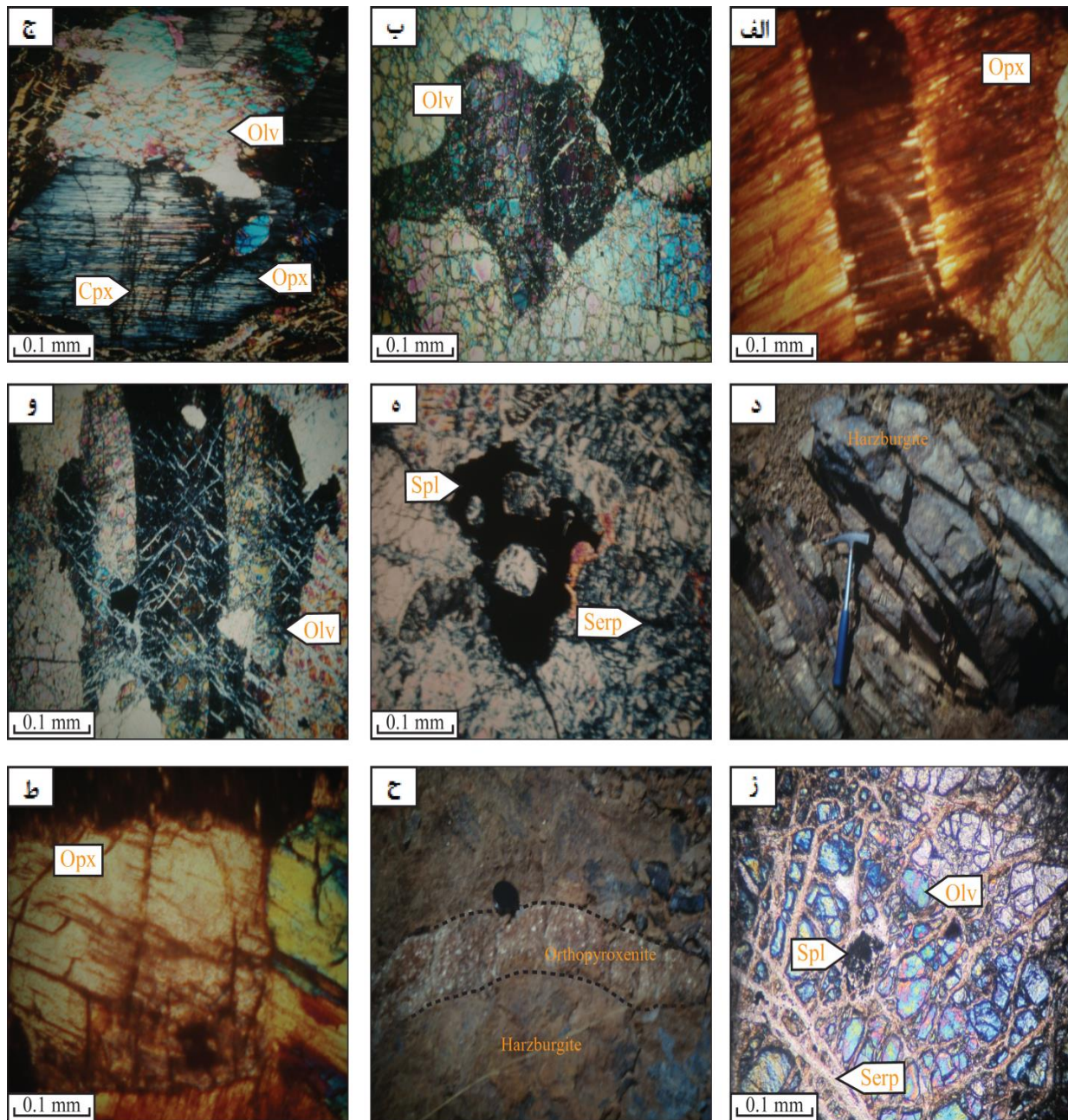
شکل ۳. تغییرات سنگ‌شناختی در ستون افیولیتی در داخل تونل ۹ کارگاه چشمه‌بید (تغییرات سنگ‌شناسی در ستونی به طول ۳۰۰ متر اندازه‌گیری شده است).

مقدار Cr# بین ۵۶/۳۴ و ۶۷/۲۷، در سنگ هارزبورژیت بین ۶۰/۵۶ و ۷۳/۴۵ و در سنگ دونیت بین ۷۴/۳۴ و ۷۹/۳۶ متغیر است. تغییرات میزان  $Mg\# = 100Mg/(Mg+Fe^{2+})$  در کانی‌های اسپینل کروم‌دار از الگوی فوق تبعیت نمی‌کند. در اسپینل‌های موجود در سنگ لرزولیت میزان  $Mg\#$  بین ۴۱/۰۵ و ۶۱/۷۱، در سنگ هارزبورژیت بین ۴۸/۱۳ و ۶۷/۶۷ و در سنگ دونیت بین ۳۲/۵۶ و ۴۹/۰۹ تغییر می‌کند که نشانگر کاهش از سنگ لرزولیت به سمت سنگ دونیت است. غلظت عناصری نظیر V, Mn, Zn, Ni ناچیز بوده و در سنگ‌های مختلف نسبتاً ثابت می‌باشد (جدول ۳).

## بحث

سنگ‌های پریدوتیتی گوشته‌ای در بخش‌های زیرین مجموعه افیولیتی نیز در منطقه آباده‌طشک عمدتاً از هارزبورژیت معمولی با مقادیر کمتری از سنگ‌های لرزولیتی و دونیتی با مرزهای تدریجی تشکیل شده است. با صعود به مناطق فوقانی، سنگ‌های هارزبورژیتی از کانی‌های پیروکسن تهی شده و به میزان سنگ‌های دونیتی افزوده می‌شود. این تغییرات کانی‌شناختی با کاهش شدت ساخت‌های دگرذیسی حرارت و فشار بالا نظیر فولیاسیون در سنگ‌ها همراه می‌باشد. در بخش‌های فوقانی ستون افیولیتی کانسارهای کرومیت همراه با هاله‌هایی از سنگ دونیت و سنگ‌های پیروکسنیتی در مجموعه افیولیتی جایگیری شده‌اند. این بخش از افیولیت را که نشانگر حضور سنگ‌هایی با بافت ماگمایی در کنار هارزبورژیت‌های معمولی است و در زیر سنگ‌های اولترامافیک پوسته‌ای با بافت انباشته‌ای (دونیت و ولت) قرار می‌گیرند را می‌توان زون انتقالی نامید. وجود تغییرات مکرر و نامنظم سنگ‌شناسی مهم‌ترین ویژگی زون انتقالی است.

مطالعه سنگ‌شناسی نمونه‌های پریدوتیتی در افق‌های فوقانی ستون افیولیتی نشان می‌دهد که کانسارهای کرومیت و سنگ‌های دونیتی میزبان آنها با فاصله‌گرفتن از ماده معدنی به ترتیب به دونیت‌های اورتوپیروکسن‌دار، هارزبورژیت تهی شده، هارزبورژیت معمولی و سپس لرزولیت منتهی می‌شوند (شکل ۳). به عبارت دیگر در گذر از سنگ لرزولیت به هارزبورژیت معمولی، هارزبورژیت تهی شده و سپس دونیت، میزان کانی‌های کلینوپیروکسن و اسپینل کروم‌دار به ترتیب از ۵-۱۰ درصد کلینوپیروکسن و ۴-۵ درصد اسپینل در لرزولیت در نهایت به صفر درصد کلینوپیروکسن و کمتر از ۲ درصد اسپینل در دونیت کاهش می‌یابد. همچنین از هارزبورژیت معمولی به سمت هارزبورژیت تهی شده و سپس دونیت میزان کانی اورتوپیروکسن از ۳۰-۳۵ در هارزبورژیت



شکل ۲. الف: بافت نوارشکنجی در کانی اورتوپیروکسن، ب: زائده‌های اولیوین نفوذ کرده درون کانی‌های مجاور، ج: تیغه‌های جدایشی کلینوپیروکسن درون اورتوپیروکسن، د: ساخت فولیاسیون در سنگ هارزبورژیت، ه: کانی آمیبی شکل اسپینل درون سرپانتین در هارزبورژیت، و: بافت نوارشکنجی در کانی اولیوین، ز: کانی‌های اولیوین در زمینه‌ای از سرپانتین، ح: دایک اورتوپیروکسنیت درون سنگ هارزبورژیت، ط: مرزهای مستقیم با زاویه سه‌گانه ۱۲۰ درجه بین کانی‌های پیروکسن.

جدول ۱. ترکیب شیمیایی اولیون در سنگ‌های مختلف پریدوتیتی افیولیت نیریز در منطقه آباده‌طشک (نمونه‌های منتخب).

Sample No.	لرزولیت			هارزبورژیت				دونیت دیرگداز							
	1-A	2-A	4-A	7-B	8-B	9-B	10-B	14-C	15-C	17-C	18-C	19-C	21-C	22-C	23-C
SiO <sub>2</sub>	۴۲.۰۵	۳۸.۹۹	۴۱.۲۶	۴۲.۶۳	۴۲.۳۷	۴۰.۱۹	۴۱.۸۶	۴۱.۹۹	۴۲.۳۷	۴۰.۸۱	۴۱.۶۷	۴۱.۱۵	۴۰.۷۲	۳۸.۸۴	۴۱.۹۹
TiO <sub>2</sub>	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰	۰.۰۴	۰	۰.۱	۰	۰.۰۲	۰.۰۲	۰	۰	۰.۰۲	۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰	۰.۰۲	۰.۱۹	۰	۰	۰.۰۳	۰	۰	۰	۰	۰.۰۳	۰	۰	۰	۰
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰	۰	۰.۵۹	۰.۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۱۷	۰	۰	۰
FeO	۸.۴۴	۸.۴۴	۹.۰۸	۸.۴۱	۸.۰۵	۸.۵۵	۸.۵۴	۵.۳۶	۸.۰۵	۸.۳۶	۷.۸۳	۷.۸۹	۸.۶۶	۸	۵.۸۳
MnO	۰.۰۱	۰	۰.۰۴	۰.۱۳	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۱۱	۰	۰.۰۹	۰	۰.۱	۰	۰.۱۳	۰.۱۳	۰
MgO	۴۷.۶۳	۵۰.۹۷	۵۰.۲۱	۵۰.۸۹	۵۰.۲۷	۴۹.۹	۵۰.۴۵	۵۳.۵۲	۵۰.۲۷	۵۱.۵۳	۵۰.۵۲	۵۱.۷	۵۲.۷۳	۵۵.۴۵	۴۹.۷۳
CaO	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۱۲	۰	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۸	۰.۰۸	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۱۳	۰	۰.۰۶
NiO	۰.۲۸	۰.۳۵	۰.۴۲	۰.۴۲	۰.۴۷	۰.۵۷	۰.۴۶	۰.۶۶	۰.۴۷	۰.۴	۰.۲۷	۰.۳۴	۰.۳۱	۰.۳۸	۰.۵۱
Total	۹۸.۴۸	۹۸.۷۴	۱۰۱.۹	۱۰۲.۵	۱۰۱.۲۷	۹۹.۳۵	۱۰۱.۵	۱۰۱.۷۲	۱۰۱.۲۷	۱۰۱.۰۴	۱۰۰.۵۶	۱۰۱.۶۹	۱۰۲.۶۸	۹۸.۸۱	۹۸.۱۳
Si	۱.۰۳۵	۰.۹۶۷	۰.۹۹۱	۱.۰۱۱	۱.۰۱۵	۰.۹۸۹	۱.۰۰۵	۰.۹۹۴	۱.۰۱۵	۰.۹۸۵	۱.۰۰۶	۰.۹۹۳	۰.۹۷۱	۰.۸۷۴	۱.۰۲۷
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۰۱	۰	۰.۰۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۰۱	۰	۰.۰۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Cr	۰	۰	۰.۰۱۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۰۳	۰	۰	۰
Fe <sup>2+</sup>	۰.۱۷۴	۰.۱۷۵	۰.۱۸۲	۰.۱۶۷	۰.۱۶۱	۰.۱۷۶	۰.۱۷۱	۰.۱۰۶	۰.۱۶۱	۰.۱۶۷	۰.۱۵۹	۰.۱۵۸	۰.۱۷۳	۰.۱۶۸	۰.۱۱۹
Mn	۰	۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰	۰.۰۰۲	۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰
Mg	۱.۷۴۸	۱.۸۸۴	۱.۷۹۸	۱.۷۹۹	۱.۷۹۶	۱.۸۳۱	۱.۸۰۵	۱.۸۸۸	۱.۷۹۶	۱.۸۵۴	۱.۸۱۸	۱.۸۴۳	۱.۸۷۴	۲.۰۷۳	۱.۸۱۴
Ca	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰	۰.۰۰۱	۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰	۰.۰۰۲
Ni	۰.۰۰۶	۰.۰۰۵	۰.۰۰۸	۰.۰۰۸	۰.۰۰۹	۰.۰۱۱	۰.۰۰۹	۰.۰۱۲	۰.۰۰۹	۰.۰۰۸	۰.۰۰۵	۰.۰۰۷	۰.۰۰۶	۰.۰۰۸	۰.۰۱
Total	۲.۹۶۵	۳.۰۳۳	۲.۹۹۵	۲.۹۹۸	۲.۹۸۴	۳.۰۱	۲.۹۹۵	۳.۰۰۶	۲.۹۸۴	۳.۰۱۵	۲.۹۹۳	۳.۰۰۶	۳.۰۲۹	۳.۱۲۶	۲.۹۷۲
Fa(Fe <sup>2+</sup> )	۹.۰۵	۸.۵	۹.۲۱	۸.۴۸	۸.۲۴	۸.۷۷	۸.۶۷	۵.۳۲	۸.۲۴	۸.۳۵	۸.۰۵	۷.۸۹	۸.۴۴	۷.۴۹	۶.۱۷
Fo(Mg)	۹۰.۹۵	۹۱.۵	۹۰.۷۹	۹۱.۵۲	۹۱.۵۶	۹۱.۲۳	۹۱.۳۳	۹۴.۶۸	۹۱.۷۶	۹۱.۷۵	۹۱.۸۵	۹۲.۱۱	۹۱.۹۵	۹۲.۵۱	۹۳.۸۳

جدول ۲. ترکیب شیمیایی پیروکسن در سنگ‌های مختلف پریدوتیتی افیولیت نیریز در منطقه آباده‌طشک (نمونه‌های منتخب).

Sample No.	لرزولیت			هارزبورژیت		دونیت دیرگداز					
	1-A	2-A	4-A	7-B	8-B	15-C	17-C	18-C	19-C	21-C	22-C
SiO <sub>2</sub>	۵۷.۶۴	۵۲.۷۳	۵۶.۹۲	۵۸.۲۲	۵۸.۳۱	۵۷.۸۳	۵۷.۷	۵۸.۴۹	۵۷.۷۲	۵۵.۵۶	۵۸.۴۴
TiO <sub>2</sub>	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۲	۰	۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰.۱۸	۱.۵	۰.۰۲	۰.۹۳	۱	۰.۷۳	۰.۹۸	۰.۵	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۸۱
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰.۰۱	۰.۸	۰	۰.۳۳	۰.۴	۰.۲۷	۰.۴	۰	۰	۰	۰.۴۶
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰	۲.۳۶	۰.۹۳	۰	۰.۰	۱.۱۵	۰	۰.۲۱	۱.۷۹	۲.۷	۰
FeO	۷.۶۲	۰.۷۲	۵.۹۴	۵.۵۱	۵.۵۴	۴.۶۳	۵.۹۲	۵.۶۹	۳.۸۲	۴.۱۴	۵.۶
MnO	۰	۰.۰۶	۰.۱۷	۰.۱۴	۰.۰۵	۰.۲۱	۰	۰.۰۸	۰.۳۱	۰.۰۶	۰.۲
MgO	۳۳.۹۳	۱۷.۵۴	۳۴.۶	۳۳.۷۳	۳۴.۰۳	۳۵.۴۶	۳۴.۲۴	۳۵.۶۴	۳۶.۲۶	۳۴.۷۸	۳۴.۳۴
CaO	۰	۲۴.۰۱	۰.۰۷	۰.۹	۱.۱۵	۰.۸۴	۰.۹۸	۰.۴۲	۰.۱۵	۰.۱۷	۰.۷۶
Na <sub>2</sub> O	۰.۰۲	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۲	۰.۲۴	۰	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۱	۰	۰
K <sub>2</sub> O	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۱	۰	۰	۰.۰۱	۰	۰.۰۱
Total	۹۹.۴	۹۹.۷۹	۹۸.۶۹	۹۹.۹۶	۱۰۰.۷۷	۱۰۱.۱۳	۱۰۰.۲۷	۱۰۱.۰۵	۱۰۰.۱۳	۹۷.۴۵	۱۰۰.۶۲
Si	۲.۰۰۴	۱.۹۲۵	۱.۹۸۹	۲	۱.۹۹	۱.۹۶۷	۱.۹۸۲	۱.۹۹۸	۱.۹۷۶	۱.۹۶۴	۱.۹۹۵
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۰۱	۰	۰
Al iv	۰	۰.۰۶۵	۰.۰۰۱	۰	۰.۰۰۱	۰.۰۲۹	۰.۰۱۸	۰.۰۱۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۵
Al vi	۰.۰۰۷	۰	۰	۰.۰۳۸	۰.۰۱۳	۰	۰.۰۲۱	۰.۰۰۸	۰	۰	۰.۰۳۸
Cr	۰	۰.۰۳۳	۰	۰.۰۰۹	۰.۰۱۱	۰.۰۰۷	۰.۰۱۱	۰	۰	۰	۰.۰۱۲
Fe <sup>3+</sup>	۰	۰.۰۶۵	۰.۰۲۴	۰	۰	۰.۰۲۹	۰	۰.۰۰۵	۰.۰۴۶	۰.۰۷۲	۰
Fe <sup>2+</sup>	۰.۲۲۲	۰.۰۲۲	۰.۱۷۳	۰.۱۵۸	۰.۱۵۸	۰.۱۳۲	۰.۱۷	۰.۱۶۲	۰.۱۰۹	۰.۱۲۲	۰.۱۶
Mn	۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۵	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲	۰.۰۰۶	۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۹	۰.۰۰۲	۰.۰۰۶
Mg	۱.۷۵۸	۰.۹۵۵	۱.۸۰۲	۱.۳۷۲	۱.۳۳۲	۱.۷۹۸	۱.۷۵۳	۱.۸۰۶	۱.۸۵۱	۱.۸۳۲	۱.۷۴۸
Ca	۰	۰.۹۳۹	۰.۰۰۳	۰.۰۳۳	۰.۰۴۲	۰.۰۳۱	۰.۰۳۶	۰.۰۱۵	۰.۰۰۶	۰.۰۰۶	۰.۰۲۸
Na	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۱۳	۰.۰۱۶	۰	۰.۰۰۲	۰.۰۰۱	۰.۰۰۱	۰	۰
K	۰	۰	۰	۰	۰.۰۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Total	۳.۹۹۳	۴	۴	۳.۹۸۳	۳.۹۹۳	۴	۳.۹۹۴	۴	۴	۴	۳.۹۸۲
Fa	۱۱.۱۹	۱.۱۵	۸.۷۷	۸.۲۵	۸.۱۹	۶.۷۲	۸.۶۸	۸.۱۶	۵.۵۶	۶.۲۴	۸.۲۷
En	۸۸.۸۱	۴۹.۸۲	۹۱.۱	۹۰.۰۳	۸۹.۶۳	۹۱.۷۲	۸۹.۴۹	۹۱.۰۷	۹۴.۱۶	۹۳.۴۳	۹۰.۳
Wo	۰	۴۹.۰۲	۰.۱۳	۱.۷۲	۲.۱۸	۱.۵۷	۱.۸۳	۰.۷۷	۰.۲۸	۰.۳۳	۱.۴۴

جدول ۳. ترکیب شیمیایی اسپینل کروم دار در سنگ های مختلف پریدوتیتی افیولیت نیریز در منطقه آباده طشک (نمونه های منتخب).

Sample No.	لر زولیت						هارزبورژیت				
	1-A	2-A	3-A	4-A	5-A	6-A	7-B	8-B	9-B	10-B	11-B
SiO <sub>2</sub>	۰.۱	۰.۱۱	۰	۰	۰.۶۶	۰	۰.۰۲	۰.۰۱	۰	۰	۰.۰۱
TiO <sub>2</sub>	۰	۰.۰۴	۰.۰۶	۰.۰۷	۰	۰	۰	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۸	۰.۰۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۷.۱۹	۱۹.۱۱	۲۲.۷۵	۲۲.۸۳	۲۱.۵۵	۲۰.۴۹	۱۹.۰۴	۱۳.۶۴	۱۶.۱۷	۱۶.۲۷	۲۱.۱
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۵۲.۶۵	۵۰.۳	۴۵.۶۹	۴۷.۳۹	۵۰.۷۲	۴۸.۴۴	۵۰.۸۴	۵۶.۲۷	۵۲.۴۱	۵۳.۱۷	۴۸.۳
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰.۱۹	۰.۳۳	۰.۲۶	۰.۰۷	۰.۱۶	۰.۱۸	۰.۳۸	۰.۱۸	۰.۰۶	۰.۱۱	۰.۳
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱.۶۱	۱.۵۹	۱.۳	۰	۰	۱.۹۹	۰.۵۳	۱.۵۱	۳.۹۷	۳.۶	۰.۲۶
FeO	۱۶.۹۴	۱۷.۶۳	۱۴.۸۱	۱۶.۸۶	۱۸.۵۵	۱۸.۱۴	۱۸.۱۲	۱۷.۵۷	۱۲.۸۲	۱۲.۳۲	۱۹.۵۷
MnO	۰.۱۶	۰.۲	۰.۱۷	۰.۲	۰	۰.۲۴	۰.۳۱	۰.۱۴	۰.۲۷	۳.۲۷	۰.۲۴
MgO	۱۱.۷	۱۱.۴۵	۱۳.۳۹	۱۱.۴۴	۷.۲۴	۱۱.۰۷	۱۰.۹	۱۰.۷۳	۱۴.۲۴	۱۴.۴۶	۱۰.۲
ZnO	۰	۰.۱۲	۰.۱۳	۰	۰	۰.۰۹	۰	۰.۰۴	۰	۰	۰
NiO	۰.۱	۰.۱۳	۰.۱۹	۰	۰.۲۳	۰.۱۵	۰.۰۸	۰.۱۸	۰	۰.۰۴	۰.۰۷
Total	۱۰۰.۶۴	۱۰۱.۰۱	۹۹.۷۵	۹۸.۸۶	۹۹.۱۱	۱۰۰.۷۹	۱۰۰.۲۳	۱۰۰.۳	۹۹.۹۸	۱۰۳.۳۲	۱۰۰.۱
Cr	۱.۳۱۲	۱.۲۴۲	۱.۱۰۵	۱.۱۷	۱.۲۷	۱.۱۹۵	۱.۲۶۸	۱.۴۳۷	۱.۲۸۹	۱.۳۱۱	۱.۲۰۱
V	۰.۰۰۵	۰.۰۰۸	۰.۰۰۶	۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۵	۰.۰۱	۰.۰۰۵	۰.۰۰۲	۰.۰۰۳	۰.۰۰۸
Fe <sup>3+</sup>	۰.۰۳۸	۰.۰۳۷	۰.۰۳	۰	۰	۰.۰۴۷	۰.۰۱۳	۰.۰۲۷	۰.۰۹۳	۰.۰۸۴	۰.۰۰۶
Fe <sup>2+</sup>	۰.۴۴۷	۰.۴۶	۰.۳۷۹	۰.۴۴	۰.۴۹۱	۰.۴۷۳	۰.۴۷۸	۰.۴۷۵	۰.۳۳۳	۰.۳۲۱	۰.۵۱۵
Mn	۰.۰۰۴	۰.۰۰۵	۰.۰۰۴	۰.۰۰۵	۰	۰.۰۰۶	۰.۰۰۸	۰.۰۰۴	۰.۰۰۷	۰.۰۰۷	۰.۰۰۶
Mg	۰.۵۵	۰.۵۳۳	۰.۶۱۱	۰.۵۳۳	۰.۳۴۲	۰.۵۱۵	۰.۵۱۲	۰.۵۱۷	۰.۶۶	۰.۶۷۲	۰.۴۷۸
Zn	۰	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰	۰	۰.۰۰۲	۰	۰.۰۰۱	۰	۰	۰
Ni	۰.۰۰۳	۰.۰۰۳	۰.۰۰۵	۰	۰.۰۰۶	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲	۰.۰۰۵	۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰۲
Total	۳.۰۰۱	۲.۹۹۸	۳	۲.۹۹۲	۲.۹۳۹	۳.۰۰۱	۳	۳.۰۰۱	۳	۲.۹۹۹	۲.۹۹۹
Cr #	۶۷.۲۷	۶۳.۸۴	۵۶.۳۴	۵۸.۲	۶۱.۲۲	۶۱.۳۲	۶۴.۱۷	۷۳.۴۵	۶۷.۷	۶۸.۶۸	۶۰.۵۶
Fe <sup>3+</sup> #	۱.۹۲	۱.۸۹	۱.۵	۰	۰	۲.۳۴	۰.۰۶۴	۰.۸۴	۴.۶۶	۴.۲۴	۰.۰۳۱
Mg #	۵۵.۱۱	۵۵.۶۸	۶۱.۷۷	۵۲.۷۷	۴۱.۰۵	۵۲.۱۲	۵۱.۲۵	۵۲.۱۲	۶۶.۴۶	۶۷.۶۷	۴۸.۱۳

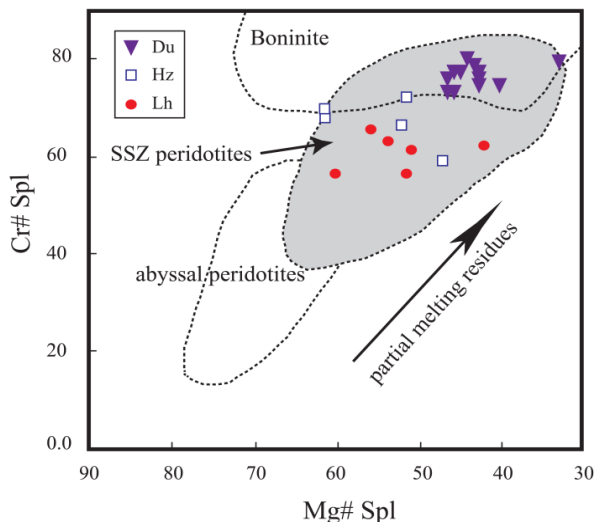
ادامه جدول ۳

## دونیت دیرگداز

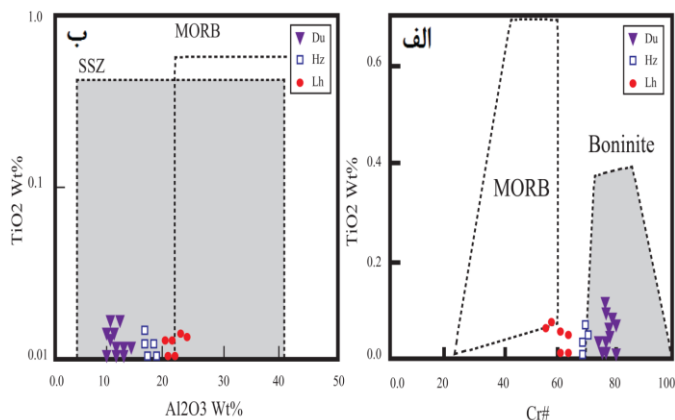
12-C	13-C	14-C	15-C	16-C	17-C	18-C	19-C	20-C	21-C	22-C	23-C	25-C
۰.۳۸	۰.۴۶	۰.۰۸	۰.۲۱	۰.۱۲	۰.۲۲	۰	۰	۰	۰.۰۹	۰.۱	۰.۴۲	۰.۱۴
۰.۰۲	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۰۶	۰	۰.۰۸	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۱	۰.۰۳	۰
۱۳.۰۶	۱۲.۵۴	۱۱.۲۱	۱۰.۹۶	۱۰.۹۷	۱۰.۰۱	۹.۵۸	۱۰.۷	۱۰.۵	۱۰.۹۷	۱۰.۶۵	۱۲.۱۷	۱۲.۷۷
۵۶.۳۷	۵۵.۹۱	۵۵.۱۱	۵۴.۵۹	۵۵.۶۱	۵۵.۰۱	۵۴.۹۲	۵۶.۳۳	۵۵.۵	۵۷.۲۸	۵۲.۵۴	۵۷.۴۹	۵۷.۱۵
۰.۳	۰.۳۶	۰.۱۱	۰.۳۱	۰.۳۳	۰.۱۸	۰.۳۱	۰.۴۹	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۰۷	۰.۲۹	۰.۳۸
۰	۰.۳۵	۳.۹۹	۴.۵۳	۳.۶۵	۶.۰۳	۷.۲۱	۲.۹۹	۲.۷۸	۲.۹۲	۷.۳۹	۰	۰.۲۹
۱۹.۴۳	۱۹.۴۳	۱۹.۷۷	۲۰.۳۵	۱۸.۲۱	۱۸.۷۸	۱۹.۵۲	۲۰.۳۶	۱۹.۶	۱۸.۴۳	۲۰.۹۶	۲۰.۲۵	۱۹.۷۱
۰.۳۱	۰.۱۴	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۴	۰.۲۱	۰.۱۶	۰.۵۵	۰.۵۲	۰.۲۶	۰.۳۳	۰.۱۵	۰.۲۸
۹.۴۷	۹.۶۲	۹.۱	۸.۸۱	۹.۸۷	۹.۷۶	۹.۱۹	۸.۳۵	۸.۳	۹.۸۹	۸.۲۸	۹.۲۶	۹.۳
۰	۰.۲	۰	۰.۰۱	۰	۰	۰.۰۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۱
۰.۱۳	۰	۰	۰.۱۹	۰	۰.۰۵	۰.۱۷	۰.۱۸	۰.۱۴	۰.۰۷	۰.۰۶	۰	۰
۹۹.۴۷	۹۹.۱۲	۹۹.۵۷	۱۰۰.۱۱	۹۹.۲۲	۱۰۰.۲۵	۱۰۱.۱۸	۱۰۰.۳۷	۹۷.۴۸	۹۹.۹۹	۱۰۰.۴۸	۱۰۰.۰۶	۱۰۰.۱۲
۱.۴۶۴	۱.۴۵۸	۰.۴۴۹	۱.۴۳۳	۱.۴۶	۱.۴۴	۱.۴۳۵	۱.۴۹۱	۱.۵	۱.۴۹۳	۱.۳۸۳	۱.۴۹۳	۱.۴۸
۰.۰۰۸	۰.۰۱	۰.۰۰۳	۰.۰۰۷	۰.۰۰۹	۰.۰۰۵	۰.۰۰۸	۰.۰۱۳	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۲	۰.۰۰۸	۰.۰۱
۰	۰.۰۰۹	۰.۱	۰.۱۱۳	۰.۰۹۱	۰.۱۵	۰.۱۷۹	۰.۰۷۵	۰.۰۷۲	۰.۰۷۲	۰.۱۸۵	۰	۰.۰۰۷
۰.۵۳۴	۰.۵۳۶	۰.۵۵	۰.۵۶۵	۰.۵۰۶	۰.۵۱۹	۰.۵۳۹	۰.۵۶۶	۰.۵۶	۰.۵۰۸	۰.۵۸۴	۰.۵۵۶	۰.۹۴
۰.۰۰۹	۰.۰۰۴	۰.۰۰۳	۰.۰۰۲	۰.۰۱۱	۰.۰۰۶	۰.۰۰۵	۰.۰۱۶	۰.۰۱۵	۰.۰۰۷	۰.۰۰۹	۰.۰۰۴	۰.۰۰۸
۰.۴۶۳	۰.۴۷۳	۰.۴۵۱	۰.۴۳۶	۰.۴۸۸	۰.۴۸۱	۰.۴۵۳	۰.۴۱۴	۰.۴۲۳	۰.۴۸۶	۰.۴۱۱	۰.۴۵۳	۰.۴۵۴
۰	۰.۰۰۵	۰	۰	۰	۰	۰.۰۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰.۰۰۳
۰.۰۰۳	۰	۰	۰.۰۰۵	۰	۰.۰۰۱	۰	۰.۰۰۴	۰.۰۰۵	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲	۰	۰
۲.۹۹۹	۳.۰۰۱	۳	۳	۳	۳	۲.۹۹۹	۳	۳.۰۰۱	۲.۹۹۹	۳	۳	۳
۷۴.۳۴	۷۴.۹۵	۷۶.۷۳	۷۶.۹۷	۷۷.۲۸	۷۸.۶۷	۷۹.۳۶	۷۸.۰۵	۷۸	۷۷.۷۹	۷۶.۸	۷۶.۰۱	۷۵.۰۲
۰	۰.۴۴	۵.۰۳	۵.۷۴	۴.۶۱	۷.۵۸	۹.۰۲	۳.۷۷	۳.۵۹	۳.۶۴	۹.۳۲	۰	۰.۳۶
۴۶.۴۳	۴۶.۸۷	۴۵.۰۵	۴۳.۵۵	۴۹.۰۹	۴۸.۱	۴۵.۶۶	۴۲.۲۴	۴۳.۰۳	۴۸.۸۹	۴۱.۳	۴۴.۸۹	۳۲.۵۶



عبور مذاب بازی (در درون هاله‌های دونیتی) می‌گردد (Caran et al., 2010) (شکل ۷). حضور کانی‌های آبداری نظیر آمفیبول به صورت میانبار اولیه در کانی‌های کرومیت این کانسارها شهادی بر حضور مذاب غنی از  $H_2O$  در زمان تشکیل کانسارهای کرومیت است (Rajabzadeh, 1998; Uysal et al., 2005). (a,b).



شکل ۴. ترکیب شیمیایی اسپینل‌های کروم‌دار در پریدوتیت‌های منطقه آبداده‌طشک بر روی نمودار Cr# در مقابل Mg# (اقتباس شده از Uysal et al., 2007).



شکل ۵. ترکیب شیمیایی کانی‌های اسپینل، الف: در نمودار  $TiO_2$  در مقابل Cr# و ب: در نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  (اقتباس شده از Uysal et al., 2009).

در داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی کانی اسپینل کروم‌دار، میزان Cr# اسپینل سنگ‌های پریدوتیتی، شاخص مناسبی برای تعیین درجه ذوب‌بخشی در جبهه فوقانی است. اسپینل در پریدوتیت‌هایی که درجات بالایی از ذوب‌بخشی و جدایش مذاب را طی کرده باشند دارای بالایی خواهد بود (Dick and Bullen, 1984; Arai, 1994; Uysal et al., 2007). میزان Cr# اسپینل در سنگ‌های پریدوتیتی منطقه آبداده‌طشک با منشأ دیرگدازی این سنگ‌ها متناسب می‌باشد. کمترین میزان Cr# مربوط به اسپینل‌ها در سنگ لرزولیت (۵۶/۳۴) و بیشترین مقدار آن در اسپینل‌های موجود در سنگ دونیت (۷۹/۳۶) ثبت شده است. در داده‌های شیمیایی مربوط به اسپینل‌ها، به موازات افزایش میزان کروم، از میزان منیزیم آنان کاسته می‌شود (از ۶۱/۷۱ درصد در اسپینل‌های لرزولیت به ۳۲/۵۶ درصد در اسپینل‌های دونیت) (جدول ۳).

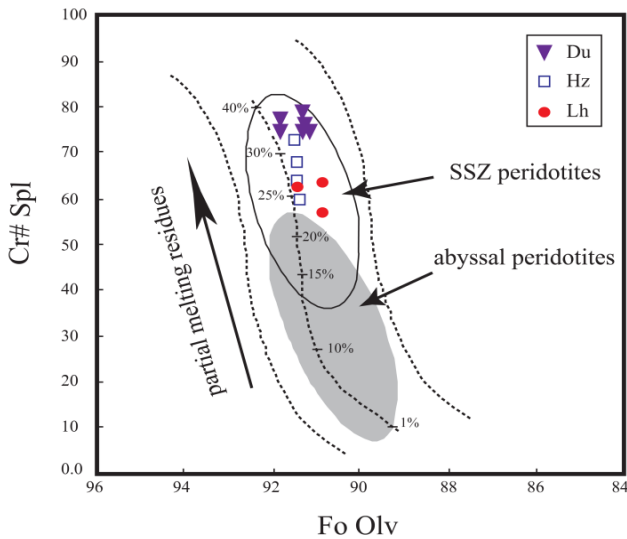
نمودار در مقابل Mg# نشانگر فرارگیری ترکیب شیمیایی اسپینل پریدوتیت‌های منطقه آبداده‌طشک در محدوده پریدوتیت‌های منطقه پیش‌کمانی (Forearc) و خارج از حوضه پریدوتیت‌های آبیسال (Abyssal) است (Kelemen et al., 1995) (شکل ۴). همچنین ترکیب شیمیایی اسپینل‌های کروم‌دار در نمودارهای  $Al_2O_3$  در مقابل Cr# و  $TiO_2$  در مقابل  $TiO_2$  در محدوده محیط ژئوتکتونیک منطقه بالای فرورانش SSZ (supra-subduction zone) قرار می‌گیرد و نقش موثر ماگماتیسیم بونینیتی غنی از منیزیم حاصل از ذوب‌بخشی بالا را در تشکیل این سنگ‌ها به اثبات می‌رساند (Dick and Bullen, 1984; Taylor et al., 1994; Uysal et al., 2009) (شکل ۵).

میزان Al در ترکیب اسپینل سنگ پریدوتیت نیز به درجه ذوب‌بخشی حساس بوده و به طور منظم با افزایش ذوب‌بخشی کاهش می‌یابد (Dick and Natland, 1996; Zhou et al., 2005). مقدار  $Al_2O_3$  در اسپینل‌های لرزولیت بین ۱۷/۱۹ و ۲۳/۷۵، در اسپینل‌های هارزورژیت بین ۱۳/۶۴ و ۲۱/۱ و در اسپینل‌های دونیت بین ۱۳/۰۶ و ۹/۵۸ متغیر است (جدول ۳). این تغییرات منظم در ترکیب شیمیایی کانی اسپینل طی فرآیند ذوب‌بخشی و در شرایط آبگین و غنی از  $H_2O$  ایجاد می‌شود (Hirose and Kawamoto, 1995). بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های اسپینل و اولیوین بر روی نمودار Cr# اسپینل و Fo اولیوین نشانگر کمترین میزان ذوب‌بخشی در لرزولیت (متوسط ۲۵ درصد) و بیشترین میزان در سنگ دونیت (متوسط ۳۵ درصد) است که با داده‌های صحرایی، سنگ‌شناختی و شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها کاملاً اثبات می‌شود (شکل ۶).

تغییر مودال سنگ‌شناختی به همراه ترکیب شیمیایی کانی‌های اولیوین و اسپینل کروم‌دار در مجموعه افیولیتی نبریز با تشکیل افیولیت در یک محیط تکتونیک فشارشی پیش‌کمانی و منطقه بالای فرورانش متناسب می‌باشد. در چنین شرایطی، در حضور سیالات غنی از K، Na و  $H_2O$ ، ذوب‌بخشی گوشته فوقانی با درجه بالا منجر به تشکیل مذاب بونینیتی غنی از Mg می‌شود (Uysal et al., 2007). این مرحله همراه با ایجاد سنگ‌های متفاوت پریدوتیتی در منطقه مورد مطالعه بر حسب میزان ذوب‌بخشی جبهه اولیه می‌باشد. در مدل پیشنه‌ادی، همزمان با واکنش دایک‌های دیابازی قطع‌کننده مجموعه افیولیتی سنگ‌های باقیمانده از ذوب‌بخشی، کانی‌های حامل کروم نیز وارد مذاب می‌گردند که در نهایت موجب تشکیل کانسارهای کرومیت در امتداد کانال‌های

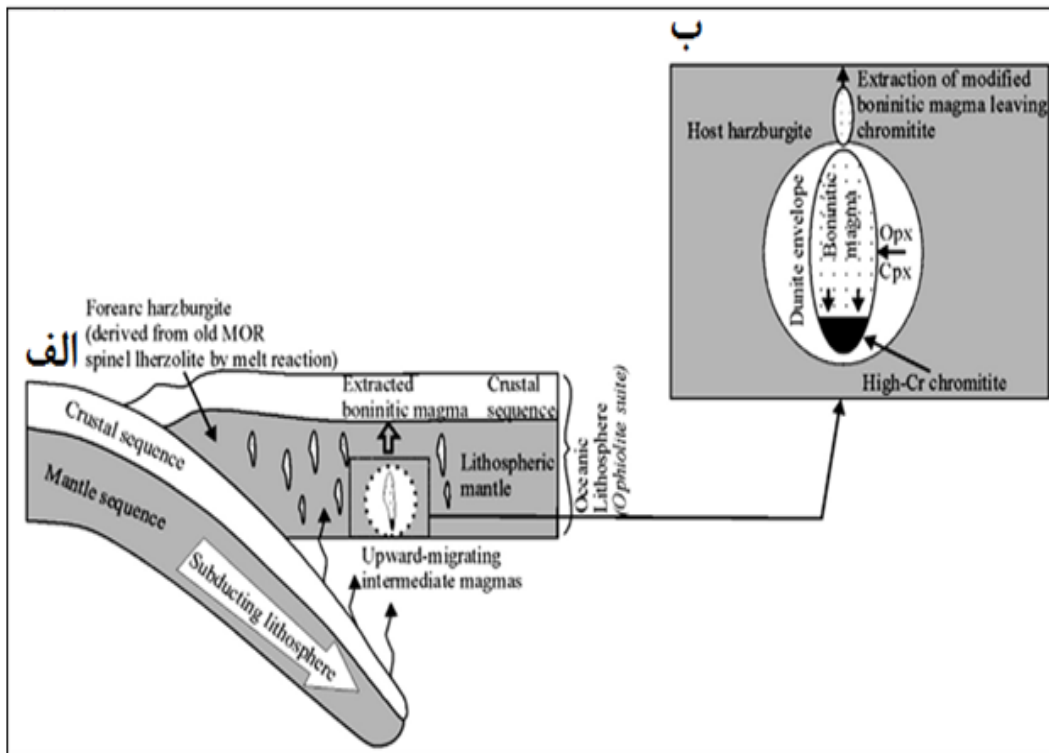
## نتیجه گیری

در نتیجه ورود اسپینل‌های کروم‌دار به مذاب در مسیر کانال‌های صعود مذاب نهایی شکل می‌گیرند.



شکل ۶: Cr# اسپینل در مقابل Fo اولیوین در ترکیب شیمیایی کانی‌های اسپینل و اولیوین (اقتباس شده از Pearce et al., 2000).

مجموعه افیولیتی نیز در منطقه آباده‌طشک نشانگر یک سری کامل افیولیتی نبوده و عمدتاً از سنگ‌های پریدوتیتی باقیمانده از ذوب‌بخشی گوشته فوقانی تشکیل شده است. درجه ذوب‌بخشی به ترتیب از سنگ لرزولیت به سمت هارزبورژیت معمولی، هارزبورژیت تهی‌شده و سپس دونیت افزایش می‌یابد. میزان ذوب‌بخشی به وسیله فراوانی کانی‌های پیروکسن در انواع سنگ‌های پریدوتیتی نشان داده می‌شود. بیشترین میزان کانی کلینوپیروکسن در سنگ لرزولیت و کمترین میزان آن در دونیت مشاهده می‌شود. سنگ‌های باقیمانده از ذوب‌بخشی بالا در بخش‌های فوقانی ستون افیولیتی (زون انتقالی) فراوان تر می‌شوند. تغییرات مودال سنگ‌ها با تغییر در ترکیب شیمیایی سنگ‌های میزبان متناسب است. کمترین مقدار Fo اولیوین و Cr# اسپینل در لرزولیت و بیشترین مقدار آنها در سنگ دونیت ثبت شده است. مقادیر  $Mg\#$ ،  $Cr\#$ ،  $Al_2O_3$  و  $TiO_2$  در ترکیب کانی‌های اسپینل کروم‌دار سنگ‌های پریدوتیتی نشانگر تشکیل مجموعه افیولیتی در یک محیط پیش‌کمانی در محدوده منطقه بالای فرورانش می‌باشد. در چنین محیطی در حضور مواد فرار در اثر ذوب‌بخشی درجه بالا، ماگمای بونینیتی غنی از منیزیم ایجاد می‌شود. کانسارهای کرومیت در اثر واکنش دایک‌های دیابازی با سنگ‌های باقیمانده از ذوب‌بخشی و



شکل ۷. مدل تکتونیکی ارائه شده در تشکیل سنگ‌های پریدوتیتی منطقه آباده‌طشک، الف: تشکیل سنگ هارزبورژیت در بالای منطقه فرورانش پس از ذوب‌بخشی سنگ لرزولیت، ب: واکنش مذاب بونینیتی با سنگ هارزبورژیت همزمان با تشدید ذوب‌بخشی و تشکیل سنگ دونیت و کرومیتیت (اقتباس با کمی تغییر از Caran et al., 2010).

## منابع

- Ahmed. A.H., Arai. S., Abdel-Aziz. Y.M., Rahimi. A., 2005, Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the Neoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, Vol: 138, p: 225-234.
- Arai. S., 1994, Compositional variation of olivine chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, Vol: 59, p: 279-293.
- Arai. S., Yurimoto. H., 1994, Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle-melt interaction products. *Econ. Geol.*, Vol: 89, p: 1279-1288.
- Babazadeh. S.H., De Wever. C., 2004, Radiolarian Cretaceous age of Soulabest radiolarites in ophiolite suite of eastern Iran. *Bull. Soc. geol. Fr.*, Vol: 175, p: 121-129.
- Berliy. T.J., Hermann. J., Arculus. A. J., Lapierr.H., 2006, Supra-subduction Zone Pyroxenites from San Jorge and Santa Isabel (Solomon Islands). *Journal of Petrology*, Vol: 47, p:1531-1555.
- 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*, Vol: 114, p: 307-326.
- Carmichael. I.S.E., 1967, The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib Mineral Petrol*, Vol: 14, p: :36-64.
- Coleman. R.G., 1977, *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere*. Berlin Springer, 229 p.
- Dare. S.A.S., Pearce. J.A., McDonald. I., Styles. M.T., 2009, Tectonic discrimination of peridotites using fO<sub>2</sub>-Cr-no. and Ga-Ti-Fe<sup>III</sup> systematics in chrome-spinel. *Chemical Geology*, Vol: 261, p: 199-216.
- Desmons. J., Beccalua. L., 1983, Mid-Ocean ridge and Island-arc affinities in ophiolites from Iran, Paleogeographic and implication. *Chem. Geol.*, Vol: 39, p: 39-63.
- Dick. H.J.B., Bullen. T., 1984, Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol*, Vol: 86, p: 54-76.
- Dick. H.J.B., Fisher. R.L., 1984, Mineralogic studies of the residues of mantle melting: abyssal and alpine-type peridotites. In *Kimberlites II. The Mantle and Crust-Mantle Relationships* (J. Kornprobst, ed.). Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, p: 295-308.
- Dick. H.J.B., Natland. J.H., 1996, Late stage melt evolution and transport in the shallow mantle beneath the East Pacific Rise: Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports*, Vol: 147, p: 103-134.
- Gonzalez-Jimenez. J.M, Proenza. J.A., Camprubi. A., Centeno-Garcia. E., Gonzalez-Partida. E., Griffin. W.L., O'Reilly. S.Y., Pearson. N.J., 2011, Chromite deposits at Loma Baya: petrogenesis and clues for the origin of the coastal Guerrero Composite Terrane in Mexico. 11<sup>th</sup> Biennial meeting SGA, Chile.
- Hirose. K., Kawamoto. T., 1995, Hydrous partial melting of lherzolite at 1 GPa: the effect of H<sub>2</sub>O on the genesis of basaltic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol: 133, p: 463-473.
- Kelemen. P.B., Dick. H.J.B., Quick. J.E., 1992, Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, Vol: 358, p: 635-641.
- Kelemen. P.B., Shimizu. N., Salters. V.J.M., 1995, Extraction of mid-ocean ridge basalts from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, Vol: 375, p: 747-753.
- Knipper. A., Ricou. L.E., Dercourt. J., 1986, Ophiolites as indications of the geodynamic evolution of the tethyan ocean. *Tectonophysics*, Vol: 123, p: 213-240.
- Mateus. A., Figueiras. J., 1999, Chemical composition of Cr-spinels in deformed and metamorphosed ultramafic/mafic complexes from Portugal. *Actas II Congresso Iberico de Geoquimica/XI Semana de Geoquimica Lisboa, Portugal*, p: 255-258.
- Morishita. T., Maeda. J., Miyashita. S., Kumagai. H., Matsumoto. T., Dick. H.J.B., 2007, Petrology of local concentration of chromian spinel in dunite from the slow spreading southwest Indian Ridge. *European Journal of Mineralogy*, Vol: 19, p: 871-882.

- Mukherjee. R., Mondal. S.K., Rosing. M.T., Frei. R., 2010. Compositional variations in the Mesoarchean chromites of the Nuggihalli schist belt, Western Dharwar Craton (India): potential parental melts and implications for tectonic setting. *Contrib Mineral Petrol*, Vol: 160, p: 865-885.
- Nadimi. A., 2003, Mantle flow patterns at the Neyriz Paleo-spreading center, Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol: 203, p: 93-104.
- Papike. J.J., Bence. G.E., Bnown. C.T., Pnewrm. C.H.Wu., 1971, Apollo 12 clinopyroxenes. Exsolution and epitaxy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, No. 10, p: 307-315.
- 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 systems, south Atlantic. *Contrib. Mineral. Petrol*, Vol: 139, p: 36-53.
- Pouchou. J.L., Pichoir. F., 1984, A new model for quantitative X-ray microanalysis.1. Application to the analysis of homogeneous samples. *La Recherche Aerospatiale*, p: 167-192.
- Pouchou. J.L., Pichoir. F., 1991, Determination of mass absorption coefficients for soft X-rays by use of the electron microprobe. In: *Microbeam Analysis-1988*, Newbury, D.E. (ed), San Francisco Press. San Francisco, p: 319-324.
- Rajabzadeh. M.A., 1998, Mineralisation en chromite et elements du groupe du platine dans les ophiolites d'Assemion et de Neyriz, ceinture du Zagros. Ph.D Thesis, Polytechnic University of Lorraine.
- Sarkarnejad. K., 1985, The geology and tectonic setting of ophiolites and associated rocks in the Neyriz area, Southeastern Iran. Ph.D Thesis, University of Wales.
- Shelly. D., 1993, Igneous and metamorphic rocks under the microscope. London, Chapman and Hall. 445 pp.
- Taylor. R.N., Nesbitt. R.W., Vidal. P., Harmon. R.S., Auvray. B., Croudace. I.W., 1994, Mineralogy, chemistry, and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan. *Journal of Petrology*, Vol: 35, p: 577-617.
- Uysal. I., Kaliwoda. M., Karsli. O., Tarkian. M., Sadiklar. M.B., Ottley. C.J., 2007, Compositional variations as a result of partial melting and melt-peridotite interaction in an Upper mantle section from the Ortaca area, Southwestern Turkey. *The Canadian Mineralogist*, Vol: 45, p: 1471-1493.
- Uysal. I., Sadikilar. M.B., Tarkian. M., Karsli. O., Aydin. F., 2005a, Mineralogy and composition of the chromitites and their platinum-group minerals from Ortaca (Mugla.SW Turkey): evidence for ophiolitic chromitite genesis. *Mineral. Petrol*, Vol: 83, p: 219-242.
- Uysal. I., Tarkian. M., Sadikilar. M.B, 2005b, Petrogenesis of the ophiolitic chromitites from Mugla. Isparta, Antalya areas (SW-Turkey): platinum-group minerals and mafic silicate inclusions in chromite. In *10th Int. Platinum*.
- Uysal. I., Zaccarini. F., Sadiklar. M.B., Tarkian. M., Thalhammer. O.A.R., Garuti. G., 2009, The podiform chromitites in the Dagkuplu and Kavak mines, Eskisehir ophiolite (NW-Turkey): Genetic implications of mineralogical and geochemical data. *Geologica Acta*, Vol: 7, p: 351-362.
- Zhou. M.F., Malpas. J., Robinson. T., Sun. M., Li. J.W., 2001, Crystallization of Podiform Chromitites from Silicate Magmas and the Formation of Nodular Textures. *Resource Geology*, Vol: 51, p: 1-6.
- Zhou. M., Robinson. P.T., Malpas. J., Edwards. S.J., Qi. L., 2005, REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *J. Petrol*, Vol: 46, p: 615-639.
- Zhou. M.F., Robinson. P.T., Malpas. J., Li. Z., 1996, Podiform chromitites from the Luobusa ophiolite (southern Tibet): implications for melt/rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Jour. Petrol*, Vol: 37, p: 3-21.